Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 90

Mit 36 Tafeln, 1 Bild, 75 Abbildungen und 31 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9–11

Wiesbaden 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 1—558	75 Abb.	31 Tab.	36 Taf.	1 Bild	Wiesbaden, 30. 8. 1962

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

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 *arduennensis-intermedius* im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab. . . . . 20.— DM

Heft 6: Simon, K.: Schrittweises Kernen 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

Dienstexemplar
W. Schmidt

Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 90

Mit 36 Tafeln, 1 Bild, 75 Abbildungen und 31 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9–11

Wiesbaden 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 1—558	75 Abb.	31 Tab.	36 Taf.	1 Bild	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Herstellung: Universitätsdruckerei Mainz GmbH

Inhaltsverzeichnis

A. Wissenschaftlicher Teil

Heinz Tobien:
Insectivoren (Mamm.) aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt. Mit 1 Abbildung und den Tafeln 1—3 7

Walter Gross:
Neuuntersuchung der Stensiöellida (Arthrodira, Unterdevon). Mit 11 Abbildungen und den Tafeln 4—9 48

Erwin Busse:
Ceratites armatus Philippi im Oberen Muschelkalk des Meißners (Niederhessen). Mit 1 Tabelle und Tafel 10 87

Hans-Joachim Anderson:
Die Typen der chattischen Pectiniden in Goldfuss' „Petrefacta Germaniae". Mit 1 Abbildung und den Tafeln 11—13 93

Hertha Sieverts-Doreck:
Über eine neue Form von Tubusplatten devonischer Crinoiden. Mit 7 Abbildungen und Tafel 14 106

Arthur J. Boucot & Agemar Siehl:
Zdimir Barrande (Brachiopoda) Redefined. Mit den Tafeln 15—20 117

Johannes Stets:
Zur Geologie der Dhrontal Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen–Thalfang (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 2 Abbildungen und den Tafeln 21—22 132

Fritz Kutscher:
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. Mit 2 Tabellen . . 160

Dietrich Röder:
Altersstellung von Bornicher Schichten und Spitznack-Schichten (Unter-Devon) . . . 165

Peter Rothe:
Mittel- und Oberdevon bei Aumenau (Südliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Vorläufige Mitteilung über neue Ergebnisse zur Stratigraphie. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle 173

Dierk Henningsen & Horst Quade:
Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 23 . . . 179

Wolfgang Krebs:
Das Oberdevon der Prümer Mulde/Eifel unter Ausschluß der Dolomit-Fazies. Mit 1 Abbildung, 2 Tabellen und Tafel 24 210

Henning Baatz & Siegfried Ritzkowski:
Wieviel Melanientone (Tertiär) gibt es in Hessen? Mit 2 Abbildungen 233

Gerhard Martin:
Die oligozänen Vallendarschotter der Südwesteifel. Mit Tafel 25 240

Albert Schneider:
Zur Tektonik und Metamorphose des nördlichen Spessart-Kristallins. Mit 3 Abbildungen, 3 Tabellen und den Tafeln 26—27. 246

Dierk Henningsen:
Die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke. Mit 6 Abbildungen 273

Ulrich Langenbach:
Die tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug südlich von Siegen (Rheinisches Schiefergebirge, Siegerland). Mit 11 Abbildungen und den Tafeln 28—30. 287

Hans Hinrich Lohmann:
Zur Formentwicklung von Salzauslaugungstrichtern. Mit 2 Abbildungen und Tafel 31 . 319

Heinz Bottke:
Zur geologischen und technologischen Beurteilung hessischer Felsquarzitvorkommen. Mit 4 Abbildungen, 7 Tabellen und den Tafeln 32—34 327

Viktor Neugebauer & Heinrich Zakosek:
Die Smonica. Mit 2 Tabellen 341

Adolf Föhrenbacher:
Chemische und kolloidchemische Untersuchungen an zwei Bodenprofilreihen auf Tonschiefer und Basalt mit unterschiedlicher Lößauflage. Mit 5 Abbildungen und 8 Tabellen 354

Klaus Fahlbusch:
Bauwerkschäden in Heppenheim (Bergstraße) und ihre Ursache. Mit 1 Abbildung. . . 393

Alan E. M. Nairn:
Paleomagnetic Investigation of the Tertiary and Quarternary Igneous Rocks. 1. Preliminary collections in the Eifel, Siebengebirge and Westerwald. With 3 tables and 9 text figures 412

Fritz Kutscher:
Register für die Notizblattbände der 6. Folge, (VI) 1—(VI) 3 und 81—89. Mit einer Abbildung 425

Nachrichten und Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung 487

Schriftleitung:
Bemerkungen zur Einrichtung einer Veröffentlichungsrubrik „Nachrichten und Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung" in den Notizblatt-Bänden 489

Manfred Horn:
Ein neues Vorkommen von Zechstein-Konglomerat im Wesetal (Nördlicher Kellerwald, Bl. 4820 Bad Wildungen). Mit 1 Abbildung und der Tafel 35 491

Fritz Kutscher:
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 2. Die Chondriten als Lebensanzeiger. Mit Tafel 36 494

Jens Kulick & Heinrich Zakosek:
Zur Sedimentation im Edersee von 1914—1959. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle . . . 499

B. Amtlicher Teil

Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 1. bis 31. 12. 1961 505

Fritz Kutscher:
Per Rössle †. Mit 1 Bild 516

Fritz Kutscher & Albert Karschny:
Die stratigraphisch-paläontologische Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 521

Georg Matthess:
Hessisches Geologisches Schrifttum 1961. Mit Nachträgen aus den Jahren 1942—1960. 525

Schriftleitung:
Die Autoren dieses Bandes 548

Schriftleitung:
Autorenregister, Sach- und Ortsregister, Fossilregister 550

A.
Wissenschaftlicher Teil

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 7–47	1 Abb.	Taf. 1–3	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Insectivoren (Mamm.) aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt

Von

HEINZ TOBIEN, Mainz

Mit 1 Abbildung und den Tafeln 1—3

Kurzfassung

Alttertiäre, speziell eozäne Insectivoren sind in Europa bisher nur wenig bekannt. Funde älteren und jüngsten Datums aus den mitteleozänen (lutetischen) Ölschiefern der Grube Messel bei Darmstadt liefern einen Beitrag zur vermehrten Kenntnis dieser Säugergruppe. Die in ± vollständigen, aber schlecht erhaltenen Skeletten dort vertretenen 3 Gattungen ergaben authentisch zusammengehörige Ober- und Unterkieferzähne bzw. -zahnreihen, was andernorts gewöhnlich selten ist. Verwandtschaftliche Beziehungen bestehen zu der wesentlich besser bekannten Insectivoren-Fauna des nordamerikanischen Alttertiärs. Dies ist auf den Faunenaustausch Europa–Nordamerika im Jungpaleozän bzw. Alteozän zurückzuführen.

Inhalt

1. Einleitung 7
2. Genus *Macrocranion* WEITZEL (Fam. Amphilemuridae) 8
3. *Leptictidium* genus novum (Fam. Leptictidae) 27
4. *Messelina* genus novum (Fam. Erinaceidae s. l.) 35
5. Schlußbemerkungen 44
6. Zusammenfassung 45
Schriftenverzeichnis 45

1. Einleitung

Die limnischen Oelschiefer von Messel (6 km nö. Darmstadt, Abb. 1) führen eine reichhaltige Wirbeltierfauna des Mitteleozäns (Lutetium) (TOBIEN 1955). Insektenfresser von dort werden erstmalig durch HAUPT (1921: 176) erwähnt. WEITZEL (1949: 15—21) bearbeitete einen Teil der in der geologisch-paläontologischen Abteilung des

Hess. Landesmuseums zu Darmstadt vorhandenen Materialien. Er verteilte die in mehr oder minder vollständigen, aber stark verdrückten Skeletten vorliegenden Funde auf zwei neue Gattungen: *Macrocranion tupaiodon* WEITZEL und *Aculeodens gracilis* WEITZEL, und reihte sie bei den Tupajiden — im Sinne der Klassifikation bei ZITTEL & SCHLOSSER (1923: 447) — ein.

Da fossile Tupajiden größte Seltenheiten sind[1]); die Klassifikation von ZITTEL-SCHLOSSER 1923 heute als überholt gelten kann; die Kenntnis alttertiärer Insektivoren, speziell Nordamerikas seither wesentlich erweitert worden ist; Neupräparationen an alten Messeler Materialien die von WEITZEL gelieferten Daten ergänzen und z. T. verbessern; schließlich außer den von WEITZEL beschriebenen Formen noch weitere Insektivoren an dieser Fundstelle vertreten sind, ließ eine Revision des Messeler Materials geboten erscheinen.

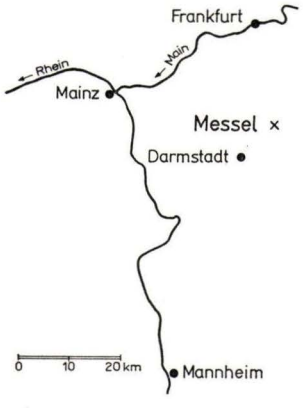


Abb. 1. Lageskizze von Messel.

Für die Erlaubnis zu Vergleichsstudien an alttertiärem Insektivoren-Material im Museum Basel bin ich Herrn Dr. J. HÜRZELER, Vorsteher der dortigen osteologischen Abteilung zu besonderem Dank verpflichtet. Herrn Prof. Dr. LOSSEN, Direktor des Röntgen- und Strahleninstituts der Universität Mainz, sowie Herrn Oberarzt Dr. FRANZEN und Frl. KARLSDORF ebendort, bin ich für die Herstellung von Röntgenaufnahmen zu besonderem Dank verbunden. Die Direktion der Paraffin- und Mineralölwerke Messel (Herr Dr. BEEGER) bewies wie immer, auch für diese Untersuchungen, ihr vollstes Verständnis. Herrn BEYER, Darmstadt und Herrn SCHMICKING, Geol.-Pal. Inst. der Univ. Mainz, danke ich für die Herstellung der Zeichnungen, ebenso Herrn Dipl.-Geol. BERG, Hess. Landesmuseum Darmstadt für die Anfertigung der photographischen Unterlagen hierzu.[2])

2. Genus *Macrocranion* WEITZEL (Fam. Amphilemuridae)

Zu den von WEITZEL (1949: 15 ff) neuaufgestellten Gattungen *Macrocranion* und *Aculeodens* ist zunächst zu sagen, daß beide — zumindest der Gattungszugehörigkeit nach — identisch sind. Die von WEITZEL angegebenen Unterschiede beruhen teils auf Erhaltungszuständen und Altersdifferenzen, teils auf unvollständiger Präparation der Gebisse. Wie weit die Spezies „*Aculeodens*" *gracilis* Selbständigkeit besitzt, wird weiter unten dargelegt.

---

[1]) Bisher ist als zweifelloser Tupajide nur *Anagale* aus dem Unter-Oligozän der Mongolei bekannt (SIMPSON 1931).

[2]) Ein Teil der nachstehenden Ausführungen wurde anläßlich eines von der Belgischen Akademie der Wissenschaften im September 1960 veranstalteten und von Prof. Dr. VANDEBROEK (Löwen) geleiteten Internationalen Symposiums über Morphologie und Phylogenese niederer Säugetiere vorgetragen.

2.1. *Macrocranion tupaiodon* WEITZEL

(Taf. 1 Fig. 2, Taf. 2, Taf. 3 Fig. 21—23)

Holotypus: Me 4403a, b (alte Nr. bei WEITZEL 1949: 15: P 1946/5a, b[3]) Taf. 3, Fig. 16, 17). Platte und Gegenplatte; Hess. Landesmuseum, Geol.-Paläontol. Abtlg., Darmstadt (Taf. 1 Fig. 2, Taf. 2 Fig. 1 partim, Fig. 9—12, Fig. 20, Taf. 3 Fig. 22).

Paratypen: Me 515/I—III (bei WEITZEL: 1946/6a—c: Taf. 3, Fig. 18; Taf. 4, Fig. 19—21); Me 11 (bei WEITZEL: 1946/7); Me 10a, b (bei WEITZEL: 1946/8a—b); Me 4295. Me 571 („*Aculeodens gracilis*" WEITZEL Taf. 4 Fig. 22, Taf. 5 Fig. 23—25). Alles im Hess. Landesmuseum, Geol.-Paläontol. Abtlg., Darmstadt.

2.11. Das Oberkiefergebiß

WEITZEL (1949: 16) konnte über das Oberkiefer-Gebiß des Typus-Exemplares und der übrigen Belege wegen des schlechten Erhaltungszustandes nur wenige Angaben machen. In der Tat sind an der Platte und Gegenplatte des Typus (Me 4403a und b) nur sehr wenige Zähne erhalten, wie auch aus dem Röntgenbild (Taf. 1 Fig. 2) hervorgeht. Immerhin ließen sich durch vorsichtiges Ausheben aus Me 4403a noch P^3, P^4 (fragm.) und M^1 dext. isolieren. Günstigere Ergebnisse lieferten bei der Freilegung Me 515/II und die dazugehörige Gegenplatte 515/III, sowie die schlecht erhaltenen Skelette Me 11 und Me 4295.

Hiernach stellt sich das Oberkiefergebiß von *Macrocranion tupaiodon* folgendermaßen dar:

Die Zahnformel lautet: 3 J, 1 C, 4 P, 3 M. WEITZEL (1949: 15) hielt 3 Incisiven, wohl auf Grund seines unzureichenden Materials, für nicht gesichert.

Incisiven: Die oberen Schneidezähne haben mesio-distal verbreiterte Kronen, von spatuliertem Habitus, mit einer kleinen Hinterzacke und sind in der Größe untereinander fast gleich.

Der J^3 (Me 515/III dext. nur Krone erhalten; Taf. 2 Fig. 3) besitzt distal eine kleine, basale, vom Hauptteil der Krone abgesetzte Zacke, die gegen den C gerichtet ist. Die labiale Kronenfläche ist leicht konvex gewölbt und glatt, die linguale zeigt eine dreieckige, mit der Spitze wurzelwärts weisende Einsenkung, die jedoch die Kronenbasis nicht erreicht.

Der J^3 am „*Aculeodens*"-Beleg hat gleiche Größe und Kronengestalt, nur ist hier die Hinterzacke weggebrochen, was wohl WEITZEL (1949: 20) zu der irrigen Ansicht führte, die Krone besäße Kegelgestalt.

J^2 und J^1 haben mir nicht vorgelegen. Jedoch ist nach den DI^1 und DI^2 am „*Aculeodens*"-Beleg, sowie nach einem DJ^1 (^{2}) von Me 11 anzunehmen, daß auch die Kronen der definitiven J^1 und J^2 spatuliert waren, und eine mehr oder minder deutliche Hinterzacke besaßen.

---

[3]) WEITZEL (1949: 15) führt unter den Paratypoiden die Kat.-Nr. P 1946/5b (= Me 4403b) an. Dies ist jedoch die Gegenplatte zum Typus und gehört naturgemäß zu diesem.

C sup. (Me 515/III, Taf. 2 Fig. 1, 5). Der obere Canin ist kräftiger als die Incisiven und der P^1. Die etwas rückwärts gebogene Krone hat konische Form, ist aber in labio-lingualem Sinne komprimiert, so daß sich ein längsovaler Querschnitt ergibt. Von der Spitze laufen an der Vorder- und Rückseite feine Grate zur Kronenbasis, wo sie in undeutliche Cingulumknospen übergehen. Die mesiale ist breiter und undeutlicher, die distale schmäler und deutlicher von der Kronenbasis abgesetzt. Labial und lingual sind keine Cingula vorhanden. Die linguale Kronenwand ist stärker vorgewölbt als die labiale.

Die Wurzel ist kräftig, einfach und ungeteilt, aber wie die Krone stark komprimiert und sehr lang, so daß $^2/_3$ der gesamten Höhe des C auf die Wurzel entfällt.

Am Typus-Exemplar fehlen die oberen C.

Prämolaren: Die Krone des P^1 (Me 515/III, Me 11, Taf. 2 Fig. 1, 7) hat in Seitenansicht dreieckigen Umriß, die Spitze ist leicht nach hinten gebogen, so daß der Hinterabhang steiler zur Kronenbasis abfällt, als der Vorderabhang. Distal ist eine kräftige Hinterzacke, mesial eine schwache Schmelzknospe entwickelt. Von letzterer zieht eine kurze und schwache Schmelzleiste an der Kronen-Wurzelgrenze nach innen und hinten. Eigentliche Innen- und Außencingula fehlen.

Wie die Krone ist auch die Wurzel seitlich komprimiert, einfach und ungeteilt, jedoch ist lingual eine schwächere, labial eine kräftigere Längsrinne — eine Wurzelspaltung andeutend — vorhanden.

Die Krone des P^2 (Me 515/II Taf. 2 Fig. 1, 4) ist größer, vor allem höher als die des P^1, die Spitze ebenfalls ein wenig nach hinten geneigt. Vorn und hinten sind deutliche Schneiden vorhanden, die auf eine schwache Vorderknospe bzw. eine kräftige Hinterzacke zulaufen. Cingula fehlen außen und innen.

Die wie an C und P^1 lateral komprimierte Wurzel (Me 515/II) hat tiefe Längsrinnen auf der Lingual- und Labialseite; ohne daß es jedoch zu einer Wurzelspaltung kommt. WEITZEL, der diesen Zahn in Taf. 4, Fig. 20 abbildete, hat daraus irrigerweise auf einen zweiwurzeligen P^2 geschlossen (S. 16, 21).

P^2 fehlt am Typusexemplar.

Die Krone des P^3 ist beträchtlich niedriger als am P^2 (Me 4403a, Me 515/II und III, Me 11, Taf. 2 Fig. 1, 8), obwohl sie in mesiodistaler Richtung etwas länger ist. Die Kronenspitze liegt vor der Zahnmitte, so daß die Vorderkante steiler zur Basis abfällt als die hintere. Dazu kommt noch eine kräftig entwickelte, wenngleich niedrige Hinterzacke. Innen ist ein kräftiges Cingulum vorhanden, das in der Mitte angeschwollen ist, daher deutlich lingualwärts auslädt und an einer basalen, kräftigen Vorderknospe endet. Das Außencingulum ist nur im hinteren Abschnitt deutlicher entwickelt.

Die wie am P^2 komprimierte Wurzel weist die erwähnten Längsfurchen auf, wobei die linguale tiefer als die labiale eingreift, die nur angedeutet ist.

Durch seine niedrige Krone fällt der P^3 ganz aus der Reihe der übrigen Prämolaren. Dasselbe ist am P_3 inf. der Fall (s. unten S. 14).

Am Typusexemplar 4403a ließ sich der P^3 ausheben: die linguale Anschwellung des Basalbandes ist hier zu einem selbständigen, allerdings sehr kleinen Innenhügel vergrößert. Dadurch wird der Umriß der Krone zu einem flachen Dreieck, dessen Spitze nach innen gerichtet ist. Entsprechend der lingual verstärkten Krone sind zwei Wurzeln vorhanden: Eine vordere, etwas kräftigere und eine hintere, schwächere. Der

kleine Innenhügel hat keine Wurzel, er hängt frei nach innen über; WEITZELS Ansicht, der P^3 sei zweiwurzelig (S. 16) gewesen, trifft also zum Teil zu.

Diese Variabilität des P^3 ist recht bemerkenswert. Sie genügt jedoch m. E. nicht, um Art- oder Gattungsunterschiede zwischen 4403a einerseits und Me 11, 515/II und III andererseits zu begründen.

An P^1 — P^3 sind die Wurzeln beträchtlich länger als die Kronen.

P^4 (Taf. 2 Fig. 1): Keines der Skelette lieferte einen vollständig erhaltenen P^4. Jedoch enthielt das Typusexemplar die labiale Hälfte des P^4 dext., Me 515/II die linguale Hälfte des P^4 sin., nebst defekter Labialpartie. Danach ergibt sich für den letzten Prämolaren folgende Struktur: Es ist nur ein, allerdings sehr kräftiger Außenhügel vorhanden, der höher ist als Para- und Metacon der Molaren. Von seiner Spitze läuft eine Metastyl-Schneide — ein typisches Merkmal der Erinaceomorphen — nach hinten und außen. Sie endet in einem niedrigen, aber deutlichen Metastyl. Eine vordere Kante fehlt. Vorn-außen liegt ein kräftiger vorspringender Parastyl. Para- und Metastyl sind durch ein labiales Cingulum verbunden, das in Höhe des Außenhügels etwas emporgezogen ist. Etwas stärkere Cingula erstrecken sich vom Para- bzw. Metastyl lingualwärts gegen den Innenhügel zu.

Dieser ist beträchtlich niedriger als der Außenhügel und ist deutlich vorgeschoben, so daß — im Grundriß — der Hinterrand der Kronenbasis eingezogen ist. Vorder- und Hintercingulum verschwinden bei Annäherung an die Lingualwand des Innenhügels. Dem P^4 fehlt somit ein Innencingulum, ebenso ein Hypocon. In Vorder- bzw. Hinteransicht fällt die Labialwand des Innenhügels steil, die Lingualwand flacher zur Zahnbasis ab. Der P^4 hat 3 Wurzeln: zwei kleinere labialseits, und eine größere lingualseits, unter dem Innenhügel.

Molaren: Die Kronen der oberen Molaren sind etwas breiter als lang, und tragen drei Wurzeln: zwei äußere, schwächere, und eine einzige, aber kräftigere innere Wurzel.

M^1 (Me 4403a, Me 11 Taf. 2 Fig. 1, 20): Paracon und Metacon bilden in frischem Zustand steile und hohe Kegel mit abgeplatteter Lingualfläche. Der Metacon ist etwas niedriger als der Paracon. Vom Gipfel des Metacons verläuft die — bereits vom P^4 bekannte — scharfe Kante nach hinten-außen zum wohlentwickelten Metastyl. Para- und Metacon hängen durch schwächere, längsverlaufende Kanten zusammen. Vorn-außen liegt ein gegenüber dem Metastyl kräftigerer Parastyl, der simsartig vorspringt. Beide Styli sind durch ein wohlentwickeltes labiales Cingulum verbunden, das keine Andeutung eines Mesostyles aufweist. Der große Protocon ist etwas niedriger als Para- und Metacon, seine Spitze liegt auf gleicher Höhe wie die Paraconspitze. Er ist halbmondförmig, der Vorderarm läuft auf einen wesentlich kleineren Paraconulus zu. Dieser ist seinerseits halbmondförmig, sein Vorderarm verbindet sich mit dem Parastyl, sein Hinterarm endet an der lingualen Basis des Paracons. Der Hinterarm des Protocons läuft schief nach hinten-außen auf einen Metaconulus zu, der etwas größer als der Paraconulus, und ebenfalls halbmondförmig ist. Sein Vorderarm ist undeutlich und gegen die linguale Basis des Metacons gerichtet, sein Hinterarm verbindet sich — über das Hintercingulum — mit dem Metastyl.

Dieses Verhalten der Zwischenhügelarme entspricht durchaus den Feststellungen, die HÜRZELER (in PIVETEAU 1961: 430) an den oberen Molaren, vor allem bei eozänen Primaten treffen konnte.

Vom Parastyl entwickelt sich lingualwärts ein kräftiges Vordercingulum, das sich jedoch auf der Vorderwand des Protocons abschwächt. Die Lingualwand des Protocons weist kein Cingulum auf.

Das Cingulum hinter dem Protocon verstärkt sich zu einem niedrigen, aber deutlichen, echten Hypocon. Hypocon und der Hinterarm des Protocons sind nur an ihrer Basis durch einen undeutlichen niedrigen Damm miteinander verbunden.

M^2: (Me 11, Me 515/II defekt, Metacon fehlt. Taf. 2 Fig. 1). Der M^2 weist den gleichen Kronenbau wie der M^1 auf, und unterscheidet sich kaum von ihm. Am M^1 ist die Vorderinnenecke etwas abgerundeter, und die Kronenbasis an der Hinterwand in der Metaconulus-Gegend stärker eingezogen. Am M^2 ist der Parastyl kräftiger und der Metastyl schwächer.

M^3: (Me 11, Me 515/II, Me 4295. Taf. 2 Fig. 1). Der letzte Molar hat schief dreieckigen Umriß, einen mächtigen, nach vorn-außen vorgezogenen Parastyl, wogegen Metastyl und die metastylare Schneide gänzlich fehlen. Das vom Parastyl ausgehende Außencingulum endet etwa am Ausgang des zwischen Para- und Metacon gelegenen Tales. Der Paracon ist — gegenüber M^1 und M^2 — noch kräftiger und höher als der Metacon. Die beiden Conuli sind vorhanden, der Paraconulus ist etwas kräftiger und mit den zwei, am M^1 geschilderten Graten versehen. Am Metaconulus ist der distale und mesiale Grat nur angedeutet, ersterer ohne Verbindung mit dem — fehlenden — Metastyl.

Der an den vorderen Molaren gut ausgebildete Hypocon fehlt am M^3 völlig (Me 11), oder ist nur durch eine leichte Anschwellung des schwachen Hintercingulums an der Basis der Protocon-Hinterwand markiert (515/II). Der Protocon ist halbmondförmig, seine beiden Arme verbinden sich mit den Conuli. Das vom Parastyl ausgehende Vordercingulum geht direkt in den Vorderarm des Paraconulus über. An der Vorderwand des Protocons ist nur eine leichte basale Anschwellung als Spur eines Cingulums vorhanden.

Wie an den vorderen Molaren sind auch hier drei Wurzeln zu beobachten, wobei die Hinteraußenwurzel jedoch besonders schwach, die Innenwurzel — wie an M^1 und M^2 — am stärksten ist.

An keinem Molar ist eine gesonderte Hypocon-Wurzel ausgebildet.

In der Oberkieferzahnreihe fehlt von J^1 — M^3 ein ausgesprochenes Diastema.

2.12. Das Unterkiefergebiß

Incisiven: (Taf. 2 Fig. 2, 11, 12, 15, 18). An Me 515/II sind nur die Kronen von J_2 und J_3 dext. in Labialansicht, sowie die Wurzel von J_1 dext. sichtbar. Der zum gleichen Individuum gehörende linke Unterkiefer weist nur noch die Wurzeln der drei Incisiven auf, die Kronen sind weggebrochen. Aus diesem Befund — insgesamt 6 J — geht einwandfrei hervor, daß *Macrocranion* in jeder Unterkieferhälfte 3 J besaß. Die Krone des J_2 (Me 4403a, Taf. 2 Fig. 12), ist spatuliert, nicht pfriemenförmig. Sie ist gegenüber den Kronen der oberen J mesio-distal etwas kürzer, dafür aber höher, die Schneide nicht gerade abgestutzt, sondern etwas gebogen, so daß sich — in Lingualansicht — ein schief lanzettförmiger Kronenumriß ergibt; dazu kommt, daß die Krone etwas nach distal überhängt und nach mesial und vorn stark ausgezogen ist.

Der J_3 hat — soweit der Erhaltungszustand von Me 515/II eine Aussage erlaubt — ähnliche Kronenform wie der J_2, nur ist die distale Ausziehung hier noch stärker. Der mesiale Rand ist bei 515/II durch den darüberliegenden J_2 verdeckt. Er dürfte — ähnlich wie am J_2 — über die Wurzel herausgeragt haben. Die lingualen Kronenflächen sind nicht sichtbar, und konnten wegen des sehr brüchigen Erhaltungszustandes nicht freigelegt werden (Taf. 2 Fig. 18).

Die Krone des J_1 (4403a, Taf. 2 Fig. 11) ist schmal und hoch und hängt weder distal noch mesial soweit über wie am J_2. Sie hat Meißelgestalt und ist lingual konkav und labial konvex.

Den unteren Incisiven fehlt die Hinterzacke, welche die oberen J charakterisiert.

Die Wurzeln sind sehr lang und in der Medianebene leicht gebogen, die J_1-Wurzel 2,5 bis 3 mal länger als die Krone, die J_2- und J_3-Wurzeln jeweils etwas kürzer. Entsprechend ist die J_1-Wurzel die kräftigste, die J_3-Wurzel die schwächste. Der Querschnitt der J_2- und J_3-Wurzel ist rund, die J_1-Wurzel mesial etwas abgeplattet. (515/II und III).

Die unteren Schneidezähne sind liegend eingepflanzt, am stärksten der J_1, dessen Längsachse fast parallel zum unteren Symphysenrand gelegen haben dürfte. J_2 und J_3 sind etwas mehr aufgerichtet, jedoch steht die J_3-Achse immer noch sehr flach zur Längsachse des Corpus mandibulae (Taf. 2 Fig. 18).

Ob die oberen J ähnlich flach gestellt waren, muß dahin gestellt bleiben. Auffallend sind jedoch am „*Aculeodens*"-Beleg die ausgedehnten Usuren auf den Lingualflächen der oberen DJ^1 und DJ^2. Bei sehr steiler Einpflanzung sind sie nicht recht verständlich, wohl aber bei einer ähnlich liegenden Stellung wie an den unteren Schneidezähnen.

Die unteren J sind, wie die Wurzeln in den unverdrückten Kieferfragmenten 515/II und 515/III zeigen, dicht gedrängt gestanden, möglicherweise unter teilweiser Überdeckung der J_2 und J_3-Kronen, wobei J_3 lingual von J_2 lag. Außerdem waren sie eher mesio-distal als linguo-labial angeordnet (Taf. 2 Fig. 18).

Canin: (Me 515/II: dext.; Me 515/III: sin.; Me 4403a: sin. nur Kronenspitze Taf. 2 Fig. 2, 18, 19). Der untere Eckzahn ist beträchtlich kleiner als der C sup, etwas kleiner als der P_1 und etwa gleichgroß wie der J_3, so daß er — im Gegensatz zum C sup — nicht aus der Zahnreihe herausragte, wie bereits Weitzel (1949:17) feststellte. Die Krone ist labio-lingual komprimiert — ähnlich wie die der Incisiven — nur fehlt die distale Ausladung, so daß — in Seitenansicht — ein annähernd rechteckiger Kronenumriß zustande kommt. Mesialer und distaler Kronenrand konvergieren etwas wurzelwärts. Beide Kronenränder werden durch eine gerade Schneide miteinander verbunden. Da der Canin ebenso prokliv ist wie der J_3, fällt diese Schneide, die den meißelartigen Kronenhabitus vor allem hervorruft, von dem hinten gelegenen höchsten Punkt flach nach vorn und unten ab. Der höchste Punkt der C-Krone entspricht der Protoconid-Spitze der folgenden Prämolaren.

Gegenüber der Wurzel hängt der Vorderteil der Krone mesial über. Distal an der Kronenbasis ist noch die Andeutung einer an den folgenden Prämolaren viel deutlicheren Hinterknospe zu erkennen. Die Lingualfläche der C-Krone ist konkav, die Labialfläche gewölbt.

Die einfache Wurzel ist beträchtlich länger — etwa doppelt so lang — wie die Krone, verhält sich somit wie an den Schneidezähnen. Der Querschnitt ist rundlich, der Durchmesser doppelt so groß wie der der J_3-Wurzel.

Das linke Kronenfragment am Typusexemplar — es liegt nur die Spitzenpartie vor — zeigt übereinstimmende Form.

Im Ganzen ist der untere Eckzahn prämolariform, nicht incisiviform; seine Kronenstruktur läßt sich eher auf die der Prämolaren, speziell des P_1 zurückführen.

Prämolaren: Der P_1 (Me 4403a: sin. u. dext.; Me 515/II: dext.; Me 515/III: sin. Taf. 2 Fig. 2) ist etwas größer als der Canin, und besteht aus einem seitlich komprimierten Hügel, dessen Spitze weit nach vorn vorgeschoben ist, so daß sie in Höhe der Vorderfläche der Wurzel steht. Von der Kronenspitze läuft distal ein langer Grat in sanfter Neigung zur Kronenbasis, wo er in einer kräftigen Hinterknospe endet. Nach vorn fällt ein steilerer und kürzerer Grat zur Kronenbasis ab. Die Krone hängt hier weit über die Wurzel über. In Labialansicht ist der P_1 dem C sehr ähnlich, nur ist bei letzterem die Schneide etwas länger, der meißelartige Habitus der Krone dadurch deutlicher.

Die Wurzel ist einfach und rundlich im Querschnitt. Der P_1 ist ebenfalls noch schief nach vorn geneigt eingepflanzt, jedoch nicht mehr so ausgeprägt wie der Eckzahn.

Die Krone des P_2 (Me 4403a: sin. und dext. (beide defekt); Me 515/II: dext. (Spitze fehlt); Me 515/III: sin. (intakt) (Taf. 2 Fig. 2) stimmt mit der des P_1 überein, nur ist sie etwas kräftiger und höher. Auch hier ist die mesiale Ausdehnung der Krone, das dadurch bedingte Überhängen über die Wurzel zu beobachten.

Entsprechend der gegenüber P_1 stärkeren Krone ist auch die einfache Wurzel kräftiger. Der Zahn ist fast senkrecht, bzw. mit nur noch leichter Proklivität eingepflanzt.

P_3 (Me 4403a: dext. (intakt), sin. (defekt); Me 515/II: dext. (intakt); Me 515/III: sin. (defekt) (Taf. 2 Fig. 2, 17) ist der kleinste der vier Prämolaren, seine Krone ist sogar noch ein wenig schmächtiger als die des C inf. Dieses für *Macrocranion* schon am OK auffallenden Kriterium wiederholt sich somit auch am Unterkiefer. Die Krone ist bedeutend niedriger, aber von prinzipiell gleichem Bau wie an P_1 und P_2; vor allem in Labialansicht kommt die gegenüber der Wurzel nach vorn abgeknickte Meißelgestalt deutlich zum Ausdruck. Im Grundriß verbreitert sich die Krone (im Gegensatz zu P_1 und P_2) nach hinten, und trägt bei 4403a am Hinterabhang eine kleine Usurfazette. Die Hinterknospe ist zu einem kleinen Talonid erstarkt, das sich cingulumartig ein Stück weit lingualseitig nach vorn ausdehnt. Sonst fehlen — wie am P_1 und P_2 — Cingula völlig. Innen, außen und hinten ragt die Kronenbasis über den Wurzelansatz vor. Der Zahn ist, im Gegensatz zu seinen Vorgängern, senkrecht eingepflanzt.

Die Wurzel ist rundlich, im Vergleich zur reduzierten Krone kräftig und von längsovalem Querschnitt. Sie weist keine linguale oder labiale Längsfurche auf. Dies gilt auch für die Wurzeln von C, P_1 und P_2 und steht im Gegensatz zu den Befunden am Oberkiefer.

Der P_4 (Me 4403a: sin. und dext.; Me 515/II: sin. und dext. Taf. 2 Fig. 2) hat ein kräftiges und hohes Protoconid. Von seiner Spitze läuft nach vorn ein Grat hinab, der an der Kronenbasis in eine kräftige Vorderknospe übergeht. Weit unterhalb und etwas distalwärts von der Protoconidspitze liegt ein schwaches Metaconid, das nur unvollkommen vom Hinterinnenabhang des Protoconides ausgegliedert ist. Beide sind durch

einen Grat verbunden. Das Talonid ist quergedehnt, niedrig und ohne Becken, im Vergleich zu den Molaren durchaus unentwickelt. Die Feststellung WEITZELS (1949: 17), der P_4 sei ausgesprochen molariform, trifft auf keinen Fall zu. Demgegenüber sind die P_4 anderer Gruppen (Leptictiden, Metacodonten) entschieden molariformer. Labiales und linguales Cingulum fehlen.

Im Gegensatz zu allen voranstehenden Zähnen hat der P_4 zwei kräftige und deutlich getrennte Wurzeln, die vordere ist schwächer, die hintere etwas stärker.

Die einfache, nicht molariforme P_4-Krone ist für *Macrocranion* typisch.

Molaren: M_1 (Me 4403a:sin. u. dext.; z. T. defekt; Me 515/II und III; Me 11: sin. defekt; Taf. 2 Fig. 2) besteht wie die folgenden Molaren aus Trigonid und Talonid. Das Paraconid ist nur durch einen niedrigen und schmalen Grat, der von der Protoconid-Basis ausgeht und bis an den Lingualrand verläuft, repräsentiert. Ein eigentlicher Paraconid-Hügel fehlt. Proto- und Metaconid sind hoch, spitz-kegelförmig und etwa gleich groß. Das Protoconid ist gegenüber dem Metaconid ein wenig vorgeschoben. Das gegenüber dem Trigonid nur wenig niedrigere, aber etwas breitere Talonid besteht aus Hypo- und Entoconid, sowie einem kleinen, aber deutlichen Hypoconulid. Die Behauptung WEITZELS (1949: 17), nur am M_3 komme dieses Element vor, trifft ebensowenig zu, wie jene, daß das Paraconid gut entwickelt sei.

Vom Hypoconid läuft nach vorn und innen ein kräftiger Grat, der an der Basis der Rückwand des Trigonides endet. Hypoconid, das nur wenig schwächere Entoconid und das distal zwischen beiden stehende Hypoconulid umgeben ein großes, wohlausgebildetes Talonidbecken, das in auffallendem Gegensatz zu dem undeutlichen und kleinen Trigonidbecken steht.

Die Lingualwände von Meta- und Entoconid sind fast eben und liegen direkt in der Flucht der Wurzeln. Die Labialwände von Proto- und Hypoconid sind dagegen stark nach außen vorgewölbt und ragen über die Wurzeln hinaus. Die Basis des Metaconides ist — von lingual gesehen — am M_3 deutlich schmäler als an M_1 und M_2.

Innen- und Außencingula fehlen gänzlich. Nur vorn unter dem queren Paraconid-Grat ist die Andeutung eines Vordercingulums sichtbar, ebenso zieht vom Hypoconulid ein kurzer Schmelzwulst nach außen und wurzelwärts, ohne jedoch die Hinteraußenecke des Zahnes zu erreichen.

Zwei kräftige quergedehnte Wurzeln tragen das Trigonid bzw. Talonid.

Der M_2 (4403a: sin. (defekt) und dext.; 515/II: sin. und dext.; Me 11: sin. (defekt) Taf. 2 Fig. 2) ist etwa gleich lang wie der M_1, aber im ganzen etwas breiter, vor allem gilt das für das Trigonid. Der Zahn ist dadurch der größte der drei Molaren. Im übrigen stimmt er mit dem M_1 überein.

Der M_3 (Me 4403a: sin. u. dext.; (beide defekt); Me 515/II: sin. u. dext.; Me 11: sin.; (defekt) Taf. 2 Fig. 2) ist etwa gleich lang, vor allem aber deutlich schmäler als die beiden voraufgehenden Molaren, so daß er im Ganzen kleiner wirkt. Trigonid und Talonid sind etwa gleich breit, das Hypoconulid besonders kräftig und weiter nach hinten herausgerückt als an M_1 und M_2. Außerdem ist es der lingualen Seite mehr genähert als am M_2 und vor allem M_1, wo es fast in der Mitte der Kronen-Hinterwand liegt. Im übrigen stimmt der M_3 mit den beiden vorderen Molaren völlig überein und ist weder reduziert noch strukturell anderweitig modifiziert. Die Hinterwurzel ist kräftiger als die vordere und längsgestreckt, ähnlich wie bei *Messelina* (Taf. 3 Fig. 19b).

Die Unterkieferäste sind schlank und niedrig, wie schon WEITZEL (1949:16) hervorhebt. Es sind drei Foramina mentalia vorhanden: Das vordere liegt unter dem P_1, das mittlere unterhalb und zwischen P_2 und P_3, das hintere unter dem Talonid von P_4, bzw. auf der Grenze von P_4/M_1. WEITZEL (1949: 17) gibt kein mittleres Foramen an, es ist aber auf seiner Taf. 3, Fig. 17 zwischen den beiden anderen deutlich sichtbar.

Unterhalb des aufsteigenden Astes ist der Unterrand des ramus horizontalis leicht eingebuchtet (WEITZEL 1949: 16), der Proc. coronoideus ist hoch und breit und der Proc. condyloideus lag über dem Niveau der Kaufläche.

2.13. Milchzähne

Me 4295 und Me 11 sind Reste iuveniler Tiere, die Teile der Milchbezahnung aufweisen. Ebenso enthält das Gebiß des Typus-Skelettes (Me 4403a) und der „*Aculeodens*"-Beleg (Me 571) noch einzelne Milchincisiven.

Von oberen Milchzähnen ist leider nichts Brauchbares vorhanden, mit Ausnahme einiger oberer DJ und eines DC sup.

DJ^1 hat ähnlich spatulierte Kronenform wie die permanenten Incisiven (Me 11: sin., hierbei kann es sich auch um den DJ^2 handeln), ferner ist eine mesiale Zacke vorhanden, und die Krone ist etwas zugespitzter (Taf. 2 Fig. 16). Bei Me 571 ist die Krone etwas höher, die distale Zacke durch Usur zum größten Teil abgetragen.

DJ^2 ist an Me 571 nur wenig größer als DJ^1, aber von gleicher Form. Durch eine Resorptionsmarke am lingualen Wurzelende ist er als Milchzahn ausgewiesen. Beide DJ sind beträchtlich kleiner als der permanente J^3 von Me 571 und 515/III.

Ein DJ^3 hat mir nicht vorgelegen.

DC sup. (Taf. 2 Fig. 6): Me 11 enthält ein linkes Exemplar, das nach dem im UK vorhandenen DC inf. und dem Größenunterschied gegen den permanenten C sup. in 515/III (s. oben S. 10) als Milchcanin angesprochen werden darf. Er ist in Krone und Wurzel kleiner, erstere zeigt an der Basis stärkere Gliederung, ähnlich den vorderen Prämolaren, letztere Andeutungen der Längsfurchen innen und außen.

Die Milchbezahnung des Unterkiefers ist besser belegt:

DJ_1 (Me 4403a: sin. fragm., und dext., Me 4295: sin.: Taf. 2 Fig. 9, 10). Die Krone ist meißelartig, mesio-distal nicht sehr über den Wurzelhals überhängend, labial leicht konvex, lingual leicht konkav. Sie endet in einer queren, distalwärts abfallenden Schneide. Am Typusexemplar sind beide DJ_1 erhalten, davon der rechte komplett. Seine Wurzel hat lingual eine große Resorptionsmarke, in welcher der Keim des J_1 dext. lag. (Taf. 2 Fig. 10, 11).

J_1 und DJ_1 stimmen in der schmalen und hohen Krone überein, nur ist die Milchzahn-Krone beträchtlich kleiner.

DJ_2 ist in einem mesial defekten Kronenfragment mit Wurzelansatz in Me 11 enthalten. Distal ragt die schief-blattartig verbreiterte Krone über den Wurzelhals vor, im Gegensatz zum DJ_1, mesial dürfte sie ähnlich nach vorn ausgezogen sein, wie am permanenten J_2. Kronenumriß und Wölbung der labialen und lingualen Wände sind gleichfalls sehr ähnlich. Unterhalb und lingual des DJ_2 lag die größere Krone des J_2-Keimes (Taf. 2 Fig. 14, 15).

DJ_3: Das Exemplar in Me 11 (sin.) hat lingual an der unteren Wurzelpartie eine längliche Resorptionsmarke, es weist sich damit als Milchzahn aus. Die Krone ist deutlich größer als die der benachbarten DJ. Im Kronenumriß ähnelt der DJ_3 dem DJ_2, d. h. die Krone ist nach mesial beträchtlich, distal weniger ausgezogen. Vorn ist eine horizontale Schneide entwickelt. Die Krone ist etwas kleiner als die des benachbarten J_2-Keimes, und wesentlich kleiner als der J_3 in 515/II, was die Deutung als D weiterhin stützt (Taf. 2 Fig. 13).

Gegenüber den permanenten Incisiven sind die Milchvorgänger entschieden kleiner und zierlicher, stimmen aber in der allgemeinen Form mit ihnen überein.

DC: Me 11 enthält im linken UK-Fragment Krone und Wurzelhals des Milchcaninen. Die Krone ist beträchtlich niedriger und kleiner als die des permanenten C, und kaum größer als die DJ_3-Krone, die dicht mesial daneben liegt. Die DC-Krone ähnelt der C-Krone, in der vorgeneigten, meißelförmigen Gestalt, ist aber an der lingualen Basis verdickt und besitzt eine kleine aber deutliche Hinterknospe, die dem C fehlt. Ähnlich wie der DC sup. weist sich auch der DC inf. in diesem Punkte noch als prämolariformer aus.

Die Wurzel ist einfach, ungespalten und rundlich im Querschnitt. Der Keim des definitiven C inf. lag lingual neben der DC-Wurzel im Kieferknochen.

P_1: Auf den DC folgt im linken UK-Fragment von Me 11 ein in Krone und Wurzel kräftigerer, einwurzeliger und an der Kronenspitze defekter Zahn. Er entspricht in Form und Größe den P_1 in den Mandibeln mit definitivem Gebiß. (Me 515/II, Me 4295, Me 4403a). Weder unterhalb noch lingual neben seiner Wurzel ist der Keim eines Ersatzzahnes, der ihm nachfolgen würde, sichtbar. Danach ist der P_1 anscheinend nicht gewechselt worden.

D_2: Dagegen hat nach Me 11 — im rechten UK-Fragment — der definitive P_2 einen einwurzeligen Milchvorgänger gehabt. Dieser sitzt über der Krone des P_2, die noch im Kiefer steckt. Die D_2-Wurzel liegt auf der Außenseite der P_2-Krone, und zeigt an ihrer lingualen Seite starke Resorptionserscheinungen. Die D_2-Krone ist bedeutend kleiner und niedriger als die P_2-Krone, hat in Seitenansicht einen dreieckigen Umriß, war aber nicht so weit mesial ausgezogen wie die P_2-Krone.

P_3: Hinter dem D_2 folgt ein Zahn (in Me 11-UK-Fragment links und rechts) der keinen Zahnkeim unter bzw. neben sich hat. Er entspricht in Größe und Form dem P_3 der Kiefer mit permanenter Bezahnung: Es ist der P_3, der offensichtlich — genau wie der P_1 — keinen Milchvorgänger hatte. Seine Wurzel ist ohne Spur von Resorptionsmarke.

D_4: Dahinter folgt ein zweiwurzeliger Milchzahn, zwischen dessen vorderer und hinterer Wurzel ganz unzweifelhaft die Krone des P_4 im Keimzustand eingeschlossen ist: Es handelt sich demnach um den D_4. Seine Krone ist im Ganzen molariformer als die des Nachfolgers, vor allem durch das wesentlich kräftiger und selbständiger entwickelte Metaconid. Ferner ist die Vorderknospe relativ kräftiger, und das Talonid ausgedehnter. Es besteht aus einem mächtigen Hypoconid und einem allerdings an beiden D_4 stark beschädigten Entoconid. Beide umschließen ein wohlausgebildetes Talonidbecken. Vom Vorderarm des Hypoconides zieht, am D_4 sin. deutlich sichtbar, eine Kante schräg nach vorn-innen und am Hinterabhang des Metaconides hinauf. Zwischen Hypo- und Entoconid steht — etwas nach hinten herausgerückt — ein

kleines Hypoconulid. Vorn-außen, an der Basis des Protoconides, liegt ein kurzer Cingulumwulst, der nach vorn in die kräftige Vorderknospe übergeht. Sonstige Cingula fehlen (Taf. 2 Fig. 21).

Nach Obigem sind somit im Unterkiefer die Incisiven, der Canin, P_2 und P_4 gewechselt worden. P_1 und P_3 hatten keine oder vielleicht nur sehr hinfällige, rasch verschwindende Milchvorgänger. Danach ergibt sich für die diphyodonten Zähne des Unterkiefers folgende Formel: DJ_1, DJ_2, DJ_3, DC, D_2, D_4.

Wieweit dieser für eine geologisch so alte Form wie *Macrocranion* bemerkenswert unvollständige Zahnwechsel auch für den Oberkiefer gilt, muß dahingestellt bleiben. Nach Analogie mit Milchgebissen anderer Insectivoren dürften jedoch auch hier nicht alle Prämolaren Milchvorgänger besessen haben.

2.14. Bemerkungen zu Schädel und Skelett

Leider sind die Skelette außerordentlich stark verdrückt und die Knochen durch Setzung des Sedimentes stark zersplittert. So lassen sich über die Morphologie des Schädels keinerlei zuverlässige Angaben machen. Ebensowenig bieten die Extremitätenknochen günstige Möglichkeiten. WEITZEL (1949:18) hat einige Längenmaße der großen Langknochen gegeben und auf die gegenüber den Vorderextremitäten deutlich längeren Hinterextremitäten hingewiesen. Dies ist auch aus dem Röntgenbild (Taf. 1 Fig. 2) ersichtlich. Auffallend ist, wie WEITZEL (1949:18) bereits erwähnt, die kräftige Entwicklung der Procnemialcrista an der Tibia.

WEITZEL (1949:18) stellt die Trennung von Tibia und Fibula fest. Das einzige Fundstück, das hierzu eine Aussage erlaubt, ist Me 515/I (WEITZEL Taf. 4, Fig. 21, als Nr. P 1946/6a bezeichnet). Hier ist die proximale Partie der rechten Tibia in lateraler Ansicht mit der stark vergrößerten Procnemialcrista sichtbar. Links daneben, der Tibia dicht anliegend, ist das Oberende der sehr dünnen Fibula zu erkennen. Der große Knochen links davon ist die linke Tibia, deren Hinterseite freiliegt. Am linken, d. h. lateralen Rande befindet sich — etwas oberhalb der Knochenmitte — ein kleiner Vorsprung, der eine proximalwärts weisende Bruchfläche trägt. Auf WEITZELS Tafelfigur ist diese Stelle nur undeutlich sichtbar. Es ist kaum ein Zweifel, daß es sich hierbei um die Anwachsstelle der linken Fibula handelt. Da sie relativ weit distal liegt, ist sie an der rechten Tibia, von der nur der proximale Abschnitt erhalten ist, nicht mehr vorhanden (Taf. 3 Fig. 21).

Tibia und Fibula sind somit bei *Macrocranion* verwachsen gewesen. Dieser Befund spricht — neben anderen (s. unten S. 21) — gegen die Zuweisung zu Tupajiden. Sowohl bei den rezenten Vertretern, wie bei der oligozänen *Anagale* (SIMPSON 1931: 10, Abb. 5 B) sind beide Knochen völlig getrennt.

Am Typus-Skelett 4403a ließ sich an der Hinterextremität eine Endphalange isolieren. Es ist keine lateral komprimierte Kralle, sondern ein vor allem distal dorsoplantar abgeflachter Knochen, der an der proximo-plantaren Seite für die Insertion der plantaren Bänder und Sehnen verdickt war. Ein distaler Spalt ist nicht vorhanden (Taf. 3 Fig. 22). Diese spatulierten Endphalangen an der Hinterextremität sind für

Insectivoren ungewöhnlich, sie finden sich dagegen bei rezenten Tupajiden und auch bei *Anagale* (SIMPSON 1931: 11, Abb. 5A) in ähnlicher Form.

Endphalangen der Vorderextremität lagen mir nicht vor.

2.15. Bemerkungen zum Genus „*Aculeodens*" WEITZEL

Als *Aculeodens gracilis* beschrieb WEITZEL (1949: 19—21, Taf. 4, Fig. 22, Taf. 5, Fig. 23—25) einen weiteren Insectivoren von Messel und führte eine Reihe von Unterschieden gegenüber *Macrocranion* an, welche die Selbständigkeit des neuen Genus begründen sollen. Es sind dies:

1. Bei *Aculeodens* sei der Schädel gedrungener, das Verhältnis von Kopf zu Rumpflänge etwa 1:3,4; bei *Macrocranion* ist der Schädel gestreckter, das Verhältnis von Kopf- zu Rumpflänge: etwa 1:2,2. Wie das Röntgenbild des Typusskelettes (Me 571; WEITZELS Kat.-Nr.: P 1946/9) erweist (Taf. 3 Fig. 23), ist vom Schädel nur der Gesichtsteil bis zum Hinterrand des M^3 und zum ? Ansatz des Jochbogens erhalten. Der Gehirnschädel fehlt. WEITZEL gibt für die Kopflänge 25,5 mm an, dieser Wert entspricht aber nur dem erhaltenen Gesichtsteil. Rechnet man den fehlenden Hirnschädel hinzu, so dürfte sich ein Wert ergeben, der durchaus dem entspricht, den WEITZEL für die Kopflänge von *Macrocranion* (40 mm) angibt.

2. Die Unterschiede in den Höhen des horizontalen Unterkieferrestes unter M_2 (3,6 bei *Ac.*, 3,5 bei *Macroc.*) bzw. der Protoconidhöhen am M_2 (2,4 bzw. 2,25) sind so gering, daß sie in den Bereich individueller Variation fallen dürften. So ist das Protoconid am M_2 von 515/II ebenfalls 2,4 hoch.

3. *Ac.* besitzt eine tiefe Massetergrube und eine gut ausgeprägte Randleiste am Ramus ascendens, bei *Macr.* sei die Massetergrube flach und die vordere Randleiste fehlt. Hierzu ist folgendes zu sagen: Am Typusexemplar von *Macrocranion* (WEITZEL 1949, Taf. 3, Fig. 16) sind an beiden Unterkieferästen die aufsteigenden Äste weggebrochen. Die Bruchränder bestehen aus einer äußeren und inneren Knochenlamelle, die zwischen sich einen Hohlraum einschließen und den Ramus ascendens in seinem unteren und mittleren Teil aufbauen. An der *Aculeodens*-Mandibel ist die äußere Wand durch Fossilisation eingedrückt worden. Dadurch wird eine tiefe Massetergrube und die scharfe Leiste am cranialen Rande des Ramus ascendens vorgetäuscht.

4. Der bei *Ac.* nach vorn ausgebuchtete Hinterrand des Ramus ascendens ist durch eine etwas dislozierte Knochenpartie z. T. nur vorgetäuscht, ferner ist unter den Mandibel-Resten von *Macrocranion* kein Exemplar so gut erhalten, um zuverlässig den parallelen Verlauf von Vorder- und Hinterrand des Ramus zu belegen.

5. Das Überragen von M_1 und M_2 über den Kieferrand bei *Ac.* ist zum großen Teil durch Erhaltung bedingt: In Occlusalansicht sind die Längsachsen der beiden ersten Molaren gegenüber derjenigen des M_3 nach labial verschoben, so daß sie vom lingualen Zahnrand unnatürlich weit abgerückt sind: Eine Zahnstellung, die zweifellos nicht in vivo vorhanden war.

6. Bei *Ac.* seien Hypoconulide an allen 3 Molaren vorhanden, bei *Macrocranion* fehlen sie am M_1 und M_2, nur der M_3 besitze dieses Element. Wie oben S. 15 ausgeführt wurde, ist das Hypoconulid bei *Macrocranion* auch an M_1 und M_2 entwickelt, genau wie bei *Aculeodens*.

7. Die Basen der Metaconide an den unteren Molaren seien schmäler bei *Ac.*, breiter bei *Macr.* Ein erkennbarer, durchgreifender Unterschied ist jedoch beim Vergleich mit gut erhaltenen *Macr.*-Molaren keineswegs vorhanden. Wohl aber ist die Metaconid-Basis am M_3 deutlich schmäler als am M_2 und vor allem M_1. Dies gilt sowohl für die *Ac.*-Mandibel wie für *Macrocranion* (s. oben S. 15).

8. Die von WEITZEL angeführten Unterschiede im P^2 (bei *Ac.*: einwurzelig, mit kegeliger, nach vorn gekrümmter Krone, bei *Macr.*: zweiwurzelig, nicht gekrümmte, im Querschnitt dreieckige Krone) treffen ebenfalls nicht zu. Der P^2 bei *Macr.* ist überall einwurzelig, mit schmaler und etwas rückgebogener Krone (s. oben S. 10).

Die Annahme der Zweiwurzeligkeit des P^2 gründet sich auf die irrige Interpretation des Exemplares in 515/II (s. oben S. 10).

Keiner der von WEITZEL angeführten Unterschiede ist somit als stichhaltig zu werten, das Genus *Aculeodens* ist daher einzuziehen.

Die unteren linken Molaren von „*Aculeodens*" stimmen im Bau vollständig mit *Macrocranion* überein. Besonders der M_3 fällt, wie bei *Macrocranion*, durch seine Schmalheit auf. Charakteristisch ist auch hier das niedrige, quergestellte und jochartige Paraconid, sowie die geringen Höhenunterschiede zwischen Trigonid und Talonid.

Auch die Oberkieferzähne, von denen die linke Zahnreihe mit DJ^1—M^3 in lingualer Ansicht, in teilweise defektem Zustande frei liegt (Taf. 3 Fig. 23), sind mit denen von *Macrocranion* identisch. Die oberen DJ^1 und DJ^2 sind lingual stark usiert, der Schmelz ist hier zum großen Teil abgetragen. Die von WEITZEL (1949: 20) beschriebene Kegelgestalt des J^3 rührt z. T. daher, daß die kleine Hinterzacke weggebrochen ist, wie aus einer entsprechenden Bruchstelle hervorgeht. Im übrigen stimmt der J^3 mit dem *Macrocranion*-J^3 überein. Das Diastema zwischen J^3 und C (Taf. 3 Fig. 23) ist auf Verdrückung zurückzuführen.

Canin und Prämolaren bieten keine Unterschiede, auch hier fällt der P^3 durch seine niedrige Krone gegenüber den Nachbarn auf. Vom P^4 ist nur der Außenhügel erhalten; er ist gleich kräftig wie am Typusexemplar von *Macrocranion*, und überragte Para- und Metacon der folgenden Molaren. Metastyl-Kante ist vorhanden, Parastylkante fehlt.

Von M^1 und M^2 sind nur Para- und Metacon, am M^2 dazu noch ein Teil des Paraconulus vorhanden. Die Größenverhältnisse der beiden Außenhügel an den zwei ersten Molaren sind mit *Macrocranion* identisch.

Vom M^3 ist nur der große Paracon, und ein Teil der Hinteraußenecke sichtbar. Alles übrige ist verdrückt und durch Gestein und Schellack verdeckt.

In den absoluten Größen, soweit die Zähne und Zahnreihen in Betracht kommen, hält sich das „*Aculeodens*"-Exemplar in den Dimensionen von *Macrocranion*:

„*Aculeodens*":	M_1 — M_3 sin.: 9,0[4])
Macrocranion:	Me 4403a: M_1 — M_3 dext.: 8,8
Macrocranion:	Me 515/II: M_1 — M_3 sin.: 9,5.

[4]) WEITZEL (1949: 20) vermerkt bei dieser Maßangabe, daß der Vorderrand von M_1 defekt sei. Das ist nicht der Fall.

Es lassen sich somit auch keine Unterschiede ausfindig machen, die eine artliche Abtrennung von *Macrocranion tupaiodon* rechtfertigen.

Im Ganzen handelt es sich bei dem Beleg zu „*Aculeodens gracilis*" um ein zu *Macrocranion tupaiodon* gehörendes Individuum.

2.16. Beziehungen und Vergleiche

Nach den vorstehenden Beschreibungen ergeben sich somit folgende, für *Macrocranion* typische Gebißmerkmale:

Spatulierte, nicht pfriemenförmige obere und untere J. Untere J, C, P_1 und P_2 nach hinten abnehmend prokliv. Kräftiger oberer C, mit kegeliger Krone, aber kleiner, prämolariformer unterer C.

Pl—P3 sup. et inf. einwurzelig, P^3 gelegentlich zweiwurzelig. Die Kronen von P3 sup et inf. gegenüber P4 und auch P2 schwächlich. P^4 mit einfachem Außenhügel, ohne Hypocon, mit Metastyl und metastylarer Schneide. P_4 nicht molariform, ohne Paraconid, mit schwachem Metaconid und einfachem Talonid ohne Talonidbecken.

Obere Molaren dreiwurzelig, breiter als lang, mit Conuli. Außencingulum ohne Mesostyl. Außenhügel konisch, M^1 und M^2 mit kräftigem Hypocon, Para- und Metastyl, M^3 ohne Hypocon und Metastyl. Untere Molaren mit schwachen, jochartigen und quergestellten Paraconiden, hohen, etwa gleichgroßen Proto- und Metaconiden. Talonide nur wenig niedriger mit fast median stehenden, von M_1 nach M_3 zunehmend herausgerückten und vergrößerten Hypoconuliden. M_3 schmäler als die vorderen Molaren.

Obere und untere Zahnreihen von J1 — M3 ohne ausgesprochene Diastemen.

Dieses Gebiß hat kaum direkte Beziehungen zu den Tupajiden, in der engen, modernen Fassung dieser Gruppe, zu der nur die rezenten Gattungen und die oligozäne *Anagale* gehört. Die einfachen undifferenzierten, in Pl—P3 einwurzeligen Prämolaren, ihre enge Stellung, der reduzierte P3, die verbreiterten, nicht styliformen Incisiven, der vergrößerte obere Canin, passen nicht recht in die Vorstellung, die man sich von der antemolaren Bezahnung eines eozänen Vorläufer dieser Gruppe machen muß. Gegen eine Verwandtschaft mit Tupajiden spricht ferner die verschmolzene Tibia und Fibula (s. oben S. 18).

Ebensowenig besteht eine nähere Verwandtschaft zu den Soricomorphen. Der älteste sichere Vertreter: *Saturninia* aus dem oberen Eozän (Ludium) der Schweiz und Frankreichs (Stehlin 1940) trägt schon entschieden soricides Gepräge. Bei *Macrocranion* sind jedoch keine Ansätze in dieser Richtung zu entdecken. Ähnliches gilt für Beziehungen zu den Talpiden (abgesehen vielleicht von *Amphidozotherium* Schlosser, s. unten S. 25).

Im Ganzen trägt das Gebiß von *Macrocranion* erinaceomorphes Gepräge, d. h., es gehört zu den Igel-artigen im weitesten Sinne. Unter den alttertiären Gruppen scheidet die Familie der Leptictidae für einen näheren Vergleich von vornherein aus, u. A. durch die hier völlig molarisierten P4, die zweiwurzeligen vorderen Prämolaren, die kräftigen, konischen Paraconide an den unteren M, durch hohe und schmale Protocone und schwache Hypocone an den oberen M.

Gewisse Ähnlichkeiten bestehen — vor allem im P^4 und den Molaren — mit alttertiären, generalisierten Angehörigen der Familie Erinaceidae (*Scenopagus* MCKENNA & SIMPSON, mittl. Eozän, *Proterixoides* STOCK, ob. Eozän, *Proterix* MATTH., Oligozän, alle Nordamerika, *Tupaiodon* MATTH. & GRANG., Oligozän, Mongolei). Hier sind, wie bei *Macrocranion*, die oberen Molaren breiter als lang, der Hypocon ist noch deutlich als Derivat des Hintercingulums erkennbar und ohne Gratverbindung mit dem Hauptteil der Krone, Para- und Metastyl sind kräftig (MCKENNA 1960b: 155). Jedoch ist die antemolare Bezahnung dieser Genera in einer anderen, und, wie es scheint, schon typisch erinaceinen Richtung spezialisiert: Die vorderen P sind ganz oder zum Teil zweiwurzelig, der obere C ist klein und ebenfalls zweiwurzelig, wie bei *Proterix* und *Tupaiodon*. Bei *Proterixoides* ist der J_2 beträchtlich vergrößert und styliform. *Tupaiodon* und *Proterix* sind relativ kurzschnauzige Tiere gewesen. *Macrocranion* muß dagegen einen langen und schlanken Gesichtsschädel besessen haben.

Auch zu dem europäischen *Adapisorex dolloi* TEILH. aus dem Paleozän von Frankreich und Belgien, der mit diesen primitiven Erinaceiden gewisse Ähnlichkeiten aufweist (MCKENNA 1960b: 155) bestehen keine näheren Beziehungen, ebensowenig zu den anderen *Adapisorex*-Arten (TEILHARD 1921: 17, 1927: 7) vor allem schon wegen der hier durchweg zweiwurzeligen P.

Der älteste und ursprünglichste europäische Erinaceide: *Neurogymnurus* FILH. aus dem Oligozän Frankreichs und der Schweiz ist bereits in den Molaren und sonstigen Gebißmerkmalen als modernisierter Angehöriger der Familie anzusprechen. Dieses Genus und seine jüngeren Verwandten scheiden für nähere Vergleiche aus.

Ebensowenig haben die Geolabidinae, eine von MCKENNA (1960b) neuerdings aufgestellte Unterfamilie der Erinaceidae [*Geolabis* COPE (= *Metacodon* CLARK olim), Oligozän, *Myolestes* MATTH., mittl. Eozän, *Hypacodon* MCKENNA, mittl. und unt. Eozän, alle Nordamerika] etwas mit unserer Form zu tun. Hier ist der P_4 weiter molarisiert, P_3, P_2 und z. T. P_1 sind zweiwurzelig, und die oberen Molaren haben bei *Geolabis* zwei linguale Wurzeln statt einer. In der Gruppe besteht Tendenz zur Zalambdodontie und zur Ausbildung einer verlängerten, röhrenförmigen Schnauze.

Keine dieser Gruppen weist die für *Macrocranion* typische antemolare Bezahnung auf. Nun existieren im Eozän Europas und N-Amerikas einige Gattungen, die diese Merkmale besitzen. Dazu gehört vor allem *Entomolestes* MATTH. aus dem nordamerikanischen Bridger-Eozän und *Amphilemur* HELLER aus dem mittleren Eozän des Geiseltales bei Halle. MCKENNA (1960a: 53ff., vgl. auch MCKENNA & SIMPSON 1959: 6) hat die Familie Amphilemuridae, welche HELLER (1935: 296) für sein Genus *Amphilemur* aufstellte und bei den Lemuroidea einreihte, neu definiert. Er rechnet außer den erwähnten Gattungen noch nachstehende dazu:

> *Leipsanolestes* SIMPSON (nach MCKENNA identisch mit *Entomolestes*)
> bestimmte Arten und Exemplare von *Nyctitherium*
> *Sespedectes* STOCK

sowie — mit Vorbehalt — *Macrocranion*, *Aculeodens*, und ein von TEILHARD (1927: 17, Abb. 13 unten) mit ? zu *Omomys* gestelltes UK-Fragment aus dem Untereozän von Orsmael (Belgien).

McKenna (1960a: 55—57) nennt folgende, für seine Familie Amphilemuridae charakteristischen Gebißmerkmale:

1. Die antemolaren UK-Zähne sind — mit Ausnahme des P_4 — einwurzelig, die vorderen prokliv mit vorgezogenen, schneidenartigen, rechteckigen Kronen. P_3 ist der kleinste Prämolar. Der C inf. ist niemals groß und aus der Reihe herausragend. Kein J ist besonders vergrößert.

2. P_4 ist im Vergleich zu P_3 sehr groß, und nicht voll molarisiert, mit schwachem Para- und Metaconid. Das Talonid ist ebenfalls schwach ausgebildet, und besteht aus einem quergedehnten niedrigen Hügel.

3. Die unteren Molaren besitzen Trigonide, die nur wenig höher als die Talonide sind. Proto- und Metaconid stehen auf gleicher Höhe und sind annähernd gleich groß. Das Paraconid ist dagegen zu einem niedrigen quergestellten, jochartigen Gebilde reduziert. Die Talonide bestehen aus kräftigen Hypo- und Entoconiden und fast zentral gelegenen Hypoconuliden, die am M_3 nach hinten herausgerückt sind. M_3 ist reduziert.

4. M^1 und M^2 sind breiter als lang, mit kräftigem Hypocon, ohne Hypocon-Wurzel. Paraconulus und Metaconulus sind mehr oder minder gut entwickelt und z. T. mit den labialen Para- und Metastylen über Cingula verbunden.

Diese Merkmale treffen in der Tat auch für *Macrocranion* und *„Aculeodens"* (für die schon McKenna 1960a: 55 Synonymität vermutete) zu, und die nahen Beziehungen, vornehmlich zu *Entomolestes* und *Amphilemur*, sind auffällig. Der Vergleich mit *Amphilemur eocaenicus* gründet sich auf Heller 1935. Er wurde wesentlich unterstützt durch Fotos des Holotypus (eines rechten UK-Fragmentes mit M_1, M_2 und 7 antemolaren Zähnen) in lingualer, labialer und occlusaler Ansicht, die ich der Liebenswürdigkeit von Herrn Prof. Dr. H. W. Matthes, Geol.-Pal. Institut der Univ. Halle/Saale verdanke. Hiernach ergibt sich folgendes:

M_1 und M_2 stimmen in dem schwachen, jochartig entwickelten Paraconid, den geringen Höhenunterschieden zwischen Trigonid und Talonid, sowie in dem fast median liegenden, etwas nach hinten herausgerückten Hypoconulid überein. Dagegen ist der M_2 bei *Amphilemur* kürzer als der M_1, bei *Macrocranion* länger oder gleich lang. Das Paralophid ist am M_2 von *A.* schief nach vorn-innen gestellt, bei *M.* verläuft es, wie am M_1 beider Gattungen, direkt lingualwärts, und den beiden anderen Trigonidhügeln dadurch angenäherter. Das Protoconid am M_1 von *M.* ist nicht so auffällig vorgeschoben. Da M_3 fehlt, ist über sein Größenverhältnis zu den vorderen Molaren nichts bekannt. Die Cingula scheinen in ihrer schwachen Ausbildung übereinzustimmen. Die Molaren von *M.* sind jedoch etwas schmäler als bei *A.* (s. Maßtabelle und Heller 1935: 297).

Am P_4 dürfte das Metaconid und vor allem das Talonid bei *A.* kräftiger sein. Beide P_4 sind zweiwurzelig und ohne eigentliches Paraconid. Die drei vorderen Prämolaren sind bei beiden Gattungen einwurzelig, die Kronen mit den Hauptspitzen nach vorn vorgezogen, und gegenüber der Wurzelachse abgeknickt. Die bei *M.* deutlichen basalen Hinterknospen sind anscheinend bei *A.* schwächer, dafür ist hier lingual neben der Hinterkante noch eine weitere entwickelt, die bei *M.* nur als flacher Wulst vorhanden ist. Bei *M.* ist P_3 entschieden der kleinste der 3 vorderen Prämolaren, bei *A.* ist P_3 zwar kleiner als P_2, und gleich groß wie P_1. Bei *A.* ist der C größer als P_1, bei *M.* ist es umgekehrt.

Die C sind sich sehr ähnlich, ebenso die J, vor allem in der gedrängten, eher mesiodistalen als labio-lingualen Stellung der Kronen. Bei *M.* ist die distale Ausladung der J_3-Krone stärker als bei *A.*, die J_2 stimmen in der länglich-lanzettförmigen Kronengestalt eher überein. HELLER (1935: 295) nahm nur 2 J inf. an. Nach dem Erhaltungszustand des Fragmentes ist nicht auszuschließen, daß ein J_1 vorhanden war, aber samt Alveole weggebrochen ist. In beiden Gattungen sind die J, C, P_1 und P_2 in nach hinten abnehmendem Maße prokliv. Form des Ramus horizontalis und Lage des hinteren For. mentale stimmen überein, wie die zwei weiteren, von HELLER (1935, Taf. 34, Fig. 2a—c, 3) zu *A.* gestellten Mandibelreste erweisen.

Das von HELLER (1935: 298, Taf. 34, Fig. 4) mit Vorbehalt zu *Amphilemur* gestellte OK-Bruchstück mit P^3-M^2 sin. stimmt gar nicht mit den entsprechenden Zähnen von *Macrocranion* überein. Ich bezweifle sehr, daß es zu *A.* gehört.

Die angeführten Übereinstimmungen bezeugen die enge Verwandtschaft zwischen *Macrocranion* und *Amphilemur*, die Unterschiede rechtfertigen die generische Selbständigkeit der Messeler Form.

Trotz der weiten räumlichen Entfernung ist das stratigraphisch etwa gleichalte nordamerikanische Genus *Entomolestes* aus dem Bridger-Eozän *Macrocranion* noch ähnlicher (MATTHEW 1909: 541, Taf. 50, Fig. 2; MATTHEW & GRANGER 1918: 597, Abb. 25, 26, MCKENNA 1960a: 58, Abb. 25, 26). P_3 ist hier der kleinste der Prämolaren, offenbar noch kleiner als bei *M.*, und der M_3 ähnlich verschmälert und verkürzt. MCKENNA (1960a: 56) gibt für *E.* an, der C sei kleiner als der P_1, was mit *M.* übereinstimmt. Der P_4 inf. hat den gleichen geringen Molarisationsgrad, im Gegensatz zu *Amphilemur*. Das niedrige jochartige Paraconid hat in beiden Genera die gleiche quere Stellung, die Öffnungsweite der Molartrigonide ist daher etwa gleich.

Unterschiede bestehen in den kräftigen Vorderaußencingula am P_4 und den unteren Molaren. Sehr variabel scheinen bei *Entomolestes* Zahl und Lage der Mentalforamina zu sein: Bei *E. grangeri* (MATTHEW 1909, Taf. 50, Fig. 2) ist nur ein Foramen unterhalb der P_2-Alveole sichtbar, bei cf. *E. nitens* (MCKENNA 1960a, Abb. 25a) liegt ein hinteres an der Grenze P_3/P_4, ein vorderes an der Grenze P_1/P_2, bei *Macrocranion* liegen sie wieder anders (s. oben S. 16).

Überaus ähnlich — bis in kleinste strukturelle Einzelheiten — sind die oberen M^1 und M^2 (so ist z. B. am M^1 der Metacon niedriger als der Paracon: MCKENNA 1960a: Abb. 25b und oben S. 11). Dagegen ist der sonst ähnliche P^4 von *Entomolestes* mit einem kleinen Metacon ausgestattet, der sich aus dem Hinterabhang des Paracons ausgliedert.

Dies und die kräftigen Cingula an den unteren P_4—M_3 sind, soweit ich sehe, die wesentlichsten Unterschiede gegen *Macrocranion*[5]).

---

[5]) MCKENNA (1960a) ist — gestützt auf WEITZELS Beschreibungen und Abbildungen 1949 — zu folgenden irrigen Feststellungen über das *Macrocranion*-Gebiß gelangt: 1. S. 56: Der C inf. ist den J ähnlicher als den P (das Umgekehrte trifft zu, s. oben S. 14), 2. S. 56: Die Trigonide der unteren M sind weiter geöffnet als bei den anderen Amphilemuriden-Genera (sie haben die gleiche Öffnung wie bei Entomolestes, s. oben u. S. 21), 3. S. 56: Die J inf. aller Amphilemuriden-Genera — *Macrocranion* ausgenommen — waren wahrscheinlich prokliv (sie sind auch hier stark prokliv), 4. S. 57: M_3 ist nicht reduziert (M_3 ist deutlich reduziert, vielleicht nicht in dem Ausmaß wie bei *Entomolestes*).

Größere Abweichungen bestehen offenbar gegenüber jenen Arten und Fundstücken von *Nyctitherium*, die McKenna (1960a: 53—54) zu den Amphilemuriden stellt (*N. nitidum*, *N. curtidens* und Paratypen von *N. celatum*). Sie betreffen vor allem die oberen Molaren. Hier liegt vor dem Protocon ein sehr kräftiges, meist zu einem kleinen Hügel verstärktes Cingulum, das bei *Macrocranion* in dieser Stärke nicht vorhanden ist. Ferner ist das Außencingulum simsartig verbreitert und die Styli sind besonders kräftig. Die unteren C, P und M sind *M.* ähnlicher.

Sespedectes aus dem Obereozän (Uintan) von Kalifornien (Stock 1935: 218, Taf. 1 Fig. 6, 6a) gehört nach P_4 und unteren Molaren ebenfalls in die Gruppe. Bei diesem Genus ist das Paraconid an den M sogar noch weiter reduziert. Leider sind die vorderen P, C und J inf., sowie die OK-Bezahnung noch nicht bekannt.

McKenna (1960a: 55) hat auf die bei Teilhard (1927, Abb. 13 unten und Taf. 4, Fig. 3) abgebildete, Amphilemuriden-artige Mandibel mit P_4 sin. aus dem oberen Paleozän von Orsmael hingewiesen. Teilhard stellte sie mit großen Vorbehalten zu *Omomys*, hielt aber auch für möglich, daß damit eine für Orsmael neue Form repräsentiert sei. In der Tat sind die Ähnlichkeiten z. B. mit *Macrocranion* hinsichtlich Form des Kieferknochens, einfachem P_4, und stark prokliver Lage der J-Alveolen nicht zu verkennen, wenn man die zwischen der J_3-Alveole und dem P_4 befindlichen 4 Alveolen — entgegen Teilhard — auf C und P_1-P_3 verteilt. Für den M_3 gibt Teilhard 1,8, für M_1 und M_2 1,5 bzw. 1,6 als Längen an. Diese Werte liegen beträchtlich unter denen von *M. tupaiodon*, vor allem aber deuten sie auf einen nicht reduzierten M_3 hin, was sonst keiner der Amphilemuriden aufweist.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß *Macrocranion* ohne Vorbehalt zu den Amphilemuriden gestellt werden kann, zu dessen typischen Vertretern das Genus zu rechnen ist. (Zum Größenvergleich siehe Maßtabellen S. 26, 27).

In der Frage, ob *Macrocranion* und die Amphilemuriden zu den erinaceomorphen Insectivoren im weitesten Sinne (d. h. zu den Lipotyphla) gehören, oder mit den Tupajiden und anderen Gruppen zu den Menotyphla zu stellen sind, vermag auch das Messeler Material keine entscheidende Auskunft zu geben. Zwar ist die Verwachsung von Tibia und Fibula erinaceomorph, sie findet sich jedoch auch bei den Leptictiden, die neuerdings bei den Menotyphla untergebracht werden (Mc Dowell 1958: 204). Das Gebiß enthält keine Merkmale, die entschieden auf Tupajiden-Artige hinweisen würden, so daß ich mit McKenna (1960a: 58) die Amphilemuriden bis auf weiteres bei den Erinaceoidea einreihe.

Nachlutetische Abkömmlinge von *Macrocranion* und *Amphilemur* sind in Europa bisher nicht bekannt. Mit dem obereozänen Soriciden *Saturninia* (Stehlin 1940) hat *Macrocranion* keine direkten Beziehungen, wie schon aus der dort typisch soriciden Beschaffenheit des P^4, der oberen Molaren und dem verstärkten J_2 hervorgeht. Gewisse Ähnlichkeiten sind dagegen mit den Unterkiefern, die Schlosser (1887: 130, Taf. 3, Fig. 54, 55) unter *Amphidozotherium* Filhol aus den Quercy-Phosphoriten beschrieben hat, nicht zu verkennen. Der P_4 ist weiter differenziert als bei modernen Talpiden, die vorderen P, C und J sind einwurzelig und prokliv. Der P_3 hat eine besonders kleine Krone, der P_1 ist normal groß, der C inf. nur wenig größer als J_3 und P_1. Auch Stehlin (1940: 302, Fußnote) hat — aus anderen Gründen — die Zugehörigkeit des Genus zu den Talpiden bezweifelt. Leider sind die Oberkieferzähne nicht

bekannt, ferner ist die Quercy-Gattung beträchtlich kleiner (M_1-M_3: 4,5), so daß hier nur ein Hinweis gegeben werden kann, um so mehr als mir kein Originalmaterial vorliegt.

Maße*): *Macrocranion*. OK-Zähne

		Me 4403a (Typus)	Me 515/II u. III		Me 11	Me 571 („*Aculeodens*")
J^3	L.	—	1,3		—	ca. 1,3
	B.	—	0,65		—	0,65
C sup.	L.	—	1,95		—	—
	B.	—	1,25		—	—
P^1	L.	—	1,3		1,3	1,4
	B.	—	0,7		0,75	—
			sin.	dext.		
P^2	L.	—	1,5	1,6	1,7	ca. 1,6
	B.	—	0,85	—	1,0	
			sin.	dext.		
P^3	L.	1,65	ca. 1,8	1,8	—	1,85
	B.	1,25	1,1	1,1	—	—
P^4	L.	2,8	—	—	—	—
	B.	—	—	—	—	—
M^1	L.	2,9	—	—	3,3	—
	B.	3,5	—	—	3,55	—
M^2	L.	—	—	—	3,1	—
	B.	—	—	ca. 3,8	3,95	—
M^3	L.	—	—	2,3	2,5	—
	B.	—	—	3,4	3,5	—
DJ^1	L.	—		—	0,9	0,8
	B.	—		—	0,45	0,5
DJ^2	L.	—		—	—	0,9
	B.	—		—	—	0,6
DC sup.	L.	—		—	1,45	1,3
	B.	—		—	0,9	1,0

*) Bemerkungen zu den Maßen: Die Messungen erfolgten unter dem Binokular bei 8- und 16facher Vergrößerung mittels einer Schieblehre mit Nadelspitzen. Daraus erklären sich möglicherweise Unterschiede zu WEITZELS Werten (1949: 15ff.). Länge (L) bei J und DJ: Max. mesio-distale Distanz an der Krone.

Größenvergleich von *Macrocranion* mit anderen Amphilemuriden:

1. Durchschnitt für Genus *Entomolestes* (MCKENNA 1960a:58): Länge M_1—M_3: 5,2 (8,8—9,5)
2. *Entomolestes nitens* (MATTHEW & GRANGER 1918: 598): Länge M_1—M_3: 6,4 (8,8—9,5)
3. *Amphilemur eocaenicus* (HELLER 1935: 297): Längen: P_1: 1,7 (1,8—1,9), P_2: 1,8 (1,9—2,1), P_3: 1,7 (1,5—1,75), P_4: 2,6 (2,95—3,1), M_1: 3,2 (3,0—3,2), M_2: 3,0 (2,9—3,2)
4. *Sespedectes singularis* STOCK (1935: 219): Länge P_3—M_3: 7,3 (13,7; 12,8)
(in Klammern die entsprechenden Werte für *Macrocranion*)

Maße: *Macrocranion*. UK-Zähne

		Me 4403a (Typus)	Me 515/II u. III		Me 11		Me 571 („*Aculeodens*")
J_1	L.	0,8		—		—	—
	B.	0,65		—		—	—
J_2	L.	1,5	1,3			1,55	—
	B.	0,65	—			—	—
J_3	L.	—	—			—	—
	B.	—	—			—	—
C inf.	L.		1,2		—		—
	B.		0,9		—		—
			sin.	dext.			
P_1	L.	1,8	1,9	1,9	1,9		—
	B.	0,85	0,9	—	0,85		—
P_2	L.	—	1,9	2,0		2,1	—
	B.	—	1,0	—		—	—
					sin.	dext.	
P_3	L.	1,5	1,75	1,75	1,55	1,6	—
	B.	0,9	1,0	—	0,8	0,9	—
P_4	L.	3,1	2,95	2,95	—	—	—
	B.	1,55	1,55	—	—	—	—
M_1	L.	3,0	3,2	—		—	3,0
	B.	2,1	2,1	—		—	2,1
M_2	L.	2,9	3,1	3,1		3,2	3,1
	B.	2,1	2,3	—		2,35	2,15
M_3	L.	2,9	3,2	3,2		—	3,0
	B.	1,8	1,85	—		1,85	1,8
DJ_1	L.	0,8	—			—	—
	B.	0,7	—			—	—
DJ_2	L.	—	—			—	—
	B.	—	—			0,55	—
DJ_3	L.	—	—			1,55	—
	B.	—	—			0,7	—
DC inf.	L.	—	—			1,2	—
	B.	—	—			0,7	—
D_4	L.	—	—			3,0	—
	B.	—	—			1,6	—

Länge M_1—M_3: Me 4403a: 8,8; Me 517: 9,0; Me 515/II: 9,5.
Länge C—M_3 (an den Alveolen): Me 4403a: ca. 16,5; Me 515/II: ca. 17,8.

3. *Leptictidium* genus novum (Fam. Leptictidae)

Außer *Macrocranion tupaiodon* sind noch zwei weitere Insectivoren-Gattungen in Messel vertreten. Sie sind schon der Größe nach deutlich unterscheidbar: Eine Form ist größer *(Leptictidium)*, die andere *(Messelina)* kleiner als *Macrocranion*.

Die größere Form ist durch einen alten Fund — einige OK-Zähne und die beiden Unterkieferäste umfassend — sowie durch ein 1961 geborgenes, schlecht erhaltenes Skelett mit einigen Zahnfragmenten repräsentiert. Sie gehört zu der im Alttertiär vor allem Nordamerikas weit verbreiteten Insectivoren-Familie der Leptictidae.

Abgesehen von dem durch LAVOCAT & DE LAPPARENT (1947) signalisierten Oberkiefermolaren ist dies der erste Fund eines Leptictiden in Europa[6]).

3.1. *Leptictidium auderiense* n. g. n. sp.
(Taf. 1 Fig. 1, Taf. 3 Fig. 1—10)

Holotypus: Schädelrest mit beiden horizontalen Unterkieferästen, enthaltend: P_1-M_3 sin., P_2-M_2 dext., einige Incisiven, sowie C inf. fragm., ferner: P^2-M^2 dext. in Fragmenten, sowie linguale Teile von P^4-M^2 sin.: Me 4420, Hess. Landesmuseum, Geolog.-Paläontolog. Abteilung, Darmstadt (Taf. 3 Fig. 1—5, 7—10).

Paratypus: Schlecht erhaltenes Skelett mit C sup. dext. und einigen Zahnfragmenten des OK und UK: Me 6224, Hess. Landesmuseum, Geolog.-Paläontol. Abtlg., Darmstadt (Taf. 1 Fig. 1, Taf. 3 Fig. 6).

Derivatio nominis: *Leptictidium*: Wegen der Ähnlichkeit des Gebisses mit nordamerikanischen Lepticiden; *auderiense*: Als Civitas auderiensis[7]) wurde bei den Römern die Bewohnerschaft des nördlichen Odenwaldes, in dem Messel gelegen ist, bezeichnet.

Locus typicus: Grube Messel bei Darmstadt.

Stratum typicum: Mitteleozän (Lutetium).

Diagnose der Gattung: P_4 voll molarisiert, Paraconid größer und deutlicher abgesetzt als an den Molaren. Paraconide der Molaren kräftig, kegelig, Hypoconulide schwach, an Entoconide angelehnt. Untere und obere M_3 leicht reduziert. C inf. mit kegeliger, kompresser Krone. P2 und P3 sup. und inf. einfach, ohne Sekundärknospe an den Hinterabhängen der Hauptspitze.

Diagnose der Art: Zunächst mit den Merkmalen des Genus. Die Spezies gehört zu den großwüchsigen Arten der Familie.

3.11. Das Unterkiefergebiß

Die Unterkieferbezahnung ist vollständiger als die des Oberkiefers erhalten. Da sie nach dem vorhandenen Fundgut die meisten diagnostischen Merkmale liefert, wird ihre Beschreibung an den Anfang gestellt.

Incisiven (Taf. 3 Fig. 8): Der rechte Unterkiefer von Me 4420 enthält 3 Schneidezähne: von J_1 und J_2 sind nur die etwa gleichgroßen Wurzeln erhalten. Ihr Querschnitt ist rundlich, die J_1-Wurzel gerade, die J_2-Wurzel leicht gekrümmt. Der J_3 lag etwas nach dorsal verschoben und ist vollständig erhalten. Die Krone ist verbreitert, von schaufelartigem Habitus und mit einer horizontalen, occlusalen Schneide versehen. Die Lingualwand ist konkav, die Labialwand konvex. Die Wurzel ist in der Mesiodistal-Ebene der Krone kräftig nach hinten abgebogen. Die J_3-Wurzel ist kräftiger aber kürzer als die beiden anderen.

---

[6]) Zur Stellung von *Adapisorex*, der von SIMPSON (1945: 49) bei den Leptictiden eingereiht wurde, s. unten S. 35.

[7]) Herrn Dr. JORNS, Leiter des Amtes f. Bodendenkmalpflege, Darmstadt bin ich für den freundlichen Hinweis hierzu zu Dank verbunden.

Die drei Incisiven sind nicht gedrängt gestanden, der J_1 war etwas liegend eingepflanzt.

Canin inf. (Taf. 3 Fig. 7): An Me 4420 ist ein Kronenfragment des rechten C inf. vorhanden. Spitze und Wurzel sind weggebrochen. Die Krone ist seitlich komprimiert, mit vorderer und hinterer Kante, so daß ein schmaler, spitzovaler Querschnitt resultiert. Die Labialseite der Krone scheint vorn mit einer seichten, basalwärts ausflachenden Längsfurche versehen gewesen zu sein.

Der einwurzelige Eckzahn ist kräftiger als der J_3, schwächer als der P_1 und hat wohl kaum über die vorderen Prämolaren hinausgeragt.

Prämolaren (Taf. 3 Fig. 1–3): Es sind 4 Prämolaren vorhanden, deren Kronen nach hinten an Molarisation zunehmen. Der P_1 steckt z. T. im Kieferknochen, hat noch keine Wurzeln gebildet und befindet sich im Keimzustand. Demgegenüber sind die folgenden Prämolaren voll entwickelt und tragen z. T. Usuren. Diese verzögerte Ausbildung einzelner Zähne des Ersatzgebisses ist für die Leptictiden charakteristisch (MATTHEW 1909: 534).

Die P_1-Krone ist relativ lang und zugleich schmal. Sie besteht — soweit sichtbar — nur aus der Hauptspitze. Vorder- und Hinterzacke fehlen bzw. waren an diesem Keim noch nicht ausgebildet. Von der Kronenspitze laufen distal und mesial zur Kronenbasis feine Leisten herab. Über die Wurzelbeschaffenheit lassen sich wegen des Keimzustandes keine Aussagen machen. Angesichts der langen und schmalen Krone ist jedoch zu vermuten, daß der Zahn eher zwei- als einwurzelig war.

Zwischen P_1 und C ist nur ein geringer Zwischenraum von ca. 1,5 mm vorhanden.

An Me 6224 fehlt der P_1, offenbar durch Erhaltung bedingt.

Der P_2 folgt auf den P_1 mit einem Diastema von ca. 4,5 mm Länge, das aber wahrscheinlich infolge Verdrückung des Kieferknochens etwas vergrößert wurde. Der Zahn ist vollentwickelt mit kräftiger vorderer und hinterer Wurzel. Die lange und sehr schmale Krone besteht aus einer hohen, hinten und vorn zugeschärften Hauptspitze, die nach hinten steil, nach vorn sanfter zur Kronenbasis abfällt. Der Vorderrand ist zudem noch etwas vorgewölbt. An der Kronenbasis ist vorn eine schwächere, hinten eine stärkere Schmelzknospe entwickelt, wobei die vordere etwas höher an der Hauptspitze angesetzt ist.

Charakteristisch ist eine leichte lingualwärtige Einbiegung der Spitzenpartie des Protoconides. Der P_2 an Me 6224 hat den gleichen Bau.

Der P_3 schließt ohne Lücke an den P_2 an, und weist prinzipiell die gleiche Struktur auf. Jedoch ist der ebenfalls zweiwurzelige Zahn größer, die Vorderknospe kräftiger, und die Hinterknospe zu einem kleinen Talonid verstärkt, daher im ganzen schon molariformer. Die Hauptspitze zeigt auch hier noch eine leichte Einbiegung der Spitzenpartie.

Der P_4 stößt an den P_3 an, ist größer und vollständig molariform. Es ist ein komplettes Trigonid sowie Talonid mit Hypo- und Entoconid nebst kleinem, an das letztere angelehntem Hypoconulid ausgebildet. Die Trigonidhügel sind hoch und spitz, das Paraconid niedriger als Proto- und Metaconid, aber durch tiefere Kerben von ihnen abgetrennt als an den Molaren. Dies ist besonders an der lingualen Seite deutlich. Die Paraconidspitze ist einwärts verschoben, steht vor dem Metaconid, und ist schräg nach vorn und aufwärts gestellt.

Vorn-außen ist ein kleiner Cingulumwulst vorhanden. Lingual und labial fehlen Cingula, wie an den vorderen Prämolaren auch.

Die beiden Talonidhügel sind beträchtlich niedriger als das Trigonid, das Hypoconid ist höher und voluminöser als das Entoconid. Vom Gipfel des ersteren läuft ein scharfer Grat auf die Hinterwand des Protoconides zu. Durch einen ähnlichen aber niedrigeren Grat ist das Entoconid mit der Basis des Metaconides verbunden. Das durch die Talonidhügel und die beiden Grate umschlossene Talonidbecken ist wohlausgebildet, größer und tiefer als das Trigonidbecken. Ob ein kleines Hintercingulum vorhanden war, kann beim Überlieferungszustand des vorliegenden Materials nicht entschieden werden.

Trigonid und Talonid werden je von einer kräftigen und langen Wurzel getragen.

Vom P_4 an Me 6224 sind nur die linguale Wand des Metaconides, der Ansatz des Paraconides, der Abdruck des Entoconides, Reste der Vorderwurzel und der vage Abdruck der Hinterwurzel vorhanden.

Molaren (Taf. 3 Fig. 1–3): Der linke UK-Ast von Me 4420 enthält 3 Molaren, allerdings liegt der M_3 nur in Trümmern vor. Der rechte UK-Ast enthält den beschädigten M_1 und Trümmer des M_2. Der M_3 fehlt gänzlich. Der zweiwurzelige M_1 ist deutlich breiter als P_4. Die drei Trigonidhügel sind hoch und spitz, das Paraconid ist niedriger als Proto- und das etwa gleichhohe Metaconid, und höher am Metaconid angesetzt als am P_4. Die Paraconidspitze liegt auch hier vor dem Metaconid, und ist nach oben-vorn gerichtet.

Vorn-außen am Protoconid liegt ein gegenüber dem P_4 wesentlich stärkerer, kurzer Cingulumwulst, der sich weder auf die linguale noch auf die labiale Kronenbasis fortsetzt.

Das deutlich niedrigere Talonid besteht aus einem kräftigen Hypoconid und Vordergrat zur Protoconid-Basis, und einem niedrigen und schwächeren Entoconid, mit niedriger Gratverbindung zur hinteren Metaconid-Basis. Dazu kommt ein kleines, an das Entoconid angelehntes Hypoconulid, das etwas nach hinten herausgerückt ist.

Das Talonidbecken ist, wie am P_4, groß und tief, das Trigonidlumen klein und unentwickelt.

M_2 — ebenfalls zweiwurzelig — unterscheidet sich, soweit der Erhaltungszustand von Me 4420 ein Urteil zuläßt, kaum von M_1. Nur scheint das Paraconid schwächer und das Hypoconulid stärker zu sein. Vom M_3 sin. sind im Röntgenbild die Wurzeln undeutlich sichtbar. Danach muß der M_3 etwas kleiner als die beiden vorderen Molaren gewesen sein.

An Me 6224 sind keine unteren Molaren erhalten, bis auf die Abdrücke des Meta- und Entoconides von M_1 sowie die Vorderwurzel von M_2.

Die bei Me 4420 allein erhaltenen horizontalen UK-Äste sind vor allem im Vorderabschnitt schlank und niedrig, der Unterrand ist leicht konvex. Das hintere Mentalforamen liegt etwa an der Grenze von P_4/M_1. Vordere Mentalforamina sind infolge Verdrückung unkenntlich.

3.12. Oberkieferzähne

Incisiven (Taf. 3 Fig. 4): Me 4420 lieferte die Krone eines oberen Schneidezahnes (vermutlich J^2 oder J^3), die hinter dem J_2 dext. des Unterkiefers lag. Sie ist blattartig verbreitert, nicht pfriemenförmig. Die Pulpahöhle liegt dicht am Rande

der Krone, der andere Kronenrand ist flügelartig ausgezogen. Die labiale Seite ist fast eben, die linguale etwas konkav.

Canin (Taf. 3 Fig. 6): Me 4420 enthält keine oberen Eckzähne. Dagegen weist Me 6224 den C sup. dext. in lingualer Ansicht auf. Die einfache Wurzel ist beschädigt, die kegelige Krone kräftig, die Spitze etwas nach hinten gebogen und über die folgenden P sup. hinausragend. Ihre Lingualwand ist stark gewölbt und durch eine distale und mesiale Kante von der flacheren Labialwand getrennt. Vorn an der Kronenbasis ist eine kleine Schmelzaufwulstung vorhanden.

Gegenüber dem als C inf. gedeuteten Fragment von Me 4420 ist die C sup.-Krone von Me 6224 größer und kräftiger. Da die Prämolaren beider Individuen gleich groß sind, ist zu folgern, daß die oberen Eckzähne bei *Leptictidium* größer und kräftiger als die unteren waren.

Prämolaren (Taf. 3 Fig. 5): Dicht hinter dem C sup. von Me 6224 befindet sich das Fragment des P^1 dext., von dem nur die Spitze erhalten ist. Sie liegt etwa im Niveau der Kronen-Wurzelgrenze des C sup., und beträchtlich dorsalwärts gegenüber der Spitze des folgenden P^2. Entweder ist P^1 kleiner gewesen als P^2, oder — wahrscheinlicher — er befand sich noch — ähnlich wie der P_1 im rechten Unterkiefer von Me 4420 — im Keimzustande und stak zum größten Teil noch im Kieferknochen.

P^1 ist an Me 4420 nicht erhalten.

P^2 folgt bei Me 6224 mit nur geringem Abstand (ca. 1 mm) auf P^1, im Gegensatz zu dem deutlichen Diastema zwischen P_1 und P_2 am rechten UK bei Me 4420. Hier ist der P^2 in Außenansicht gut erhalten. Der Zahn hat vordere und hintere kräftige Wurzeln, die völlig getrennt sind. Die Krone ist lang und schmal. Sie besteht aus einer hohen, schlanken, seitlich komprimierten Hauptspitze, einer schwachen Vorder- und einer stärkeren Hinterzacke (Taf. 3 Fig. 5).

P^3 ist an keinem der beiden Exemplare vollständig erhalten. Nach den vorhandenen Fragmenten stand er dicht hinter P^2, war zweiwurzelig und in der Krone sehr ähnlich P^2, nur größer und mit stärkerer Hinterzacke (Taf. 3 Fig. 5).

Auch der P^4 ist nicht vollständig überliefert. Me 6224 enthält zwei gleich kräftige Außenhügel in lingualer Ansicht, nebst den zugehörigen Wurzeln, Me 4420 zeigt im Talonidbecken des P_4 sin. in lingualer Ansicht eine große und hohe Spitze, die zweifellos dem Innenelement des P^4 zugehört. Danach ist der P^4 dreihügelig, mit Proto-, Para- und Metacon, wobei letzteren sicher, ersterem sehr wahrscheinlich je eine Wurzel zugeordnet war. Von einem größeren, selbständigen Hypocon ist nichts zu sehen. Der P^4 ist also im Prinzip ähnlich molariform — vor allem durch zwei Außenhügel ausgewiesen — wie der letzte Prämolar des Unterkiefers.

Molaren (Taf. 3 Fig. 1, 9, 10): Der linke Unterkiefer von Me 4420 enthält in Occlusionsstellung mit den Taloniden von M_1 und M_2 die Kronen von M^1 und M^2 in lingualer Ansicht sowie die zerdrückte Krone des M^3. M^1 und M^2 zeigen einen sehr hohen und schmalen Protocon, an dessen Hinterwand — besonders an M^2 gut sichtbar — ein niedriger und kaum individualisierter Hypocon ansitzt. Er ist zweifellos ein Derivat des Hintercingulums.

Am M^3 fehlt der Hypocon oder war noch schwächer als an den vorderen Molaren. Der M^3-Protocon ist schmächtiger als an M^1 und M^2. Daraus folgt — wie im Unterkiefer — ein gegenüber den vorderen Molaren kleinerer M^3.

Fragmente des M^1 und M^2 der rechten Kieferseite — aus dem Verband mit den M inf. der rechten Mandibel herausgelöst — erlauben einige Daten zur Occlusalansicht: Von der Spitze des hohen Protocons laufen in enger V-Stellung zwei scharfe Grate labialwärts. Auf dem mesialen sitzt ein kleiner Paraconulus, auf dem distalen, der steiler zur Metacon-Basis abfällt, ein kleiner Metaconulus auf. Die Conuli sind längst nicht so selbständig wie bei *Macrocranion*. Ihre gegen die Außenecken der Krone laufenden Arme sind kräftig, die einander zugekehrten Arme wesentlich schwächer. Vorn, an der Basis des Protocons findet sich ein schwacher und kurzer Cingulumwulst, ohne Fortsetzung nach labial und lingual, so daß die Innenseite, wie schon aus der Lingualansicht der linken Molaren hervorgeht, ohne Cingulum ist (Taf. 3 Fig. 10). Der Hypocon wurde bereits erwähnt.

Para- und Metacon sind spitz und kegelförmig, und niedriger als der Protocon. Ein Außencingulum war vorhanden, aber schwach. Über Fehlen oder Vorhandensein von Para- und Metastyl erlaubt das Material leider keine Aussage.

Zwei schwächere Außenwurzeln für Para- und Metacon, und eine kräftigere Innenwurzel für den Protocon sind — zumindest für M^1 und M^2 — charakteristisch.

3.13. Bemerkungen zum Skelett

(Taf. 1 Fig. 1)

Das Skelett Me 6224 läßt leider keine osteologischen Einzelheiten erkennen. Die Langknochen der Extremitäten sind völlig zerdrückt, Schädel, Wirbel, Becken usw. in kleinsten Splittern, z. T. nur als Knochenmulm erhalten. Nicht einmal die Umrisse der Langknochen sind mit Sicherheit zu erkennen. Immerhin kann festgestellt werden, daß der Schädel lang, und offenbar niedrig, die Hinterextremitäten länger als die vorderen waren. Der Tuber calcis ist kräftig ausgebildet. Ein langer Schwanz muß nach den erhaltenen Schwanzwirbeln vorhanden gewesen sein.

Die nachstehenden Maße haben nach obigem nur als ungefähre Werte zu gelten:

Schädellänge (ohne obere Incisivpartie):	ca. 5,5 cm
mit oberen J, geschätzt:	ca. 6 cm
Länge der Wirbelsäule vom Schädelhinterrand bis in Höhe der prox. Femur-Gelenkköpfe:	ca. 14 cm
Oberarmlänge:	ca. 2,5 cm
Unterarmlänge, einschl. Olecranon ulnae: (Handskelett fehlt zum größten Teil)	ca. 3 cm
Länge des Oberschenkels:	ca. 3—4 cm
Länge des Schienbeins:	ca. 4,5 cm

Fußskelett unvollständig und zum größten Teil zu Knochenmulm zerdrückt.

Wie das Gebiß bezeugen auch diese Skelettmaße ein gegenüber *Macrocranion* größeres Tier (vgl. die Skelettmaße bei WEITZEL 1949: 16, 18). In seinen Dimensionen dürfte es etwa — verglichen mit heutigen Vertretern — der *Tupaia ferruginea* entsprochen haben, und etwas kleiner als der europäische Igel gewesen sein.

3.14. Beziehungen und Vergleiche

Nach vorstehenden Beschreibungen ergeben sich folgende wesentliche Merkmale für das Gebiß von *Leptictidium*: Zahnformel: OK: ?3J, 1C, 4P, 3M; UK: 3J, 1C, 4P, 3M.

Die Schneidezähne sind im OK und UK spatuliert, nicht pfriemenförmig, und nicht gedrängt gestellt. Die Proklivität ist im UK, mit Ausnahme des J_1, gering. Nach der Beschaffenheit des UK-Vorderendes dürften die Kronen der unteren Schneidezähne eher longitudinal als transversal gestellt sein. Nach der Beschaffenheit der Wurzeln sind die unteren J annähernd gleich groß, keiner ist extrem vergrößert. Über eventuelle J^1 und J^2 sup. ist nichts bekannt.

Obere und untere Caninen sind einwurzelige Zähne mit kegeligen Kronen. Der obere C ragte über die Nachbarzähne hinaus. Die obere C-Krone ist kräftiger und höher als die untere.

Von den 4 Prämolaren sind P2—P3 oben und unten sicher zweiwurzelig, die Wurzeln von P1 sind unbekannt. Der P1 ist in der Entwicklung verzögert. P_4 inf. ist zweiwurzelig und voll molariform, das Paraconid vorgeneigt, kräftig und deutlicher vom Metaconid abgetrennt als an den Molaren[8]). Zwischen P_1 und P_2 ist ein Diastema vorhanden. P^3 sup. hat eine einfache Hauptspitze, ohne Sekundärknospe in der Mitte des Hinterabhanges, ebenso wie auch P_2 und P_3 inf. Dem P^3 fehlt vermutlich ein Innenelement. Der P^4 besaß Para- und Metacon.

Die oberen Molaren haben hohe, schmale, V-förmige Protocone, niedrige und kaum entwickelte, aus dem Hintercingulum hervorgegangene Hypocone, und relativ schwache Zwischenhügel. Die Hügel an den unteren Molaren sind schlank und spitz, die Trigonide höher als die Talonide. Die Paraconide sind kräftig, kegelig und etwas vorgeneigt, die Hypoconulide sind klein und an die Entoconide angelehnt. Der M_3 sup. und inf. ist etwas kleiner als die vorderen Molaren.

Die horizontalen UK-Äste sind schlank und niedrig, mit konvexem Unterrand. Das hintere Mentalforamen liegt etwa an der Grenze P_4/M_1.

Diese Merkmale, vor allem die voll molariformen P_4 inf., die kräftigen Paraconide an den unteren Molaren, die charakteristischen Proto- und Hypocone an den oberen M verweisen das Messeler *Leptictidium* sogleich in die Familie der Leptictidae. Alle anderen alttertiären Insectivoren-Familien können von vornherein ausgeschlossen werden.

Die Messeler Form ist jedoch mit keinem der zahlreichen nordamerikanischen Genera, die sich über obere Kreide, Paleozän, Eozän und Oligozän verteilen, identisch. Nach Simpson (1945: 49, 1959: 1—4) und Gazin (1949, 1952: 19—20, 1956: 15—17, 1962: 22—23) gehören folgende nordamerikanische Gattungen sicher hierher:

Gypsonictops Simpson, obere Kreide
Prodiacodon Matthew, mittl. Paleozän
Myrmecoboides Gidley, mittl. Paleozän
Diacodon Cope, ob. Paleozän bis mittl. Eozän

[8]) Dieses Merkmal findet sich z. B. auch bei *Diacodon* (Gazin 1956, Taf. 1, Fig. 6, Simpson 1959, Abb. 1 C).

Palaeictops MATTHEW, ob. Paleozän bis unt. Eozän
Parictops GRANGER, unt. Eozän
Hypictops GAZIN, mittl. Eozän
Protictops PETERSON, ob. Eozän
Ictops LEIDY, Oligozän
Leptictis LEIDY, Oligozän

Bei *Gypsonictops* fehlt dem P_4 ein selbständiges Paraconid (SIMPSON 1951: 11); bei *Prodiacodon* und *Palaeictops* sitzt halbwegs an den Hinterabhängen von P_2 und P_3 inf., bei *Diacodon* nur am P_3 inf., ein kleiner Sekundärhöcker (GAZIN 1956: 17). Er fehlt der Messeler Form.

Bei *Diacodon* und bei *Palaeictops* ist der P^3 sup. mit zwei Außenhügeln versehen, hat einen kräftigen Innenhügel und ist dreiwurzelig. Dasselbe ist bei *Hypictops* der Fall, hier kommt noch ein kräftiger Parastyl hinzu (GAZIN 1949). Bei *Leptictidium* ist die Außenwand einspitzig, die Vorderknospe (Parastyl) ist klein. Ein Innenhügel mit Wurzel fehlte sehr wahrscheinlich. Bei *Myrmecoboides* sind Paraconide und Metaconide an den unteren Molaren weitgehend verschmolzen, was besonders in Labialansicht deutlich ist. Sie bilden einen Doppelgipfel, der höher als das Protoconid ist (SIMPSON 1937: 115). Bei *L.* sind die genannten Trigonidhügel in Labialansicht deutlich getrennt.

Bei *Parictops* sind die Vorder- und Hinterknospen an den Protoconiden der vorderen Prämolaren emporgezogen und sitzen hoch an der Hauptspitze an (GAZIN 1949: 223). An den unteren Molaren von *Protictops* sind die Talonide gegenüber den Trigoniden stark verschmälert und die Hypoconulide sehr schwach (PETERSON 1934: 375).

Ictops und *Leptictis* haben styliforme untere Incisiven und einen kleinen C inf., etwa von J-Größe. Bei *Ictops* ist der P^3 sup. dreiwurzelig mit Innenhügel, bei *Leptictis* fehlt letzterer (SCOTT & JEPSEN 1936: 21), was eher mit der Messeler Form übereinstimmt. Überhaupt scheint das Gebiß dieser beiden nordamerikanischen Gattungen noch am ehesten (z. B. Reduktion der letzten Molaren) der Messeler Gattung nahe zu kommen.

Außerhalb Nordamerikas sind Leptictiden nur aus dem Eozän Chinas und Südfrankreichs bekannt. Das chinesische Genus *Ictopidium* (ZDANSKY 1930: 7, Taf. 1, Fig. 1, 2) zeigt gegenüber der Messeler Gattung folgende Unterschiede: Der horizontale UK-Ast ist massiver, sein Unterrand fast geradlinig. Das hintere Mentalforamen liegt unter der Hinterwurzel von P_3. Der C inf. ist klein, und das Paraconid am auch sonst für Leptictiden wenig molariformen P_4 ist schwach. Ebenso sind die Paraconide an den Molaren reduziert. Dies und das kleine Talonid am P_4 erwecken Zweifel, ob *Ictopidium* überhaupt zu den Leptictiden gehört.

Leider ist von dem durch LAVOCAT & DE LAPPARENT (1947: 182) bekannt gemachten und von ihnen mit *Ictops* und *Leptictis* verglichenen Leptictiden aus dem Lutetium der Corbières (Dep. Aude, Südfrankreich) nur ein oberer Molar bekannt. Es wäre sehr interessant, von diesem Tier noch weitere Gebißelemente kennenzulernen.

Auch ein Vergleich mit dem gut bekannten Genus *Adapisorex* LEMOINE aus dem Paleozän von Frankreich und Belgien zeigt, daß zu *Leptictidium* keine näheren Be-

Maße: *Leptictidium*

	J sup.	C sup.	P^2	P^3	J_3	C inf.	P_1	P_2	P_3 sin. dext.	P_4 sin. dext.	M_1 sin. dext.	M_2
Me 4420 L.	1,85	—	3,2	ca. 3,8	1,4	ca. 1,5	ca. 2,5	3,1	3,6; 3,7	4,65; 4,6	4,8; 4,9	4,5
B.	ca. 0,7	—	—	—	0,65	0,8	—	—	— —	— 2,8	— 3,4	—

Me 4420: Länge M_1—M_3: ca. 12,0; Höhe des UK unter M_1 (lingual): 6,8.
Me 6224: Länge C sup. dext.: 1,9; P_2 dext.: 3,0; P_3 dext.: ca. 3,9.

ziehungen bestehen. TEILHARD (1927: 10) unterschied innerhalb der Arten von *Adapisorex* eine Gruppe A mit schwach molarisiertem P_4 inf. (hierzu *A. gaudryi*, *A. chevilloni*, *A. remensis* von Cernay) und eine Gruppe B mit stärker molarisiertem P_4 (hierzu u. a. *A. dolloi* von Orsmael). Die Gruppe A scheidet für einen näheren Vergleich von vornherein aus, aber auch *A. dolloi* hat einen P_4 mit schwach ausgebildetem Paraconid im Gegensatz zu dem mächtigen Element bei der Messeler Form. Ähnliches gilt für die Paraconide der Molaren. Auch die Konturen der vorderen unteren Prämolaren mit ihren mesial vorgezogenen Kronen sehen anders aus als bei *Leptictidium*. Ebensowenig besitzen die oberen Molaren das typische Leptictiden-Gepräge: Die Hypocone sind zu kräftig, die Protocone zu voluminös mit weit geöffneten V-Schenkeln, und die charakteristische transversale Dehnung der Kronen fehlt bei *A. dolloi* (TEILHARD 1927, Abb. 2).

Es erscheint mir zweifelhaft, ob das Genus *Adapisorex* einschl. *A. dolloi* mit SIMPSON (1945: 49) überhaupt zu den Leptictiden zu stellen ist. Damit würden die Grenzen dieser sonst scharf umrissenen Insectivoren-Gruppe beträchtlich verwischt. Auch andere Autoren sind diesem Vorschlage nicht gefolgt: SABAN (1958: 866) bringt das Genus mit Vorbehalt bei den Pantolestiden unter, MCKENNA (1960b: 155) weist auf Beziehungen zu dem Erinaceiden *Proterixoides* hin, ohne aber „*Adapisorex*" *dolloi* unter seine „primitive probable erinaceids" einzureihen.

Im ganzen handelt es sich bei dem Messeler Tier um einen Angehörigen der Leptictiden, dessen vordere Prämolaren — im Gegensatz zu den meisten nordamerikanischen Gattungen — wenig differenziert sind.

In den Dimensionen gehört *Leptictidium auderiense* zu den großwüchsigen Vertretern der Familie, wie die nachstehende Gegenüberstellung mit extrem großen Leptictiden lehrt.

Ictops major DOUGLASS und *I. dakotensis* LEIDY (SCOTT & JEPSEN 1936: 19, 20): Länge M_1—M_3: 10 (ca. 12)

Diacodon bridgeri SIMPSON (1960: 3): Länge M_1—M_3: 10,8 (ca. 12)

Hypictops syntaphus GAZIN (1949: 223): Länge P^2 und P^3: ca. 3,8 u. 4,3 (3,2 u. ca. 3,8) (in Klammern die entsprechenden Werte für *Leptictidium auderiense*)

4. *Messelina* genus novum (Fam. Erinaceidae s. l.)

Das dritte in Messel vertretene Insectivoren-Genus ist das kleinste und bisher nur durch ein unvollständiges, verdrücktes Skelett mit teilweise erhaltenen Zahnreihen belegt.

4.1. *Messelina tenera* n. g. n. sp.
(Taf. 1 Fig. 3, Taf. 3 Fig. 11—20)

Holotypus: Skelett (ohne Schwanzwirbelsäule, ohne Becken und von Tibia-Mitte distal fehlende Hinterextremitäten) mit unvollständiger Bezahnung. Me 1288; Hess. Landesmuseum, Geolog.-Paläontolog. Abteilung, Darmstadt.

Derivatio nominis: Nach dem Fundort Messel bei Darmstadt; *tenera* (lat.): zart.

Locus typicus: Grube Messel bei Darmstadt. Stratum typicum: Lutetium.

Diagnose der Gattung: Obere J meißelartig mit kräftiger Hinterzacke. Oberer DC klein, prämolariform, einwurzelig. P^3 ohne Innenhügel, zweiwurzelig. M^1 und M^2 mit kräftigem Hypocon, Para-, Metastyl und metastylarer Schneide. M^3 mit nicht reduziertem Metacon, Metastyl und metastylarer Schneide. Untere M mit niedrigem Paralophid, und nach hinten herausgerücktem, paramedianem Hypoconulid. M_3 nicht verkürzt. Paraconid am P_4 kräftiger als an den Molaren. Metaconid individualisiert, aber kleiner und niedriger als Protoconid.

Diagnose der Art: Zunächst mit den Merkmalen der Gattung. Kleinwüchsige Spezies.

4.11. Das Oberkiefergebiß

Von der Oberkieferbezahnung sind vorhanden und wurden durch Präparation z. T. ausgehoben: 2 J, 1 C, 2 P, 1 DP^4 (fragm.), M^1, M^2 und M^3 (beide fragm.), sämtlich von der linken Seite, und in situ die lingualen Seiten dem Beschauer zukehrend. OK-Zähne der rechten Seite fehlen an Me 1288 völlig.

Incisiven (Taf. 3 Fig. 15, 16): Der vordere der beiden erhaltenen Schneidezähne hat meißelartige Krone, deren mesialer Rand nur wenig über die Wurzel hinausragt. Der distale Rand liegt in der Fortsetzung der distalen Wurzelwand. An der distalen Kronenbasis befindet sich eine kräftige, deutlich ausgegliederte, nach hinten gerichtete Schmelzzacke. Vom mesialen Ende der Kronenschneide läuft auf der lingualen Kronenwand ein Schmelzwulst zur Kronenbasis und schließt an die erwähnte Hinterzacke an. Vom distalen Schneidenende zieht wurzelwärts und mesial gerichtet ebenfalls ein Schmelzwulst über die linguale Kronenfläche und gliedert sie damit in einen distalen und mesialen Abschnitt. Die labiale Kronenwand ist konvex und ohne Cingulum.

Die Wurzel hat ovalen Querschnitt, bedingt durch eine labio-linguale Abflachung, und ist sehr lang (über dreimal höher als die Krone). Ihre Spitzenpartie ist distal und lingual etwas abgebogen.

Der nächste, darauf ohne große Lücke folgende Schneidezahn ist nur mit der Krone und dem Wurzelhals erhalten. Er hat Zahnkeim-Habitus. Die Krone ist beträchtlich größer als die des voraufgehenden Incisiven, aber von ähnlicher Struktur. Jedoch ist der meißelartige Hauptteil der Krone niedriger, dagegen die Hinterzacke bedeutend stärker. Dadurch ist die Krone in mesio-distaler Richtung fast $^1/_3$ länger.

Die Frage muß zunächst offenbleiben, ob hier J^2 (eventuell DJ^2) und J^3, was wahrscheinlicher ist, oder J^1 und J^2 vorliegen.

Canin sup. (Taf. 3 Fig. 11, 14): Auf den zweiten Schneidezahn folgt ebenfalls ohne große Lücke ein einwurzeliger Zahn, dessen Krone mit dem des nachfolgenden Prämolaren weit eher übereinstimmt, als mit dem voraufgehenden Schneidezahn. Es

handelt sich wohl um einen oberen Eckzahn von prämolariformem Habitus, der — im Gegensatz zu *Macrocranion* — nicht aus der maxillaren Zahnreihe herausgeragt hat. Damit gewinnt die Interpretation der Incisiven als J^3 und J^2 ($?DJ^2$) an Wahrscheinlichkeit.

Die Krone besteht aus einer seitlich etwas komprimierten Hauptspitze, an deren Basis vorn eine schwächere, hinten eine kärftigere Schmelzknospe ansitzt. Von letzterer zieht eine deutliche Schmelzkante zur Kronenspitze hin. Die linguale Kronenbasis ist leicht aufgewulstet, so daß sie über den Wurzelhals hinausragt. Die Labialwand ist flach gewölbt und geht direkt in die labiale Wurzelfläche über.

Die Wurzel ist höher als die Krone (ca. 2,5mal), labio-lingual etwas komprimiert, so daß ein längsovaler Querschnitt resultiert. Bei horizontaler Lage der Kronen-Wurzel-Grenze ist die Wurzel um ca. 30° nach hinten abgeknickt. Die Wurzel trägt vorn-innen eine kleine Resorptionsmarke, verursacht durch den J^3 oder den definitiven C (der nicht vorhanden ist). Daraus folgt, daß es sich sehr wahrscheinlich um den DC sup. sin. handelt. Nach den sonstigen Erfahrungen dürfte der definitive Canin eine ähnlich niedrige, prämolariforme Krone besessen haben.

Prämolaren (Taf. 3 Fig. 11, 12, 13): Auf den DC sup. folgt ohne Lücke der P^1. Der einwurzelige Zahn stimmt in Krone und Wurzel weitgehend mit dem Canin überein, nur ist er deutlich kleiner. Ferner ist die Hauptspitze niedriger, die Vorderzacke etwas kräftiger. Von ihr geht ein kurzes Stück nach lingual und hinten ein deutlicher Cingulum-artiger Schmelzwulst aus. Auch die Winkelstellung zwischen Kronenbasis und Wurzel ist hier ähnlich wie am Canin.

Zwischen dem P^1 und dem nächstfolgenden Prämolaren lag am Schädel eine größere Lücke, die zweifelsohne für den leider nicht erhaltenen P^2 bestimmt war.

Die Krone des zweiwurzeligen, als P^3 anzusprechenden Zahnes ist beträchtlich größer als die des P^1. Die Hauptspitze trägt hinten, dicht unterhalb des Gipfels eine kleine Usurfazette. Die Hinterzacke ist sehr kräftig, und ragt distal über den Wurzelhals hinaus. Von der schwachen Vorderknospe geht nach hinten und lingual ein kräftiges Cingulum aus, das die nach innen ausladende Krone umgreift, und distal verschwindet. Der Kronengrundriß stellt somit ein flaches Dreieck dar, dessen abgerundete Spitze innen, dessen Basis außen liegt. In Occlusalansicht bildet die Hinterzacke eine etwas schiefgestellte, von vorn-innen nach hinten-außen verlaufende Schneide. Ein schwaches Außencingulum liegt neben der Hinterzacke sowie hinter der Vorderzacke, hier nur angedeutet.

Die Wurzeln sind gespreizt, die vordere (bei der Präparation abgebrochen) ist der Hauptspitze, die hintere der Hinterknospe zugeordnet.

Der auf den P^3 folgende Zahn muß nach Analogie mit den Verhältnissen im Unterkiefer als D^4 gedeutet werden. Der Keim des permanenten P^4 fehlt. Vom D^4 war nur die Außenwand erhalten, die linguale Kronenpartie war schon bei der Bergung zerstört.

Die Außenwand besteht aus Para- und Metacon, die von einem deutlichen, aber nicht simsartig verbreiterten Cingulum umzogen sind. Der kräftige Metastyl ist über eine metastylare Schneide mit dem Metacon-Gipfel verbunden.

Molaren (Taf. 3 Fig. 11): M^1 ist in der Krone vollständig, M^2 fragmentär, vom M^3 nur die Außenpartie vorhanden. Ihre Struktur ist *Macrocranion* sehr ähnlich. Der M^1

besitzt den vollen 6-Hügelplan. Para- und Metacon sind hoch und spitz, und von kegelförmiger Gestalt, durch feine Kanten miteinander verbunden. Vom Metacon läuft eine kräftige, etwas geschwungene Leiste zum großen Metastyl. Der vorn-außen gelegene Parastyl ist schwächer, es besteht keine Gratverbindung mit dem Gipfel des Paracons. Die beiden Styli sind durch ein deutliches Außencingulum — ohne Mesostyl — miteinander verbunden.

Der Protocon ist niedriger als die Außenhügel, mit V-förmigen Kanten, die am Para- und Metaconulus enden. Letzterer ist kräftiger als ersterer, von beiden gehen die bei *Macrocranion* geschilderten Arme aus (s. oben S. 11). Die Zwischenhügel und ihre Arme sind deutlicher ausgebildet als bei *Macrocranion*. An der Hinterwand des Protocones steht ein niedriger Hypocon, der durch einen undeutlichen Damm mit dem Protocon verbunden ist. Der Hypocon entsendet labialwärts ein kurzes Cingulum, das an der Basis des Metaconulus endet, ohne einen Anschluß an das vom Metastyl ausgehende und mit dem Hinterarm des Metaconulus verbundene Hintercingulum zu finden. An der lingualen Zahnbasis ist zwischen Proto- und Hypocon eine kleine Schmelzzunge sichtbar.

Das Vordercingulum zieht vom Parastyl aus noch ein Stück weit auf der Vorderwand des Protocons entlang, um hier zu verschwinden. Ein Innencingulum fehlt.

Infolge des kräftigen Metastyls ist die Hinteraußenecke der Krone weit distalwärts ausgezogen, die hintere Einbuchtung der Kronenbasis im Grundriß dadurch sehr ausgeprägt. Das primäre Trigonum tritt stärker hervor als bei Macrocranion.

2 Außenwurzeln sind vorhanden, die Innenwurzel ist zerstört; nach der Beschaffenheit der Kronenunterseite dürfte nur eine Innenwurzel vorhanden gewesen sein.

Der M^2 liegt in fragmentärem Zustande vor. Metacon nebst Metastyl fehlen. Die erhaltene Kronenpartie zeigt große Übereinstimmung mit M^1 [9]). Über die Bewurzelung der Innenseite der Krone gibt auch dieses Fragment keine Auskunft.

Vom M^3 sind nur die beiden Außenhügel vorhanden. Im Gegensatz zu *Macrocranion* (s. oben S. 12) sind Para- und Metacon gleich kräftig, letzterer eher noch etwas voluminöser, vor allem aber ist ein kräftiger Metastyl vorhanden, von dem aus eine wohlentwickelte, lingualwärts etwas eingebogene Schneide zum Gipfel des Metacon verläuft. Metastyl und Leiste fehlen gänzlich am *Macrocranion*-M^3. Daraus ist zu folgern, daß bei *Messelina* keine Reduktion der Hinteraußenecke der M^3-Krone erfolgte. Vom Para- und Metastyl laufen Cingula lingualwärts, beide Styli sind durch ein Außencingulum, das zwischen den Außenhügeln abschwächt, verbunden. Die restliche Krone ist zerstört. Nach den Abdrücken der labialen Kronenwände von M^3 und M^2 im Sediment lag der M^3 etwas dorsal vom M^2. Wie der M_3 inf. war der Zahn noch nicht in Usur genommen.

Die unreduzierte Hinteraußenecke des M^3 bei *Messelina* ist sehr bemerkenswert.

4.12. Das Unterkiefergebiß

Von UK-Zähnen sind vorhanden: UK-Fragment links mit D_4, M_1, M_2 (beschädigt) und M_3 (in alveolo); UK-Fragment rechts mit P_4 (Keim), ? drei davorliegenden

[9]) Infolge der in Taf. 3 Fig. 11 nicht mitgezeichneten Frakturen an der M^2-Krone ist der Protocon möglicherweise weiter lingualwärts herausgeschoben, als den tatsächlichen Verhältnissen entspricht.

Alveolen sowie den Alveolen für M_1 und M_2. Vordere Prämolaren, Eckzähne und Incisiven sind leider nicht erhalten.

Prämolaren (Taf. 3 Fig. 17, 18): Der D_4 besteht aus Trigonid und einem wohlentwickelten, gegenüber P_4 weit größeren Talonid. Am Trigonid ist das Metaconid weggebrochen. Das Protoconid ist hoch und spitz, das Paraconid kräftig aber niedriger, seine Spitze durch Usur nur wenig abgetragen. In Labialansicht ist das Paraconid hoch am Protoconid angesetzt, in Occlusalansicht schief nach vorn-innen gestellt, und im ganzen nach der lingualen Seite verschoben.

Das Hypoconid ist kräftig, aber durch Usur bedeutend niedriger als das Protoconid. Von seinem Gipfel laufen zwei V-förmig gestellte Kanten: Die vordere senkt sich schief nach vorn-innen zur Basis des Metaconides, die hintere bildet die labiale Hinterwand des geräumigen Talonidbeckens. Das Entoconid ist stark beschädigt, über seine Form und Größe kann nichts ausgesagt werden. Ein Hypoconulid war anscheinend nicht ausgebildet. Cingula fehlen vorn, innen und außen. Ob ein Hintercingulum vorhanden war, muß wegen des Defektes am Talonid offen bleiben. Groß kann es jedoch nicht gewesen sein. Zwei stark gespreizte Wurzeln, wovon die vordere zerstört ist, sind vorhanden.

Der Keim des P_4 dext. besteht aus Trigonid und Talonid. Im Trigonid dominiert das Protoconid, das Metaconid ist selbständig (im Gegensatz zu dem Befund bei *Macrocranion*), aber kleiner und niedriger sowie etwas nach rückwärts gelagert. Noch niedriger ist das lingual gelegene Paraconid. Im Gegensatz zu *Macrocranion* ist es ein selbständiges Element, das vom Protoconid durch eine Kerbe getrennt ist. Das Talonid ist ebenfalls weiter differenziert als am *Macrocranion*-P_4, aber wesentlich niedriger als das Trigonid. Es besteht aus einem kräftigen Hypoconid und einem sehr kleinen, etwas vorgeschobenen Entoconid. Vom Hypoconid läuft schief nach vorn-innen ein feiner Schmelzgrat gegen die Basis der Trigonid-Hinterwand, zieht dort noch ein Stück weit gipfelwärts, gegen die Senke zwischen Proto- und Metaconid. Eine Verbindung zwischen Hypoconid und Protoconid besteht nicht, so daß das Talonid-Becken nach außen offen ist. Auch Ento- und Metaconid sind durch eine weite Senke getrennt. Ein Hypoconulid fehlt.

Cingula fehlen überall, nur vorn-außen am Paraconid liegt eine feine, schief nach unten und hinten verlaufende Schmelzleiste. Der P_4 hat zwei deutlich getrennte Wurzeln, wie aus den Ansätzen hierzu unter dem Trigonid bzw. Talonid hervorgeht.

Im ganzen ist der P_4 von *Messelina* stärker molarisiert als der P_4 von *Macrocranion*, ohne jedoch den totalen Molarisationsgrad des großen Leptictiden zu erreichen. Wie bei *Macrocranion* ist der D_4 molariformer als der P_4.

Am rechten UK-Fragment liegen vor der D_4- bzw. P_4-Alveole noch in Andeutungen drei weitere Alveolen. Die beiden hinteren dürften — in Analogie zum Oberkiefer — einen zweiwurzeligen P_3 enthalten haben. Die vorderste Alveole hat entweder einen einwurzeligen P_2 oder die Hinterwurzel eines zweiwurzeligen P_2 aufgenommen (Taf. 3 Fig. 20a).

Molaren (Taf. 3 Fig. 19): Sie sind zweiwurzelig und denen von *Macrocranion* überaus ähnlich. Im Trigonid sind Proto- und Metaconid gleich hoch, gleich kräftig und stehen bei M_1 und M_2 auf gleicher Höhe. Am M_3 ist das Protoconid etwas vorgeschoben. Das Paraconid ist dagegen sehr schwach und niedrig, und bildet eher ein

niedriges, vom Protoconid aus lingualwärts verlaufendes Joch. Von diesem Paralophid geht in Richtung auf die labiale Zahnbasis ein kurzes und schwaches Vordercingulum aus. Die Talonidhügel sind — vor allem am M_1 — nur wenig niedriger als Proto- und Metaconid, und von gleicher Gestalt wie bei *Macrocranion*. Ein fast median gelegenes Hypoconulid ist an M_1—M_3 vorhanden. Es steht dem Entoconid näher als dem Hypoconid und nimmt von M_1 nach M_3 an Umfang zu. In von vorn nach hinten zunehmendem Maße ist es nach distal herausgerückt, nimmt jedoch an der Bildung des Talonid-Beckens teil. Das gleiche Verhalten des Hypoconulides findet sich bei *Macrocranion*. Vom Hypoconulid läuft zur labialen Zahnbasis ein schwaches Cingulum hinab, ohne sie jedoch zu erreichen. Weitere Cingula fehlen.

Unterschiede gegen *Macrocranion* finden sich in den relativen Längen. Während dort M_3 kleiner oder gleich lang wie M_2 und M_1 ist, übertrifft der M_3 von *Messelina* den M_1 und M_2 an Länge. Dieser Befund steht in Übereinstimmung mit dem nicht reduzierten M^3 sup.

Die horizontalen UK-Äste sind schlank und niedrig, der ventrale Rand ist leicht konvex. Das hintere For. mentale liegt unter dem Talonid des P_4, ein weiteres liegt an der Grenze von P_4 und P_3, und soweit das rechte, vorn defekte UK-Fragment zuverlässig ist, scheint ein vorderes Mentalforamen vor dem Alveolenrest des P_2 gelegen zu haben (Taf. 3 Fig. 20).

Bemerkenswert ist, daß der rechte UK-Rest sich vorderhalb der P_4-Alveole leicht nach lingual einbiegt, was den *Macrocranion*-Mandibeln durchaus fehlt. Die unteren und naturgemäß auch die oberen Incisiven müssen daher transversaler als bei *Macrocranion* gestellt gewesen sein (Taf. 3 Fig. 20a).

Dies deutet darauf hin, daß die Schnauze bei *Messelina* nicht sehr zugespitzt, sondern eher etwas abgerundet war. Innen, vorn und unten ist am rechten UK-Rest eine kleine aufgerauhte Abflachung der Knochenoberfläche sichtbar: Offenbar das Hinterende des Symphyse, die bis etwa in die Höhe von P_2/P_3 zurückgereicht hat.

4.13. Bemerkungen zum Skelett
(Taf. 1 Fig. 3)

Das Skelett ist wie üblich schlecht erhalten. Nach dem Röntgenbild (Taf. 1 Fig. 3b) ergibt sich eine Schädellänge von ca. 27 mm, ein Wert, der infolge Zusammendrückung wahrscheinlich etwas zu hoch ist. Die Wirbelsäule weist die auch an den *Macrocranion*-Skeletten zu beobachtende charakteristische Knickung auf. Die Länge der Wirbelsäule, die bis etwa in die Sacralgegend erhalten ist, beträgt vom Schädel ab ca. 55 mm. Die Schwanzwirbelsäule fehlt völlig.

Die rechte Vorderextremität ist vollständiger erhalten, die linke liegt nur z. T. und in Abdrücken der Langknochen vor. Nach dem Röntgenbild ergeben sich folgende Längenmaße:

Humerus: 17 mm.

Ulna (incl. Olecranon): ca. 18 mm.

Radius: ca. 14 mm.

Vom Handskelett ist weder auf der Originalplatte noch auf dem Röntgenbild sicheres zu erkennen.

Von der Hinterextremität sind nur Teile der Femora in Abdrücken, die Kniegelenksregion stark verdrückt in Knochen, und die proximalen Enden der Tibien teils in Knochen, teils in Abdrücken erhalten. Die distalen Teile der Hinterextremitäten fehlen. Für das Femur ergibt sich ein Minimalwert von ca. 22 mm Länge. Es ist möglich, daß es etwas länger war.

Demnach sind auch bei *Messelina*, wie bei den beiden anderen Gattungen die Femora länger als die Humeri, und damit vermutlich auch die Hinterbeine länger als die Vorderbeine gewesen.

4.14. Beziehungen und Vergleiche

Nach vorstehenden Beschreibungen ergeben sich folgende wesentliche Merkmale für das Gebiß von *Messelina*: Obere Schneidezähne meißelartig mit kräftiger Hinterzacke. Oberer Canin (nach den Befunden am allein vorhandenen DC sup. sin.) vermutlich klein, einwurzelig mit prämolariformer Krone. P^1 kleiner als der DC (und dementsprechend auch kleiner als der C), mit Vorder- und Hinterzacke. P^2 unbekannt. P^3 zweiwurzelig, mit niedriger Hauptspitze und langer schneidenartiger Hinterzacke, ohne Innenhügel. P^4 unbekannt. D^4 mit kräftigem Para- und Metacon. Obere und untere Molaren sehr ähnlich *Macrocranion*, aber M3 nicht verkürzt. Zahnformel: 2(?3). 1. 4. 3./?/?/?/3.

P_4 zweiwurzelig, stärker molariform als bei *Macrocranion*. Mit deutlichem, aber niedrigem Paraconid, gut ausgebildetem, aber gegenüber dem Protoconid niedrigerem und kleinerem Metaconid. Talonid gut entwickelt, mit Hypoconid und kleinerem Entoconid, die ein Talonidbecken hinten begrenzen. Vorderzähne des Unterkiefers unbekannt.

Die Ähnlichkeiten mit *Macrocranion* sind nicht zu übersehen. Sie betreffen: a) die oberen J, b) die Krone des P^3, c) die oberen und unteren Molaren. Demgegenüber bestehen aber auch wesentliche Differenzen: a) der obere Canin dürfte prämolariform, nicht caniniform wie bei *Macrocranion*, gewesen sein, b) die Vorderzacke an P^1 ist kräftiger, die Hauptspitze niedriger, c) P^3 hat zwei gespreizte Wurzeln und eine niedrigere Hauptspitze, d) M^3 besitzt einen wohlentwickelten Metastyl mit metastylarer Schneide zum Metacon. Beides fehlt gänzlich bei *Macrocranion*, e) P_4 ist stärker molarisiert, so daß das Paraconid größer als an den Molaren ist, ein sehr wesentlicher Unterschied gegen *M.*, f) Analoges dürfte auch wohl für den P^4 gelten, der einen mehr oder minder individualisierten Metacon besessen haben müßte, g) wie der obere M^3 ist auch der untere weniger reduziert, eher etwas länger als M_1 und M_2.

Diese Unterschiede verhindern eine Einreihung in das Genus *Macrocranion*, wie auch in die Familie der Amphilemuriden. Letzteres wäre nur möglich bei einer entsprechenden Erweiterung und damit Verwischung der Familien-Merkmale.

Zu den typischen Leptictiden bestehen — schon auf Grund der schwachen Paraconide an den unteren Molaren und der ganz anderen Kronenstruktur der oberen M (kräftige Hypocone und Conuli, metastylare Schneiden) — noch weniger Beziehungen.

Gegenüber den eozänen Angehörigen von McKENNAS Unterfamilie Geolabidinae (*Myolestes dasypelix* MATTH., *Hypacodon* McK.; McKENNA 1960b: 147ff.) finden sich Unterschiede vor allem im Talonid des P_4. McKENNA hält hier eine linguale Verschiebung und Abschwächung des Hypoconides, bei gleichzeitigem Verlust des Entoconides, woraus ein reduziertes Talonid ohne Becken resultiert, für besonders charakteristisch. Ferner sind die Hypoconulide an den unteren Molaren wenig individualisiert, und wenig oder gar nicht nach hinten herausgerückt. *Messelina* zeigt in diesen Punkten ein ganz anderes Verhalten.

Weiter bietet sich ein Vergleich mit der Gruppe primitiver Erinaceiden an (*Scenopagus* und Verwandte, s. oben S. 22). Bei *Scenopagus* sind die Zwischenhügel an den Molaren schwächer, der P^3 hat einen kleinen Innenhügel und vermutlich drei Wurzeln. Dasselbe gilt für *Proterix*, *Proterixoides* und *Tupaiodon*. Ferner sind hier zwar — soweit nachgewiesen — die C sup. prämolariform, aber zweiwurzelig. Somit scheidet eine direkte Verwandtschaft ebenfalls aus.

Unter den nordamerikanischen Alttertiärgattungen mit reduzierten, jochartigen Paraconiden an den unteren Molaren ist noch das Genus *Leptacodon* MATTH. & GRANG. zu betrachten. Von MATTHEW & GRANGER (1921: 2), JEPSEN (1930: 510) und SIMPSON (1937: 113) zu den Leptictiden gestellt[10]), wurden die teils paleozänen, teils untereozänen Arten von McKENNA (1960a: 51, 1960b: 156) kritisch gesichtet. Danach gehören nur *Leptacodon tener* (Typus-Art des Genus), *L. minutus* (= „*Diacodon*" *minutus* JEPSEN 1930), *L. ladae* SIMPSON 1937, alle Paleozän, und *L. jepseni* McKENNA 1960a. unt. Eozän, zu diesem Genus.

Die unteren Molaren dieser Arten stimmen in dem niedrigen, quer gestellten Paralophid, dem Größenverhältnis von Trigonid und Talonid und den nach hinten herausgerückten Hypoconuliden gut mit der Messeler Form überein. Wichtig scheint ferner zu sein, daß bei *Leptacodon* der M_3 nur wenig oder gar nicht gegenüber den vorderen Molaren reduziert ist (SIMPSON 1937: 115), im Gegensatz zu Amphilemuriden. Der P_4 ist bei *Leptacodon* und *Messelina* weiter molarisiert als bei Amphilemuriden, speziell *Macrocranion*, ohne jedoch das für Leptictiden charakteristische Ausmaß zu erreichen. P_3 ist zweiwurzelig, was wahrscheinlich auch für die Messeler Form gilt.

Der P^4 von *Leptacodon* ist mit einem Metacon versehen (McKENNA 1960b: 156), was auch für *Messelina* angenommen werden kann. Ebenso ist der P^3 zweiwurzelig und ohne Innenhügel. C sup. und obere Schneidezähne sind von *Leptacodon* nicht bekannt.

Auffallend bleibt bei *Messelina* die unreduzierte Hinteraußenecke am M^3. Unreduzierte M^3 finden sich bei den rezenten Echinosoricinen *Echinosorex* und *Hylomys*, sind also bei Erinaceiden nicht ungewöhnlich.

Für *Messelina* bestehen — sofern nordamerikanische Insectivoren in Betracht gezogen werden und eine Beurteilung allein nach der Literatur erfolgen muß — die nächsten Beziehungen wahrscheinlich zu *Leptacodon*. Bis zur Klärung der Verhältnisse im Vordergebiß halte ich es für empfehlenswert, das Messeler Tier als selbständiges Genus zu behandeln. Die taxionomische Stellung von *Leptacodon* ist zunächst wohl nur so weit sicher, daß das Genus wahrscheinlich nicht zu den Leptictiden ge-

---

[10]) In SIMPSONS Klassifikation (1945: 49) fehlt das Genus.

Maße: *Messelina*. Me 1288

	J^2 (?DJ^2)	J^3	DC sup.	P^1	P^3	M^1	M^2	M^3	P_4	D_4	M_1	M_2	M_3
L.	1,0	1,3	1,1	0,9	1,25	2,5	—	2,4	2,0	1,9	2,2	2,2	2,4
B.	0,65	0,6	0,6	0,6	0,75	2,8	ca. 2,8	—	1,15	1,25	1,65	1,6	1,4

Höhe des UK unter M_1 (lingual): 2,9.

zum Vergleich: *Leptacodon („Diacodon") minutus* Jepsen (1930: 513): Länge M^1—M^3: 4,2 (ca. 7,4)
Leptacodon jepseni McKenna (1960a: 51): Länge M_1—M_2: 2,3 (3,25)
Leptacodon tener Simpson (1935: 14): Länge M_1—M_3: 4,3 (6,8)
Leptacodon ladae Simpson (1937: 114): Länge M_1—M_3: 4,5—4,7 (6,8)
(in Klammern die entsprechenden Werte für *Messelina*)

hört. McKenna (1960b: 157) stellt es in die Nähe seiner „primitive probable erinaceids", wenngleich der P^4-Metacon nicht ganz dazu paßt. Bis zur Fixierung der taxionomischen Stellung von *Leptacodon* wird *Messelina* bei den Erinaceidae sensu lato untergebracht[11]), wobei in mancher Hinsicht engere Beziehungen zu Amphilemuriden bestehen.

Gegenüber den bisher bekannten *Leptacodon*-Arten ist *Messelina* beträchtlich größer (s. Maßtabelle oben).

Unter europäischen alttertiären Insectivoren ist noch mit *Adapisorex* zu vergleichen. Auch hier kommt vor allem Teilhards Gruppe B (1927: 8—11, s. oben S. 35) mit *A. dolloi* in Frage. Hier ist jedoch der M_3 deutlich reduziert, das gleiche gilt für den M^3, dem Metastyl und metastylare Schneide fehlen. Der P^3 hat einen kräftigen Innenhügel und ist dreiwurzelig. M^1 und M^2 haben vergleichsweise schwache Para- und Metastyle. Immerhin sind der Molarisationsgrad des P_4 und die schwachen Paraconide an den Molaren ähnlich wie bei *Leptacodon* und *Messelina*. Auch der Metacon am P^4 sup. ist bei ersterem Genus sicher, bei letzterem möglicherweise vorhanden. Andererseits sind bei *A. dolloi* P_1 und P_2 zweiwurzelig, was bei *Leptacodon* nicht der Fall ist.

Ob sich hinter dem von Weigelt (1933: 146ff.) als *Ceciliolemur* aus dem Mitteleozän des Geiseltales beschriebenen Tierchen etwas mit *Messelina* Vergleichbares verbirgt, kann nach den allein erhaltenen Incisiven, unter denen offenbar auch Milchincisiven vertreten sind, nicht sicher entschieden werden. Weigelt (1933: 149) erwähnt für die von ihm behandelten zwei oberen J schief dreiseitige Spitzen, und auf der Vorderseite der Kronen den Ansatz eines Cingulums. Das würde nicht mit *Messelina* übereinstimmen.

Saturninia (und damit eine Soricomorphen-Verwandtschaft) scheidet aus den gleichen Gründen wie gegenüber *Macrocranion* (s. oben S. 21) aus.

---

[11]) Wegen der andersartigen Struktur der unteren Molaren kommen auch jene Arten und Exemplare von *Nyctitherium* nicht in Betracht, die McKenna (1960a: 53—54) nicht zu den Amphilemuriden stellt (*N. velox*, Typusexemplar von *N. celatum*, dazu *Entomacodon*).

Durch den nicht verkürzten M_3 und die Größe nähert sich die von TEILHARD (1927: 17; s. oben S. 25) mit ? zu „*Omomys*" gestellte Mandibel aus Orsmael unserem Genus. Jedoch ist hier der P_4 weit weniger molariform als bei *Messelina*.

Unter den von RÜTIMEYER (1891, Taf. 6) aus Egerkingen behandelten wenigen Insectivoren-Resten befindet sich nichts, was mit *Messelina* oder den anderen Messeler Gattungen vergleichbar wäre.

5. Schlußbemerkungen

Alttertiäre, speziell eozäne Insectivoren sind aus Europa bisher nur sehr wenig bekannt. Die Messeler Arten liefern zur Erweiterung dieser Kenntnisse einen ersten Beitrag. Sie lassen vermuten, daß die europäische Insectivoren-Fauna dieser Zeiten wesentlich reicher war, als nach dem bisher Bekannten angenommen werden mußte. So sind Vergleiche zunächst nur mit den bedeutend vielgestaltigeren nordamerikanischen Insectivoren möglich. Einem derartigen Versuch haftet, trotz hervorragender Abbildungen und Beschreibungen amerikanischer Autoren, ein gewisser Unsicherheitsfaktor insofern an, als er sich notgedrungen nur auf Literaturdaten stützen kann, was bei dem oft sehr subtilen Charakter der Merkmale und Unterschiede erschwerend ins Gewicht fällt.

Leider sind die Messeler Skelette derart schlecht erhalten, daß sie kaum osteologische Einzelheiten des Rumpfes und der Extremitäten, und nichts über den Schädelbau erkennen lassen. Sie bieten aber den Vorteil authentisch zusammengehöriger Ober- und Unterkieferzähne, z. T. in größerer Vollständigkeit, als das an anderen Säugerlokalitäten gewöhnlich der Fall ist. Daher wurden die Beschreibungen der Gebißelemente gegenüber dem sonst üblichen etwas breiter gehalten.

Die Beziehungen der drei Messeler Gattungen zu nordamerikanischen Formengruppen sind offensichtlich, und wohl das Ergebnis eines faunistischen Zusammenhanges. Nach unseren heutigen Kenntnissen (vgl. THENIUS 1959: 279 und Tab. 29) waren derartige Austausch- und Wandermöglichkeiten zwar nicht mehr im Mitteleozän (Lutetium) gegeben, sie sind vielmehr älteren, untereozänen und oberpaleozänen Datums. Die Säugerfaunen dieser Zeitabschnitte in Europa und Nordamerika haben besonders enge Beziehungen, was sich im Auftreten gleicher Gattungen, z. T. sogar Arten dokumentiert. Die verwandtschaftlichen Beziehungen der Messeler Insectivoren beruhen wohl sicher auf diesen prälutetischen Faunenzusammenhängen. In diesem Sinne können auch sonstige Vertebraten-Formen in Messel mit direkten nordamerikanischen Verwandtschaften (z. B. der Crocodilide *Hassiacosuchus*, der mit der gleichen Gattung im Bridger-Eozän von MOOK 1941 beschrieben wurde; vgl. TOBIEN 1955: 92) interpretiert werden.

Bei der Weiterentwicklung im Laufe des Eozäns sind offensichtlich wesentliche Merkmale der Messeler Insectivoren nicht so weit verändert worden, daß nicht noch Zusammenhänge mit nordamerikanischen Verwandten ersichtlich wären. Daß dies nicht immer der Fall zu sein braucht, belegen die Nager von Messel (TOBIEN 1954). So läßt sich das Genus *Ailuravus* auf *Paramys*-artige Vorfahren zurückführen, wobei *Paramys* eine jener Gattungen ist, die dem Alteozän Europas und Nordamerikas

gemeinsam waren. Offensichtlich haben aber dann im Laufe des Eozäns manche europäischen Abkömmlinge dieses Genus rasch andere Entwicklungsrichtungen eingeschlagen, für die in Nordamerika nichts direkt Vergleichbares aufzufinden ist. Das gleiche ist schließlich in der Entwicklung der pferdeartigen Unpaarhufer zu beobachten (TOBIEN 1960). Von dem beiden Kontinenten im Untereozän gemeinsamen *Hyracotherium* gehen in der Folgezeit divergierende Entwicklungslinien aus, deren lutetische Etappen — in Messel z. B. durch *Propalaeotherium* und *Lophiotherium* vertreten — anders aussehen als die gleichzeitigen nordamerikanischen Nachfahren der Hyracotherien.

6. Zusammenfassung

Die Insectivoren aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt sind nach den bisher vorliegenden Materialien auf drei Formen zu verteilen:

1. *Macrocranion tupaiodon* WEITZEL 1949 gehört zur Familie der Amphilemuriden im Sinne MCKENNAS 1960a. Die von WEITZEL 1949 gegebenen Beschreibungen des Gebisses werden ergänzt und z. T. berichtigt. „*Aculeodens gracilis*" WEITZEL 1949 ist mit *M. tupaiodon* identisch und einzuziehen.

2. *Leptictidium auderiense* n. g. et n. sp. gehört zu der vorwiegend im Alttertiär Nordamerikas verbreiteten Familie der Leptictiden. Neben einem von LAVOCAT & DE LAPPARENT 1947 signalisierten Molaren aus dem Lutetium Südfrankreichs ist dies ein weiterer Nachweis der Familie in Europa.

3. *Messelina tenera* n. g. et n. sp. ist der kleinste Insectivore von Messel. Er hat vermutlich die nächsten Beziehungen zu dem nordamerikanischen paleozänen und untereozänen Erinaceomorphen-Genus *Leptacodon*.

Die in stark verdrückten und schlecht erhaltenen Skeletten vorliegenden Formen sind jedoch insofern günstig, als sie authentisch zusammengehörige Oberkiefer- und Unterkiefer-Zähne liefern.

Die Beziehungen der drei Messeler Arten zu nordamerikanischen Verwandten sind letztlich durch den Faunenaustausch zwischen Europa und Nordamerika im Alteozän bzw. Jungpaleozän bedingt.

Die Messeler Formen erweitern die Kenntnis des bisher nur wenig bekannten alttertiären Insectivoren-Fauna Europas.

Schriftenverzeichnis

GAZIN, C. L.: A leptictid Insectivore from the Middle Eocene Bridger Formation of Wyoming. — Journ. Washington Ac. Sc. **39**, 220—223. Washington 1949.

— The lower eocene Knight Formation of western Wyoming and its mammalian Faunas. — Smithson. misc. Coll. **117**, No. 18, 82 S., 11 Taf. Washington 1952.

— Paleocene Mammalian Faunas of the Bison Basin in South-Central Wyoming. — Smithson. misc. Coll. **131**, No. 6, 57 S., 16 Taf. Washington 1956.

— A further Study of the lower Eocene Mammalian Faunas of Southwestern Wyoming. — Smithson. misc. Coll. **144**, No. 1, 98 S., 14 Taf. Washington 1962.

HAUPT, O.: Die eocänen Süßwasserablagerungen (Messeler Braunkohlenformation) in der Umgegend von Darmstadt und ihr paläontologischer Inhalt. — Z. deutsch. geol. Ges. Monatsber. **73**, 175—178. Berlin 1921.

HELLER, F.: *Amphilemur eocaenicus* n. g. et n. sp., ein primitiver Primate aus dem Mitteleozän des Geiseltales bei Halle a. S. — Nova Acta Leopold. N. F. **2**, 293—300, Taf. **34**. Halle 1935.

HÜRZELER, J.: Le type primitif de la molaire supérieure et de la molaire inférieure — in PIVETEAU, J.: Traité de Paléontologie **6**, vol. 1, 430—431. Paris 1961.

JEPSEN, G. L.: Stratigraphy and Paleontology of the Paleocene of northeastern Park County, Wyoming. — Proc. Amer. phil. Soc. **69**, 463—528, 10 Taf. Philadelphia 1930.

LAVOCAT, R. & DE LAPPARENT, A. F.: Présence d'un Mammifère insectivore dans le Lutétien des Corbières (Aude). — C. r. Séanc. Soc. géol. France 1947, 181—182. Paris 1947.

MATTHEW, W. D.: The Carnivora and Insectivora of the Bridger Basin, middle Eocene. — Mem. Amer. Mus. nat. Hist. **9**, 291—567, Taf. 42—51. New York 1909.

— & GRANGER, W.: A revision of the Lower Eocene Wasatch and Wind River faunas, Insectivora (cont.), Glires, Edentata. — Bull. Amer. Mus. nat. Hist. **38**, 565—657. New York 1918.

— & GRANGER, W.: New Genera of Paleocene Mammals. — Amer. Mus. Nov. **13**, 7 S. New York 1921.

MCDOWELL, S. B.: The greater Antillean Insectivores. — Bull. Amer. Mus. nat. Hist. **115**, 117—214. New York 1958.

MCKENNA, M.: Fossil Mammalia from the early Wasatchian Four Mile Fauna, Eocene of Northwest Colorado. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. **37**, 1—130. Berkeley and Los Angeles 1960 (1960a).

— The Geolabidinae. A new Subfamily of early Cenozoic Erinaceid Insectivores. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. **37**, 131—164. Berkeley and Los Angeles 1960 (1960b).

— & SIMPSON, G. G.: A new Insectivore from the Middle Eocene of Tabernacle Butte, Wyoming. — Amer. Mus. Nov. **1952**, 12 S. New York 1959.

PETERSON, O. A.: List of Species and Description of new Material from the Duchesne River Oligocene Uinta Basin, Utah. — Ann. Carnegie Mus. **23**, 374—375. Pittsburg 1934.

RÜTIMEYER, L.: Die eozäne Säugetierwelt von Egerkingen. — Abh. schweiz. pal. Ges. **18**, 1—153, Taf. 1—7. Zürich 1891.

SABAN, R.: Insectivora, in PIVETEAU, J.: Traité de Paléontologie **6**, vol. 2, 822—909. — Paris 1958.

SCHLOSSER, M.: Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insectivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs, und deren Beziehungen zu ihren lebenden und fossilen außereuropäischen Verwandten. — Beitr. Pal. Österr.-Ung. **6**, **7**, **8**, 492 S. 9 Taf. Wien 1887—1890.

SCOTT, W. B. & G. L. JEPSEN: The mammalian Fauna of the White River Oligocene. Part 1: Insectivora and Carnivora. — Trans. Amer. phil. Soc. N. S. **28**, 153 S., 22 Taf. Philadelphia 1936.

SIMPSON, G. G.: A new Insectivore from the Oligocene, Ulan Gochu Horizon, of Mongolia. — Amer. Mus. Nov. **505**, 22 S. New York 1931.

— The Tiffany Fauna, upper Paleocene. I – Multituberculata, Marsupialia, Insectivora and ?Chiroptera. — Amer. Mus. Novitates **795**, 19 S. New York 1935.

— The Fort Union of the Crazy Mountain Field, Montana and its Mammalian Faunas. — U. S. Nat. Mus. Bull. **169**, 287 S., 10 Taf. Washington 1937.

— The Principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Amer. Mus. nat. Hist. **85**, XVI + 350 S. New York 1945.

— American cretaceous Insectivores. — Amer. Mus. Nov. **1541**, 19 S. New York 1951.

— Two new Records from the Bridger Middle Eocene of Tabernacle Butte, Wyoming. — Amer. Mus. Nov. **1966**, 5 S. New York 1959.

STEHLIN, H. G.: Zur Stammesgeschichte der Soriciden. — Ecl. geol. Helv. **33**, 298—306. Basel 1940.

STOCK, C.: Insectivora from the Sespe Uppermost Eocene, California. — Proc. nat. Ac. Sci. **21**, 214—219, 1 Taf. Washington 1935.

Teilhard de Chardin, P.: Les Mammifères de l'Éocène inférieur français et leurs Gisements. — Ann. de Pal. **10**, 171—176, **11**, 1—108, Taf. 1—8. Paris 1920—21.
— Les Mammifères de l'Èocène inférieur de la Belgique. — Mém. Mus. roy. d'Hist. nat. Belgique **36**, 33 S., 6 Taf. Bruxelles 1927.
Thenius, E.: Wirbeltierfaunen: 2. Tl. Tertiär, Handbuch der stratigraphischen Geologie. 3 Bd., 2. Tl. — 328 S., 10 Taf. Stuttgart 1959.
Tobien, H.: Nagerreste aus dem Mitteleozän von Messel bei Darmstadt. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. **82**, 13—29, Taf. 1—2. Wiesbaden 1954.
— Die mitteleozäne Fossilfundstätte Messel bei Darmstadt. — „Aufschluß", Zs. Freunde Min. u. Geol. 2. Sonderh. **6**, 87—101. Roßdorf b. Darmstadt 1955.
— Zur Geschichte der pferdeartigen Unpaarhufer im Tertiär Europas. — Z. dt. geol. Ges. **112**, 580—581. Stuttgart 1960.
— Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kr. Hanau, Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 88, 7—19, Taf. 1—2. Wiesbaden 1960 (1960a).
Weigelt, J.: Neue Primaten aus der mitteleozänen (oberlutetischen) Braunkohle des Geiseltales. — Nova Acta Leopold. N. F. **1**, 97—156, Taf. 16—26. Halle a. S. 1933.
Weitzel, K.: Neue Wirbeltiere (Rodentia, Insectivora, Testudinata) aus dem Mitteleozän von Messel bei Darmstadt. — Abh. senckenberg. naturf. Ges. **480**, 1—24, Taf. 1—5. Frankfurt/M. 1949.
Zdansky, O.: Die alttertiären Säugetiere Chinas nebst stratigraphischen Bemerkungen. — Pal. sinica **6**, no. 2. Peking 1930.
Zittel, K. A. & M. Schlosser: Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie) II: Vertebrata; 4. Aufl. Mammalia: S. 402—689. München und Berlin 1923.

Manuskript eingegangen am 30. 3. 1962

Anmerkung während der Korrektur:

E. L. Simons kritisiert in einer jüngst erschienenen Publikation (A new Eocene Primate Genus, *Cantius*, and a revision of some allied European Lemuroids – Bull. Brit. Museum (Nat. Hist.), Geology **7** no. 1 S. 25. London 1962) McKenna's Vorgehen (1960a : 58), für die Neudefinition der Familie Amphilemuridae den – verschollenen – Typus von *Amphilemur eocaenicus* beizubehalten. Das Typusexemplar ist inzwischen in Halle wiedergefunden worden (s. oben S. 23). Ferner hat – entgegen Simon's Ansicht – die Familie in *Macrocranion* einen weiteren europäischen Vertreter.

Simons (S. 25) vermutet mit Simpson (1945) und Hill (1953) für *Amphilemur* Beziehungen zu Adapiden. Nach den neuen, mir von Herrn Prof. Matthes freundlicherweise übersandten Fotos scheint mir dies wenig wahrscheinlich: Kronenform und Proklivität der J und C, die einwurzeligen P_2 und P_3, die reduzierte Krone des P_3, der niedrige Ramus horizontalis bei *Amphilemur* wären für Adapiden zumindest ungewöhnlich, bei *A. parisiensis* sind diese Merkmale sicher nicht vorhanden.

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 48—86	11 Abb.	Taf. 4–9	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Neuuntersuchung der Stensiöellida (Arthrodira, Unterdevon)

Von

WALTER GROSS

Mit 11 Abbildungen und den Tafeln 4—9

Kurzfassung: Vor fast dreißig Jahren hat F. BROILI aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer folgende vier Arthrodiren-Gattungen beschrieben, die jetzt unter dem Namen Stensiöellida zusammengefaßt werden: *Stensiöella* BROILI, *Pseudopetalichthys* MOY-THOMAS (*Macropetalichthys* bei BROILI), *Paraplesiobatis* BROILI und *Nessariostoma* BROILI. Die vorliegende erneute Untersuchung der Originale, die zum Teil auf Röntgenaufnahmen fußt, bringt Ergänzungen, Berichtigungen und neue Deutungen, die besonders das Visceralskelett, den Schultergürtel, die paarigen Flossen und die Beschuppung betreffen.

Inhalt

Einleitung 49

Stensiöella heintzi BROILI 50
Erhaltungszustand 50
Kopf 50
Schädeldach 52
Unterseite des Schädels 54
Visceralskelett 54
Endocranium und Wirbelsäule 59
Schultergürtel 59
Brustflosse 62
Bauchflosse und Beckengürtel 63
Rumpf, Schwanz und unpaarige Flossen 63
Schuppen und Tuberkel (Hautzähne) 64
Bemerkungen 66

Pseudopetalichthys problematicus MOY-THOMAS 66
Erhaltungszustand 67
Kopf 68
Schädeldach 68
Endocranium 69
Visceralskelett 71
Schultergürtel 73
Endoskelett der Brustflossenbasis 75
Endoskelett der Bauchflosse 76
Rumpf und Schwanz 77
Bemerkungen 77

Paraplesiobatis heinrichsi Broili 78
Erhaltungszustand 78
Kopf 79
Rumpf und Schwanz 80
Bemerkungen 80
Nessariostoma granulosum Broili 80
Erhaltungszustand 80
Beschreibung 81
Bemerkungen 82
Zusammenfassung der Ergebnisse 83
Schriftenverzeichnis 85

Einleitung

Vor fast dreißig Jahren hat F. Broili vier eigenartige Fische aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer beschrieben: *Stensiöella, Nessariostoma, Paraplesiobatis* und *Macropetalichthys ? prümiensis;* alle vier Gattungen werden heute in der Ordnung der Stensiöellida zusammengefaßt. Broilis Beschreibungen und Tafeln sind mustergültig. In jenen Jahren war die Erforschung devonischer Fische in lebhaftem Aufschwung begriffen. Die Kenntnisse haben seither beträchtlich zugenommen, und die Beurteilung vieler Formen hat sich gewandelt. Im Zusammenhang meiner kürzlich abgeschlossenen erneuten Untersuchung der *Lunaspis*-Arten aus dem Hunsrückschiefer erschien es mir notwendig, die genannten Broilischen Gattungen, besonders aber *Stensiöella,* näher kennenzulernen und zu überprüfen. Der erste Versuch, mit Röntgenaufnahmen zu weiteren vergleichend-anatomischen Ergebnissen zu gelangen, brachte überraschende Erfolge, die zu einer Ausdehnung der Untersuchung auf die anderen oben genannten Gattungen anregte. Die vorliegende Arbeit behandelt daher alle Gattungen der Stensiöellida, einer sehr eigenartigen Ordnung der Arthrodira.

Prof. Dr. R. Dehm, München, und Museumsdirektor O. Guthmann, Kreuznach, waren so liebenswürdig, mir das wertvolle Material zu entleihen und für eine erneute Untersuchung zur Verfügung zu stellen. Beiden Herren gilt mein aufrichtiger Dank für ihr Entgegenkommen. Ich danke auch Herrn Prof. Dr. K. Müller und Herrn Dr. R. Kraatz, Technische Universität Berlin-Charlottenburg, für die Hilfe bei der Entleihung und Versendung der Originale aus dem Karl-Geib-Museum in Kreuznach. Einen entscheidenden Beitrag zur Untersuchung gaben die Röntgenaufnahmen im Institut für Röntgendiagnostik der Charité in Berlin. Dem Direktor des Instituts, Herrn Prof. Dr. G. Liess, danke ich herzlich für die Erlaubnis, die technischen Einrichtungen des Instituts in Anspruch nehmen zu dürfen und für das lebhafte Interesse an den erzielten Erfolgen. Sehr zu Dank verpflichtet bin ich auch Fräulein B. Melzer, Röntgenassistentin, für die praktische Durchführung der Röntgenaufnahmen, die viel Geduld und Mühen erforderten. Dr. J. Helms half mir bei den Röntgenaufnahmen und bei der Herrichtung der positiven Abzüge zur stereoskopischen Betrachtung. Oberpräparator G. Neubauer legte in ausgezeichneter Präparationsarbeit die Flossen von *Stensiöella* frei. Die Fotografien stellte Herr A. Obieglo her. Den eben genannten Mitarbeitern spreche ich auch an dieser Stelle meinen Dank aus.

Die Textabbildungen sind von mir gezeichnet worden.

Stensiöella heintzi BROILI

(Tafel 4—6 und Taf. 8 Fig. 2; Abb. 1—6)

Stensiöella heintzi ist die einzige bekannte Art der Gattung; sie liegt nur in einem einzigen Exemplar vor, dem in München aufbewahrten Holotypus. BROILI (1933a) hat eine ausgezeichnete Beschreibung dieses Stückes gegeben, dessen Dorsalseite beim Schieferspalten freigelegt worden ist. Überraschenderweise sind die Orbitae nicht gefunden worden, ebensowenig die Nasenöffnungen; es konnten daher Zweifel an der Orientierung des Restes auftreten. Diese Fragen führten mich zu einer erneuten Untersuchung des Holotypus, wobei Röntgenaufnahmen Hinweise geben sollten, wie eine etwaige erneute Präparation vorgenommen werden könnte. Die Röntgenaufnahmen brachten ganz unerwartete Ergebnisse. Die Brustflossen erwiesen sich als sehr große Gebilde, von denen bei der ursprünglichen Präparation weniger als die Hälfte freigelegt worden war. Entdeckt wurden ferner die Bauchflossen mit Resten des Beckengürtels, die Ventralseite des Schultergürtels, das Occipitalgelenk, ein medianer ventraler Flossensaum hinter den Bauchflossen, der Mandibularbogen mit der Mundspalte, der Hyoidbogen, Teile der Branchialbögen und die Scleroticalringe der Augen. Nicht gefunden wurden die Orbitae und die Nasenkapseln. Auf Grund der Röntgenaufnahmen konnte die Dorsalseite der Brustflossen und der Bauchflossen völlig freigelegt werden. Auf der Suche nach den Orbitae wurden versuchsweise Teile der Ventralseite des Kopfes freigelegt; die Versuche wurden jedoch bald eingestellt, da das Objekt so dünn ist, daß Beschädigungen bei weiterer Präparation nicht zu vermeiden wären. — Die neuen Beobachtungen berechtigen zu einer erneuten Beschreibung des Stückes, da auch manche der von BROILI beschriebenen Befunde anders zu deuten sind.

Erhaltungszustand. *Stensiöella* ist wie sehr viele Fischreste des Hunsrückschiefers dorsoventral zusammengepreßt, so daß die Dicke des Fossils nur wenige mm beträgt. Die Dorsalseite liegt frei, ihr Erhaltungszustand ist relativ sehr gut; nur die Feinheiten der Skulpturen auf den Schuppen und der Oberfläche des Kopfes sind nicht deutlich zu erkennen. Am Kopf kann man nun, nachdem die Röntgenaufnahmen die Lage verschiedener Teile des Visceralskelettes feststellen läßt, schwache Durchprägungen dieser Teile angedeutet finden. Die Orbitae befanden sich anscheinend an den Seiten des Kopfes, so daß sie bei der Einbettung des Fischrestes völlig zusammengedrückt und damit nicht mehr feststellbar wurden. Das Endocranium muß wenig fest verknöchert gewesen sein, sonst hätte der Rest nicht so stark zusammengepreßt werden können. Auch in der Röntgenaufnahme sind kaum Spuren des Endocraniums zu sehen. Ebenso fehlen Reste der Wirbelsäule und des Innenskelettes der Flossen fast gänzlich. Alle diese Organe waren vermutlich rein knorpelig entwickelt. Zwischen beiden Hälften des Schultergürtels fehlen die Rückenfläche des Rumpfes und etwaige Reste des Hinterrandes des Schädeldaches, die vermutlich in der nicht aufbewahrten Gegenplatte steckengeblieben sind. Der Schultergürtel ist der am stärksten verknöcherte Teil des Skelettes; hier ist der Rest auch am dicksten, wie die stereoskopische Röntgenaufnahme (Taf. 6) zeigt. — *Stensiöella* ist mit wenigstens 30 cm Länge wesentlich größer als die übrigen Gattungen der Stensiöellida.

Kopf (Taf. 4—7; Abb. 1—4). Der in der Hinterhälfte unvollständig erhaltene Kopf liegt mit der Dorsalseite (Taf. 5) frei. Es fehlen die hinteren Seitenteile und der

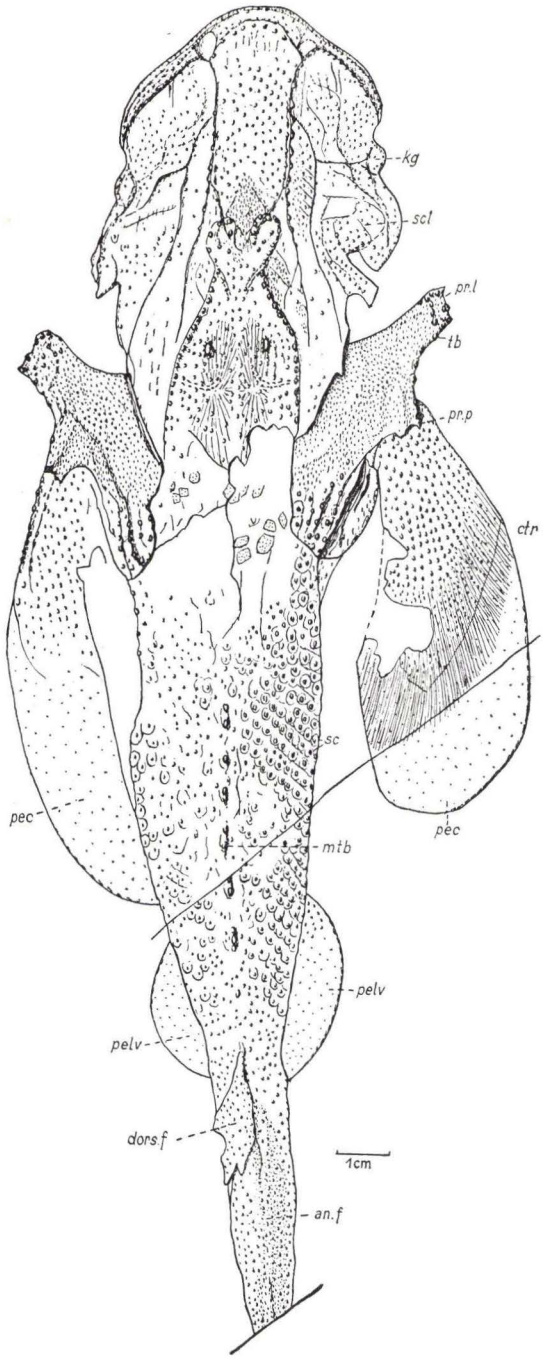


Abb. 1. *Stensiöella heintzi* BROILI. Dorsalseite des Holotypus; x 7/10. *an.f* Saum der Anal- oder Schwanzflosse; *ctr* Ceratotrichia; *dors.f* Dorsalflosse; *kg* Kiefergelenk; *mtb* große Tuberkel der dorsalen Medianlinie; *pec* Brustflosse; *pelv* Bauchflosse; *pr.l* Processus lateralis des Schultergürtels; *pr.p* Processus posterior des Schultergürtels; *sc* Schuppen; *scl* Scleroticalring; *tb* Tuberkel (Hautzähne).

Hinterrand des Schädeldaches. Schwache Durchprägungen deuten die Lage der im Röntgenbild zu sehenden Teile des Visceralskelettes und der Scleroticalringe der Augen an. Eine kleine Fläche der Ventralseite des Kopfes wurde freigelegt, doch zeigt sie nicht mehr als die Röntgenaufnahme. Der völlig plattgedrückte Kopf hat einen längsovalen Umriß (Abb. 2), der sich nach hinten wahrscheinlich ein wenig verbreiterte. Die Orbitae sind nicht zu sehen; sie öffneten sich seitlich am Kopf und sind durch die Zusammenpressung geschlossen worden. Auch die Nasenkapseln sind nicht auffindbar; sie haben sich vielleicht mit schmalen Schlitzen auf der Ventralseite des Vorderschädels geöffnet. Hinten und seitlich dürfte das Schädeldach die Processus laterales *(pr. l)* des Schultergürtels erreicht haben. Zwischen den beiden Schultergürtelhälften endet das Schädeldach vermutlich mit einem runden Bogen. Vom Endoskelett lassen sich auf Grund der Röntgenaufnahmen Reste des Kieferbogens, des Hyoidbogens und einiger Kiemenbögen feststellen; vom Endocranium sind nur Andeutungen der Occipitalregion und des Occipitalgelenkes zu finden.

Schädeldach (Taf. 4 und 5; Abb. 1 und 2). Die Vorderhälfte des plattgedrückten Schädeldaches (Taf. 5) ist natürlich begrenzt; die Hinterhälfte ist an den Seiten und am Hinterende entweder beim Schieferspalten zerbrochen oder beim Präparieren des Schultergürtels beschädigt worden. Die Rekonstruktion in der Abb. 2 gibt die vermutete Ausdehnung an. Die gesamte Oberfläche ist mit mehr oder weniger gut erhaltenen Skulpturen besetzt, schräg nach hinten gerichteten spitzen Tuberkeln, deren Basis sich meist sternförmig verbreitert. Die Tuberkel des Schädels gleichen in jeder Einzelheit den Tuberkeln auf dem Schultergürtel und den Rumpf- und Schwanzschuppen. Vermutlich nehmen sie das Zentrum einer schuppenförmigen polygonalen Platte ein, deren Umgrenzung jedoch nicht mehr zu erkennen ist, da die Plättchen höchstwahrscheinlich untereinander mehr oder weniger durch Nähte verbunden waren. In der Mitte der Vorderhälfte des Schädeldaches nehmen die Tuberkel die gleiche Anordnung in Schrägreihen an wie die Schuppen des Rumpfes und Schwanzes. Auch das deutet darauf hin, daß der Kopf ursprünglich mit Schuppen bedeckt war, die sich aber untereinander durch Nähte verbanden, statt sich zu überlagern, da der Schädel als Ganzes starr war. An einigen Stellen des Kopfes, so z. B. zwischen den Hinterenden der Supraorbitalkanäle *(soc)*, werden die Tuberkel sehr fein und dicht, ähnlich wie auf der Vorderfläche des Schultergürtels. Seitlich von den Supraorbitalkanälen und etwas hinter ihnen läßt sich undeutlich eine feine Tesserierung des Schädeldaches wahrnehmen.

Besonders große Tuberkel begrenzen die Supraorbitallinien an beiden Seiten, lateral größer als medial. Die Hinterhälfte des Schädeldaches wird durch eine mediane Fläche *(mf)* gekennzeichnet, die durch ausgeprägte Kanten begrenzt wird, die mit auffallend großen Tuberkeln dicht besetzt sind. BROILI (1933a) deutete diese Kanten als die Grenzen eines großen Hautknochens. Vermutlich handelt es sich aber um eine Skulpturlinie, die Umrisse endocranialer Teile wiedergibt. Das von den Kanten umgebene mediane Feld wird vorne eingeschnürt, breitet sich jedoch noch weiter vorne zu einer brillenförmigen Figur aus, in der anscheinend die Supraorbitalkanäle enden. Ähnlich wie bei den Rhenanida finden sich in der Mitte dieses von Kanten umgebenen Feldes, das wir fortan kurz als „hinteres Medianfeld" bezeichnen wollen, zwei sehr große längsovale Tuberkel *(tb)*, etwa dort, wo man die Mündungen der

Ductus endolymphatici erwarten sollte, die jedoch nicht festgestellt werden können.

Im hinteren Medianfeld sind auch Andeutungen der Ossifikationszentren *(os. c)* zweier größerer Hautknochen zu sehen, über die eine winkelförmige schmale Furche *(pp)* verläuft, vermutlich die hintere Grübchenlinie. Vielleicht entspricht diese Region

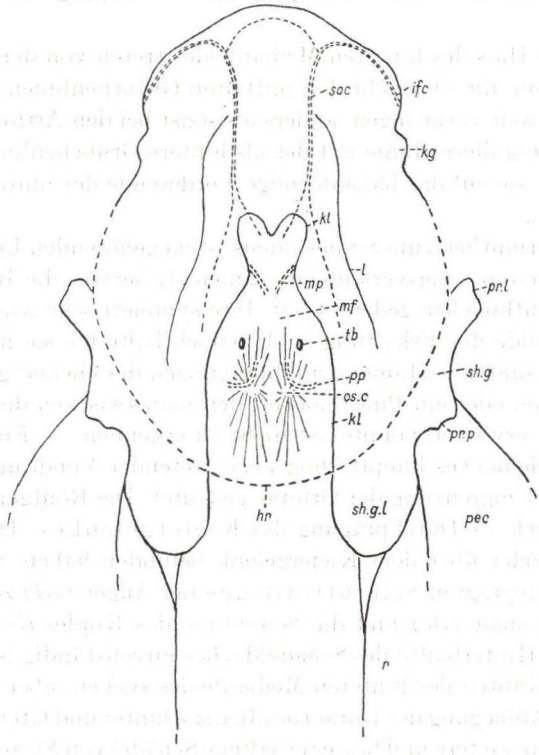


Abb. 2. *Stensiöella heintzi* BROILI. Rekonstruktion des Schädeldaches; x 7/10. *hr* rekonstuierter Hinterrand des Schädeldaches; *ifc* Infraorbitalkanal (?); *kg* Kiefergelenk; *kl* leistenförmige Kanten des hinteren Medianfeldes; *l* leistenförmige Linie unbekannter Bedeutung; *mf* hinteres Medianfeld; *mp* mittlere Grübchenlinie (?); *os.c* Ossifikationszentrum eines Hautknochens; *pec* Brustflosse; *pp* hintere Grübchenlinie; *pr.l* Processus lateralis; *pr.p* Processus posterior; *r* Dorsalfläche des Rumpfes; *sh.g* Schultergürtel; *sh.g.l* Seitenwand des Schultergürtels; *soc* Supraorbitalkanal; *tb* großer Tuberkel im hinteren Medianfeld.

den großen Paranuchalplatten von *Asterosteus* und *Jagorina* (STENSIÖ 1948, Fig. 69 und 70). Ob auf diese paarigen Knochen weiter hinten eine mediane Nuchalplatte folgte, läßt sich nicht feststellen, da hier das Schädeldach sehr unvollständig erhalten ist.

Von den Sinneskanälen sind nur die Supraorbitalkanäle *(soc)* sicher zu bestimmen, die in der Vorderhälfte des Schädeldaches parallel zueinander nach vorne verlaufen. Hinten sind sie anscheinend gegabelt: ein kürzerer medialer Ast tritt in das brillenförmige Vorderende des hinteren Medianfeldes, wo sich beide Supraorbitallinien nähern; ein lateraler Ast — vielleicht auch nur eine Skulpturlinie — zieht etwas weiter nach hinten und streicht auf der Höhe der beiden großen Tuberkel aus. Auch

in dieser Hinsicht liegen bei *Asterosteus* und *Jagorina* ähnliche Verhältnisse vor. Vorne enden die Supraorbitalkanäle dicht hinter dem verdickten Vorderrand des Schädeldaches, wo sie von einer medianen bogenförmigen Linie vereinigt werden und zugleich einen Seitenbogen parallel zum Vorderrand abgeben. Es läßt sich hier nicht entscheiden, ob es durch Skulpturen verursachte Linien oder Sinneslinien sind. Vielleicht stellen die Seitenteile des vorderen Bogens die Verbindung mit dem Infraorbitalkanal *(ifc)* her?

In den schmalen Hals des hinteren Medianfeldes treten von den Seiten und vorne zwei zarte Linien ein, die vielleicht den mittleren Grübchenlinien *(mp)* entsprechen, die demnach recht weit vorne lägen, anders als sonst bei den Arthrodira. Man könnte auch eine Verbindung dieser Linie mit der als hintere Grübchenlinie *(pp)* gedeuteten Linie vermuten, da sie auf das hakenförmige Vorderende der hinteren Grübchenlinie gerichtet ist (Abb. 2).

Neben diesen, vermutlich zum Sinnesliniensystem gehörenden Linien oder Kanälen treten noch zwei weitere längsverlaufende Linien *(l)* hervor, die BROILI ebenfalls als Grenzen großer Hautknochen gedeutet hat. Ihre symmetrische Anordnung zeigt, daß es keine Zufallsgebilde der Erhaltung sind; jedoch halte ich sie nicht für Knochengrenzen. Vielleicht sind diese Linien Durchprägungen des ehemaligen Endocraniums.

Ein Pinealforamen oder ein Pinealhöcker, den man zwischen den Hinterenden der Supraorbitalkanäle erwarten könnte, ist nicht zu erkennen. — Ein an beiden Seiten des vorderen Schädeldaches knopfförmig hervotretender Vorsprung *(kg)* wurde von BROILI als Teil der Umgrenzung der Orbitae gedeutet. Die Röntgenaufnahme erweist dieses Gebilde jedoch als Durchprägung des Kiefergelenkes. Die Orbitae müssen sich weiter hinter oder über dem Kiefergelenk befunden haben, wie auch die Lage der schwach durchgeprägten Sclerotikalringe der Augen *(scl)* zeigt.

Die Infraorbitalkanäle *(ifc)* und die Seitenlinie des Kopfes *(lc)* lassen sich nicht nachweisen, da die Hinterhälfte des Schädeldaches unvollständig ist. Man könnte die Seitenlinie in den Kanten des hinteren Medianfeldes suchen, aber dann müßten sich vorne die seitliche Abbiegung der Infraorbitalkanäle hinter und lateral von den Orbitae erkennen lassen. Nur weitere und besser erhaltene Schädel von *Stensiöella* könnten eine Klärung bringen. Leider ist auch auf dem Schultergürtel der Verlauf der Seitenlinie nicht zu finden.

Unterseite des Schädels. Nur ein geringer Teil der Unterseite des Schädels ließ sich in der Mundregion freilegen. Die in den Röntgenaufnahmen erkennbaren Teile des Visceralskelettes sind dabei teilweise sichtbar geworden. Auch die Unterseite des Kopfes ist mit Tuberkeln besetzt, besonders deutlich in der Region hinter der Mundöffnung. Dort sind die Tuberkel (Abb. 6 I) groß und niedrig, deutlich sternförmig. Zwischen ihnen lassen sich zahlreiche kleine Tuberkel erkennen. Höchstwahrscheinlich war die ganze Unterseite des Schädels mit schuppenförmigen Tesserae bedeckt, deren Zentrum jeweils von flachen Tuberkeln eingenommen wurde. An der kleinen freigelegten Fläche der Schädelunterseite lassen sich jedoch keine Tesseraegrenzen erkennen.

Visceralskelett (Taf. 6; Abb. 3—4). Nur mit Hilfe von Röntgenaufnahmen lassen sich Reste des Visceralskelettes feststellen. Besonders brauchbar sind stereoskopische Röntgenaufnahmen, da sie bis zu einem gewissen Grade selbst bei

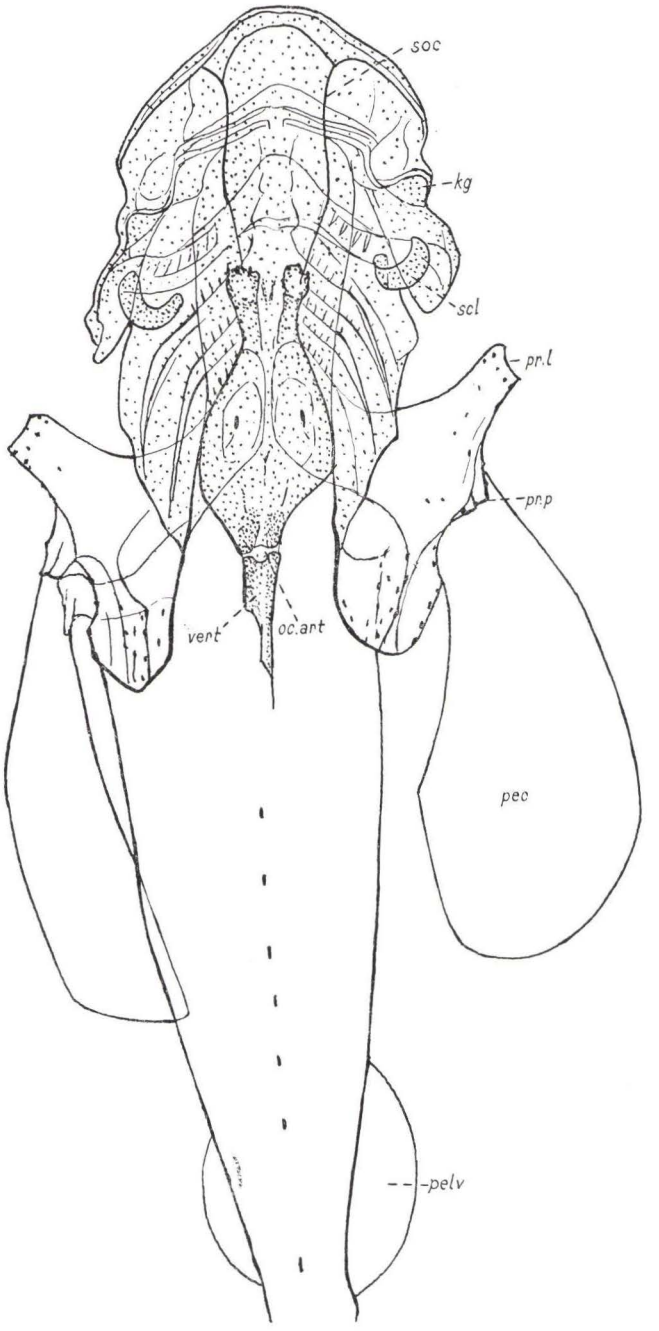


Abb. 3. *Stensiöella heintzi* BROILI. Röntgenaufnahme, von dorsal; x 4/5. *kg* Kiefergelenk; *oc.art* Occipitalgelenk; *pec* Brustflosse; *pelv* Bauchflosse; *pr.l* Processus lateralis; *pr.p* Processus posterior; *scl* Scleroticalring; *soc* Supraorbitalkanal; *vert* Vorderende der Wirbelsäule.

einem so flachgedrückten Schädel Unterschiede in der Höhenlage der Elemente beobachten lassen. Die Visceralbögen sind nicht vollständig erhalten, sondern nur teilweise als körperliche Elemente sichtbar, oft aber nur durch stärker pyritisierte Linien oder Dornen angedeutet. Die Deutung der Reste ist daher mit einer gewissen Unsicherheit belastet.

Ganz ähnlich wie bei den Rajidae ist die weit vorne gelegene quere Mundspalte gestaltet (Abb. 4, *or*). Hinten wird sie von zwei dunklen Linien begrenzt, die zum Mandibulare *(Md)* gehören. Die vordere dieser Linien ist in der linken Mundhälfte mit kleinen spitzen Zähnchen besetzt (Abb. 4C), deren Spitzen nach hinten und etwas medial gerichtet sind. Seitlich wird die Mundspalte von dem recht gut sichtbaren Kiefergelenk *(kg)* begrenzt, an dem auch Teile des sonst kaum erhaltenen Palatoquadratums *(Pq)* sichtbar werden. Hinter der Mundspalte ist das Mandibulare tief eingebuchtet, entsendet aber gleich anschließend seinerseits einen lobusförmigen, rechtwinklig abgeknickten Vorsprung *(lb)* in eine entsprechende Einbuchtung des Palatoquadratums (Abb. 4C). So entsteht der knopfartige Vorsprung (Abb. 1—4, *kg*) am Seitenrand des Schädels, den BROILI zur Orbitae in Beziehung setzen wollte. Das Kiefergelenk von *Stensiöella* hat eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit dem Kiefergelenk vieler Batoidei. Vom Palatoquadratum ist nur der laterale, am Gelenk beteiligte Abschnitt erkennbar, zur Mittellinie hin sieht man nur feine Linien, die dem Mundrand des Palatoquadratums entsprechen. Das Mandibulare wird ebenfalls nur in der Gelenkregion körperlich wahrnehmbar. Hinter dem Gelenk setzt es sich — wohl nur scheinbar — in eine schaufelförmige, ehemals vermutlich senkrecht stehende Platte fort (Abb. 4, *Hm*), die schräg nach außen und hinten gerichtet ist. Ich glaube, daß diese Platte das Hyomandibulare *(Hm)* darstellt, das aus seinem ursprünglich medial gerichteten Gelenk mit dem Endocranium durch die Pressung des Fossils nach außen gedrückt worden ist und nun als hinterer Fortsatz des Mandibulare erscheint. Eine Naht oder Grenzlinie zwischen diesem schaufelförmigen Gebilde und der Gelenkregion des Mandibulare ist nicht zu sehen, vermutlich nur als Folge der Erhaltung. Ein weit über das Gelenk nach hinten herausragender Fortsatz des Mandibulare erscheint kaum denkbar. Unter rezenten Batoidei sieht das Hyomandibulare bei *Raja* oder *Trygon* diesem Gebilde von *Stensiöella* sehr ähnlich.

Hinter der Mundspalte folgt in einem geringen Abstand ein quer unter dem Schädel verlaufender breiter Bogen, dessen linker Seitenteil am Vorderrand mit langen spitzen Dornen *(rad.hy)* besetzt ist, die auffallend den Radii branchiostegi der Elasmobranchii gleichen. Es sind verkalkte lange und spitze Kegel, die einen Knorpelkern, der nun als helle Mittellinie erscheint, umfaßten. In der Mitte verbreitert sich der Bogen, läßt jedoch keine Grenzen zwischen seitlichen und medianen Elementen erkennen. Der mittlere Abschnitt dürfte der Copula des Hyoidbogens *(Hy.c)* entsprechen, die seitlichen Teile mit ihren Radii branchiostegi stellen vermutlich das Ceratohyale *(Chy)* dar, das anscheinend weit nach außen reicht. Über dem lateralen Ende des Ceratohyale liegt der Sceroticalring *(scl)*. Falls die Deutungen richtig sind, so liegt der gesamte *Hyoidbogen* vor, wenn auch verdrückt und teilweise nur in schattenhafter Erhaltung.

Hinter dem Hyoidbogen folgen die Reste dreier Branchialbögen, repräsentiert durch dunkle einfache oder doppelte Linien, die teilweise mit Processus rastriformes

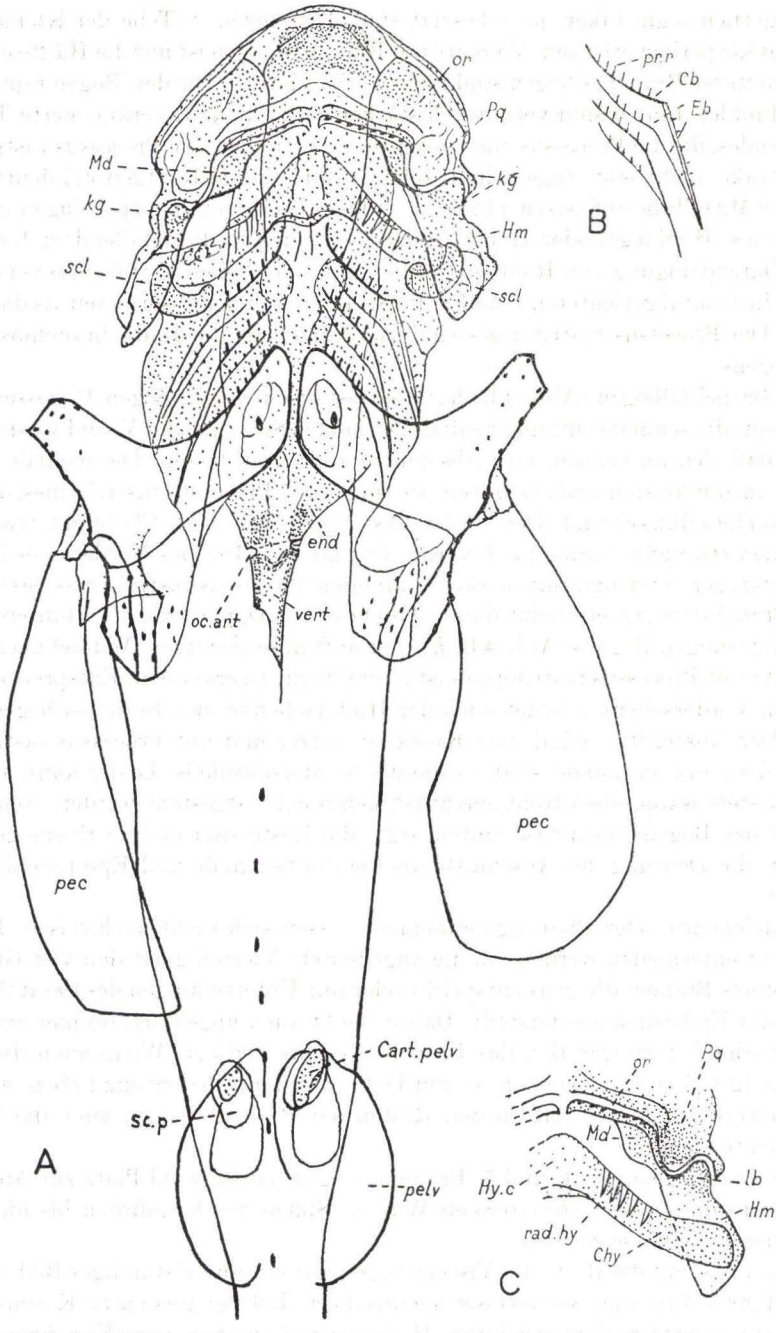


Abb. 4. *Stensiöella heintzi* BROILI; x 4/5. A. Röntgenaufnahme, Spiegelbild der Ventralseite. B. Reste der zwei vorderen Branchialbögen. C. Rekonstruktion des Mandibular- und Hyoidbogens. — *Cart.pelv* Rest des Beckengürtels; *Cb* Ceratobranchiale (?); *Chy* Ceratohyale; *Eb* Epibranchiale (?); *Hm* Hyomandibulare (?); *Hy.c* Hyoidcopula; *Md* Mandibulare; *Pq* Palatoquadratum; *end* Occipitalende des Endocraniums; *kg* Kiefergelenk; *lb* Gelenklobus des Mandibulare; *oc.art* Occipitalgelenk; *or* Mund; *pec* Brustflosse; *pelv.* Bauchflosse; *pr.r* Processus rastriformis; *rad.hy* Radii branchiostegi hyoidei; *scl* Sclerorticalring; *sc.p* verwachsene Schuppen der Beckenregion; vert. Vorderende der Wirbelsäule.

(Reusendornen = gill raker, *pr.r*) besetzt sind. Die einzelnen Teile der Kiemenbögen sind nicht körperlich erhalten. Vom dritten Branchialbogen ist nur die Hälfte erhalten, Spuren weiterer Branchialbögen sind nicht vorhanden. — Die den Bogen repräsentierenden dunklen Linien sind vermutlich stärker verkalkt bzw. verknöcherte Teile des Vorderrandes, die die Processus rastriformes *(pr.r)* tragen. Die Processus rastriformes sind schlanke, nicht sehr lange zylindrische Gebilde, die im Röntgenbild deutlich eine feine helle Mittellinie aufweisen, ein Zeichen des ehemals von Knorpel eingenommenen Hohlraumes. Hohlkegel oder Hohlzylinder erscheinen in durchfallendem Licht oder bei der Durchdringung von Röntgenstrahlen mit einer hellen Mittelachse versehen zu sein, da die frontal gerichteten Flächen die Strahlen weniger absorbieren als die Seitenflächen. Die Processus rastriformes sind viel kürzer als die Radii branchiostegi des Hyoidbogens.

Jeder Branchialbogen (Abb. 4B) hat die Gestalt eines sehr engen V, dessen Spitze lateral liegt, die schmale Öffnung medial. Die beiden Schenkel des V sind wieder unterteilt, so daß sich im Ganzen vier Abschnitte abgrenzen lassen. Die mediale vordere Linie ist am dunkelsten und breitesten; sie trägt 5—7 Processus rastriformes, die ebenfalls besonders dunkel sind. Der vordere Ast des V (Abb. 4B, *Cb*) bildet etwa in der Mitte einen stumpfen Knick nach vorne. Der laterale Teil des Vorderastes ist mehr nach hinten gerichtet und mit merklich kürzeren Processus rastriformes besetzt. Am ersten Branchialbogen erscheint dieser Abschnitt als Doppellinie. Der hintere Schenkel des V-förmigen Bogens (Abb. 4B, *Eb*) verläuft in sehr spitzem Winkel nach vorne; ein Besatz mit Processus rastriformes ist lateral nicht zu erkennen. Entsprechend dem Knick im Vorderschenkel bildet auch der Hinterschenkel des Branchialbogens einen Knick. Der Abschnitt medial vom Knick ist kürzer und mit Processus rastriformes besetzt, die merklich kürzer sind als die des Vorderschenkels. Leider kann auch mit Hilfe der stereoskopischen Röntgenaufnahmen nicht festgestellt werden, welcher der Schenkel des Bogens oben bzw. unten liegt: die Reste sind in eine Ebene gedrückt. Daher ist die Deutung der Abschnitte als Ceratobranchiale und Epibranchiale ganz unsicher.

Copulaelemente oder Pharyngobranchialia lassen sich nicht nachweisen. Es kann auch nicht entschieden werden, ob die angedeutete Vierteiligkeit den vier Grundelementen eines Branchialbogens entspricht oder nur Unterteilungen des Ceratobranchiale und des Epibranchiale darstellt. Damit bleibt auch ungeklärt, ob hier ein sigmaförmiger oder V-förmiger Bau des Branchialbogens vorliegt. Wenn auch die Bögen spitzwinklig V-förmig erscheinen, so würde das nur dann Bedeutung haben, wenn wir sicher beweisen könnten, daß in den Resten der Branchialbögen auch die Pharyngealelemente stecken.

Weiter hinten gelegene 4. und 5. Branchialbögen hätten wohl Platz zur Anheftung am Endocranium, aber ihre lateralen Winkel (Spitze des V) müßten bis hinter den Ansatz der Brustflosse reichen.

Bieten uns somit die Reste der Visceralbögen nur ein unvollständiges Bild ihrer Gestalt und ihres Aufbaues, so beweisen sie uns doch, daß der gesamte Kiemenkorb wie bei den Arthrodira und den Holocephali unter dem Kopf und nicht wie bei den Elasmobranchii hinter dem Kopf lag. Bei *Stensiöella* liegt der Kieferbogen vor den Orbitae, und der vorderste Kiemenbogen reicht bis zur Höhe

der Orbitae, alle Visceralbögen sind sehr weit nach vorne verschoben. Damit tritt *Stensiöella* in Gegensatz zu den Acanthodii und Elasmobranchii (Selachiformes) und stimmt mit den Arthrodira überein.

Endocranium und Wirbelsäule (Taf. 6; Abb. 3 und 4). Leider ist das Endocranium auch im Röntgenbild kaum zu erkennen. Vielleicht war es nicht genug verkalkt oder besaß keine perichondrale Knochenlamelle. Eine gewisse Aufhellung im Röntgenbild medial vom Kiefergelenk deutet vielleicht die Lage der Orbitae an. Die als Scleroticalringe *(scl)* gedeuteten Gebilde auf beiden Seiten liegen etwas nach hinten verschoben, doch kann das eine Folge der Zusammenpressung des Schädels sein. Eine Unterteilung dieser flachen, vielleicht nur halbringförmigen Gebilde in Einzelplättchen läßt sich nicht nachweisen. Sie sind die einzigen nachweisbaren Teile der Augen. Die Nasenkapseln müssen rein knorpelig ausgebildet gewesen sein, da von ihnen keine Spuren zu entdecken sind. Ebensowenig sind die Nasenöffnungen, die auf der Ventralseite des Vorderschädels zu erwarten wären, gefunden worden. Dunklere Streifen und Flecken in symmetrischer Anordnung am Vorderende des Kopfes (Abb. 4B) sind mit den Nasen nicht in Verbindung zu bringen; sie zeigen nur die etwas dichtere Verkalkung dieses Abschnittes.

Hinter der Ventralseite des Schultergürtels ist das nach hinten verschmälerte Occipitalende des Endocraniums *(end.oc)* und das Occipitalgelenk in den Röntgenaufnahmen wahrzunehmen. Die Gelenkteile des Endocraniums und der anschließenden Wirbelsäule *(vert)* sind stärker verkalkt, erscheinen daher dunkler, während sich die Gelenkspalte *(oc.art)* als helle Querlinie hervorhebt. Auch in dieser Beziehung verhält sich *Stensiöella* wie ein Arthrodire bzw. Holocephale. Leider läßt sich die Wirbelsäule nicht weiter nach hinten verfolgen; ebensowenig sind etwaige Spalten zwischen den Wirbeln zu finden. Der Vorderabschnitt der Wirbelsäule war vielleicht zu einem kurzen Synarcuale verschmolzen. In der Bildung des Occipitalgelenks erinnert *Stensiöella* sehr an *Pseudopetalichthys* und *Gemündina*.

Schultergürtel (Taf. 4—6; Abb. 3—5). Der flachgedrückte Schultergürtel zeigt seine Lateral- und Frontalflächen; die Ventralfläche ist in den Röntgenaufnahmen gut zu erkennen. Daß ein dorsaler Zusammenschluß beider Hälften des Schultergürtels durch ein Mediodorsale wie bei den Arthrodiren vorhanden gewesen ist, kann nicht bewiesen werden. Die Anwesenheit verstreuter Schuppen zwischen beiden Lateralhälften des Schultergürtels (Abb. 1) spricht sogar dagegen. Ein etwaiges medianes Element könnte nur ein flaches Gebilde gewesen sein.

Außer einer geraden ventralen Medianlinie, längs der die beiden Hälften des Schultergürtels ein wenig auseinandergepreßt worden sind (Abb. 4A), lassen sich keine weiteren Nähte und daher auch keine gesonderten Knochenplatten erkennen. Jede Schultergürtelhälfte erscheint als einheitliches Gebilde, das die Zusammensetzung aus den bekannten Elementen des Rumpfpanzers der Arthrodira vermissen läßt. Die gesamte unmittelbar sichtbare Oberfläche des Schultergürtels ist mit Tuberkeln besetzt; auch die im Gestein verborgene Ventralfläche dürfte in der gleichen Weise skulptiert sein. Die Oberfläche des Schultergürtels gehört damit zum Exoskelett, das vielleicht nur in dünner Lage das Endoskelett bedeckte, dessen Ausdehnung und Gestalt nicht verfolgt werden kann. Gesonderte Teile des endoskelettalen Schultergürtels sind nicht vorhanden oder haben sich nicht erhalten. Die Vorderfläche des Schultergürtels,

die sehr ausgedehnt ist, wird einheitlich von kleinen Tuberkeln dicht besetzt; eine Tesserierung ist nicht entwickelt. Die Enden der seitlich und hinten hervorragenden Fortsätze *(pr.l* und *pr.p)* tragen verstreute große Tuberkel, namentlich an den Kanten (Abb. 1). Noch größere und in Längsreihen angeordnete Tuberkel *(tb)*, die auf faltenförmigen Kanten sitzen, finden sich auf der Lateralfläche des Schultergürtels (Abb. 1 und 5C, *ps. l*). Hier ist auch hin und wieder eine Spur von Tesseragrenzen zu sehen.

Trotz der Flachdrückung gibt die stereoskopische Röntgenaufnahme ein recht gutes räumliches Bild vom Schultergürtel, das auch als Grundlage für die Rekonstruktionen in der Abb. 5 benutzt wurde. Die mit reihenweise angeordneten großen Tuberkeln verzierte Lateralfläche des Schultergürtels (Abb. 1 und 5A, *ps. l*) liegt der Seitenwand des Vorderrumpfes an und fällt recht steil zu den Seiten ab. Von der Seite gesehen (Abb. 5A) erscheint diese Fläche als quergestellte blattförmige Verbreiterung des flach nach vorne abfallenden Schultergürtels. Der Vorderrand der Lateralfläche bildet eine Kante, von der sich nach vorne die Vorderfläche des Schultergürtels absenkt (Abb. 5B und C), etwa der Apronfläche eines Arthrodirenrumpfpanzers (*AL* und *IL*) entsprechend. Diese Fläche bildet auch die Postbranchialwand, da sie das Visceralskelett des Kopfes weitgehend vom Rumpf trennt. Die Ventralseite der Vorderfläche ist zugleich auch die Ventralfläche des Schultergürtels (Abb. 4, 5C und 5D). Ein Hohlraum zwischen ihr und der Vorderfläche ist nicht wahrzunehmen.

Beide Schultergürtelhälften bilden einen relativ schmalen bogenförmigen Ausschnitt für die unmittelbare Verbindung des Kopfes mit dem Rumpf. In dieser Öffnung lagen das Occipitalgelenk und der Übergang des Pharynx in den Oesophagus. Die Kiemenhöhle wurde dagegen hinten von der Postbranchialwand des Schultergürtels abgeschlossen. — Vorne reicht der Schultergürtel mit seiner ventralen Symphyse weit unter den Kopf (Abb. 1 und 4A). Seitlich von der Mittellinie sind beide Hälften des Schultergürtels tief konkav eingebuchtet (Abb. 4A, 5C und 5D). Sehr auffallend ist ein seitlich weit herausragender Processus lateralis *(pr. l)*, der vielleicht vom hinteren Seitenrand des Schädeldaches bedeckt wurde. Mit der Brustflosse hat dieser Processus keine Verbindung, seine Funktion bleibt unbekannt. Auch unter Berücksichtigung der Flachdrückung des Restes muß sich der Processus weit nach vorne erstreckt haben. Ein Analogon zu diesem Processus findet sich bei keinem Arthrodiren.

Vor der Lateralfläche des Schultergürtels ragt ein weiterer Processus, der Processus posterior *(pr.p)* heraus, ein wenig seitlich und nach hinten gerichtet. Auch seine Außenkante ist mit großen Tuberkeln verziert. Unmittelbar unter ihm sitzt die Brustflosse dem nicht sichtbar erhaltenen endoskelettalen Schultergürtel an. Vielleicht stand dieser Processus mit dem Brustflossengelenk in Verbindung oder schützte es zumindest von dorsal. Eine deutlich zu erkennende Längsteilung des Processus posterior (Abb. 1 und 5) ist vielleicht die Folge einer Durchprägung zweier Basalia der Brustflosse. In dieser Region ist jedenfalls das Gelenk zwischen Schultergürtel und Brustflosse zu suchen: hier müssen das Scapulocoracoid und der exoskelettale Schultergürtel aufs engste verbunden gewesen sein. Der ganze Schultergürtel, wie er uns vorliegt — oder doch ein großer Teil desselben — ist vielleicht nur eine dünne exoskelettale Hülle um den endoskelettalen Schultergürtel gewesen. Die Beziehungen beider Komponenten lassen sich am Holotypus von *Stensiöella* nicht sicher feststellen.

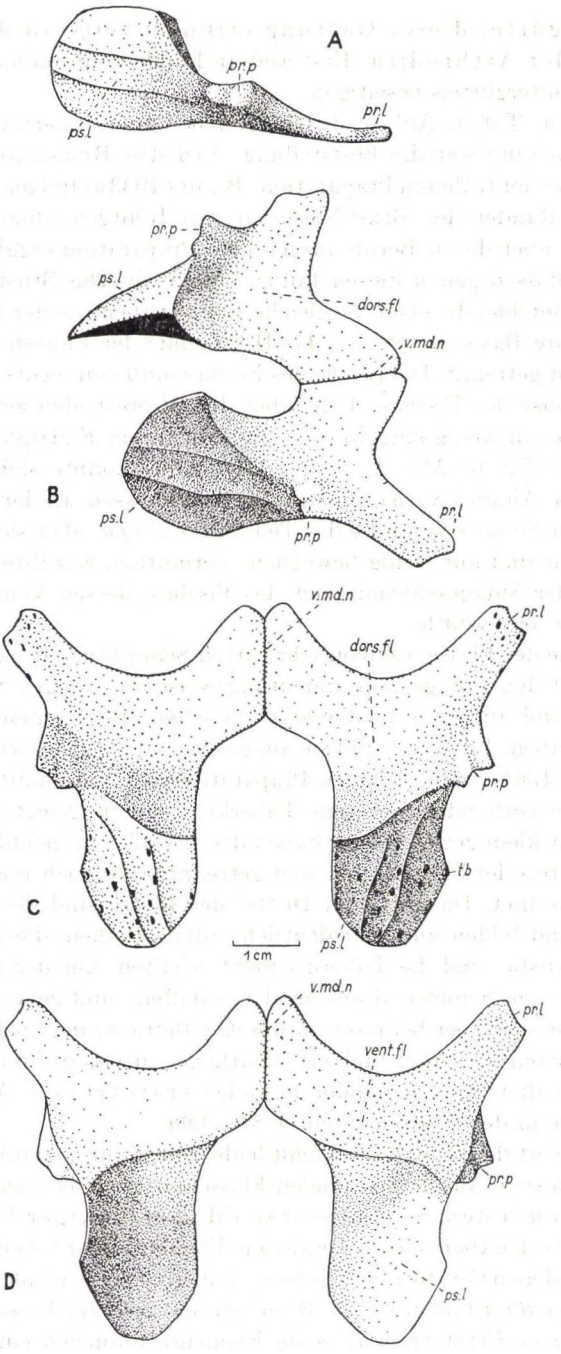


Abb. 5. *Stensiöella heintzi* BROILI. Rekonstruktion des Schultergürtels; x 3/5. A Lateralansicht. B Ansicht schräg von der Seite und oben. C Dorsalansicht. D Ventralansicht. — *dors.fl* dorsale Vorderfläche; *pr.l* Processus lateralis; *pr.p* Processus posterior; *ps.l* Seitenteil des Schultergürtels; *tb* Tuberkel (Hautzähne); *vent.fl* Ventralfläche; *v.md.n* ventrale Mediannaht.

Der Schultergürtel dieser Gattung erinnert teils an den der Selachii, teils an den der Arthrodira. Erst weitere Funde könnten manche Unklarheiten im Bau des Schultergürtels beseitigen.

Brustflossen (Taf. 4; Abb. 1, 3, 4A). Ein besonders unerwartetes Ergebnis der Röntgenuntersuchung war die Feststellung, daß die Brustflossen viel größer waren als die bei der früheren Präparation (BROILI 1933a) freigelegten Flächen. Zwar erschienen die Ränder der Brustflossen in den Röntgenaufnahmen nur als ganz schmale Linien, aber die in Berlin ausgeführte Präparation ergab, daß die Umgrenzung der Brustflossen genau diesen Linien entsprach. Die Brustfllossen sind ovale, lappenförmige Gebilde, die etwa die gleiche Länge haben wie der Kopf, aber nur halb so breit sind. Ihre Basis ist schmal; das Hinterende der Flossen ist von den Bauchflossen nicht weit getrennt. Die Leiche des Fisches muß von rechts nach links (bezogen auf die Mittelachse des Fisches) dicht über den Meeresboden getrieben sein, da die linke Brustflosse ein wenig eingerollt ist und mit ihrem Endzipfel unter dem Bauch des Tieres liegt (Taf. 6; Abb. 1, 3, und 4A); dabei konnte sich die rechte Brustflosse ausbreiten. Ähnlich verhalten sich die Bauchflossen. In der Länge erinnern die Brustflossen von *Stensiöella* an die des Teleostiers *Trigla*, aber sie waren sicher nicht zusammenfaltbar und nur wenig beweglich. Vermutlich war ihre Hauptfunktion die Herabsetzung der Sinkgeschwindigkeit des Fisches, dessen Ventralfläche durch sie bedeutend vergrößert wurde.

Die Oberfläche der Flosse war von sehr zarten Schuppen bedeckt, deren polygonale Umrisse nur auf den Fotografien andeutungsweise an wenigen Stellen zu erkennen sind. Deutlich sind hingegen die Tuberkel zu sehen, die das Zentrum der Schuppen eingenommen haben. Proximal sind sie am größten, distal nehmen sie rasch an Größe ab. Bei der erst 1961 durchgeführten Präparation der Distalhälften der Brustflossen konnten etwaige vorhanden gewesene Tuberkel nicht freigelegt werden; vermutlich sind sie hier sehr klein gewesen oder haben distal vielleicht gefehlt. Die Tuberkel des proximalen Drittels der Flosse liegen weit getrennt, aber doch recht deutlich in radialen Reihen geordnet. Im mittleren Drittel der Flosse sind die Tuberkel proximal noch erhalten und bilden nun sehr deutlich radiale Reihen, die sich manchmal aufgabeln. Weiter distal sind die Tuberkel nicht erhalten, nur der verdickte Rand der Flosse und ihre vom Schiefer abweichend beschaffene und gefärbte Substanz heben sie hervor. Dafür sind aber bei mikroskopischer Betrachtung im Bereich der kleinen, radial angeordneten Tuberkel und viel deutlicher in einem breiten anschließenden Saum zahlreiche, dicht nebeneinander liegende Ceratotrichia (Abb. 1, *ctr*) zu sehen, ganz ähnlich wie in den Flossen rezenter Selachier.

Vom Endoskelett der Brustflossen fehlt leider jede Spur; es muß nur knorpelig ausgebildet gewesen sein. Aus dem schmalen Flossenansatz darf man schließen, daß nur einige Basalia mit dem Scapulocoracoid in gelenkiger Verbindung standen. Auch ist es denkbar, daß die radialen Elemente nicht weit in die Region der reichlich vorhandenen Ceratotrichia gereicht haben; beweisen läßt es sich jedoch einstweilen nicht. Bei *Raja* finden sich z. B. neben den bis zum Flossensaum reichenden Radialia auch noch Ceratotrichia; beide Elemente brauchen einander nicht auszuschließen (JARVIK 1959, Fig. 4). Die radiale Anordnung der Tuberkel auf der Brustflosse entspricht noch keinen Lepidotrichia. Schuppen, die sich zu Lepidotrichia um-

bilden, müssen schmal und halbröhrenförmig werden, bei *Stensiöella* sind sie aber flache und ungemein dünne Gebilde.

Bauchflossen und Beckengürtel (Taf. 4 und 6; Abb. 1, 3 und 4A). Auch die Bauchflossen wurden in den Röntgenaufnahmen an ihren etwas verdickten Rändern entdeckt und danach freigelegt. Sie liegen tiefer als die Brustflossen und ragen daher nur seitlich unter dem Rumpf des Fisches hervor, rechts weiter als links. Auf der Dorsalseite der rechten Bauchflosse sind einige Tuberkeln in radialer Anordnung erhalten geblieben, die übrigen Tuberkel ließen sich bei der Präparation der Flossen nicht freilegen. Die Bauchflosse bildet einen halbkreisförmigen Lappen, der in der Mittellinie vielleicht gerade begrenzt war und den Saum der Nachbarflosse unmittelbar anlag. In der Röntgenaufnahme sind die medialen Säume der Bauchflossen nur vorne deutlich zu erkennen (Abb. 4A).

Vom Beckengürtel sind nur in den Röntgenaufnahmen undeutliche Spuren zu sehen. Zwei kleine, kräftiger verkalkte Skelettgebilde *(Cart. pelv)* finden sich über den Vorderhälften der Bauchflossen und reichen anscheinend in die Rumpfmuskulatur hinauf. Sie sind von längsovalen Höfen umgeben, die vermutlich auch zum Beckengürtel gehören, der in seinem erhalten gebliebenen Teil wenig ausgedehnt und vertikal gerichtet ist. Die von der Ventralseite freigelegte Beckenregion des Rumpfes zeigt unter jedem dieser Beckenelemente eine kleine längsovale Platte *(sc. p)*, die sich unregelmäßig aus 15—20 verwachsenen Schuppen zusammensetzt, deren Zentrum von einem Tuberkel gekrönt wird. Es waren also in diesem Bereich, in dessen Nachbarschaft sich Schuppen kaum erhalten haben, kleine exoskelettale Platten entstanden, die aus verschmolzenen Schuppen hervorgegangen sind. Die Veranlassung zu ihrer Bildung haben sicher die festen Elemente des Beckens gegeben. Wären weitere Schuppen der Ventralseite des Rumpfes erhalten geblieben, so würden diese Platten sich kaum aus der Beschuppung herausheben. — Endoskelettale Elemente der Bauchflosse haben sich ebensowenig erhalten wie in den Brustflossen.

Rumpf, Schwanz und unpaarige Flossen (Taf. 4—6 und Taf. 8 Fig. 2; Abb. 1). Der Rumpf ist etwa anderthalbmal so lang wie der Kopf. Vorne reicht er ventral weiter als dorsal, da sich der Schultergürtel weit unter den Kopf schiebt. Hinten geht der Rumpf ohne merkliche Änderung in den Schwanz über; das Ende der Bauchflossen und eine gewisse Einschnürung zeigen die Grenze zwischen Rumpf und Schwanz an. Der Schwanz ist nicht vollständig erhalten; Rumpf und Schwanz zusammen haben wenigstens die doppelte Länge des Kopfes erreicht. Der Rumpf verjüngt sich gleichmäßig nach hinten und hat eine normale Fischgestalt, wenn man von dem verbreiterten Schultergürtel absieht. Rumpf und Schwanz sind gleichmäßig mit zarten Schuppen *(sc)* bedeckt, die regelmäßig in schrägen Querreihen angeordnet sind. Vermutlich war auch die Ventralseite mit Schuppen bekleidet, die aber kleiner und zarter gewesen sein dürften. Die Schuppenreihen sind von der dorsalen Mittellinie schräg nach den Seiten und hinten gerichtet, in gleicher Anordnung wie die Tuberkel auf der Vorderhälfte des Schädeldaches. Jede Schuppe trägt in ihrem Zentrum einen Tuberkel. Allem Anschein nach überlagerten sich die Schuppen nur wenig. In der dorsalen Mittellinie finden sich mit etwas größerem Abstand größere, gestreckte Tuberkel *(mtb)* oder Doppeltuberkel, deren Anzahl etwa 6 beträgt. Spuren der Seitenlinie sind nicht zu finden.

Im Bereich des Rumpfes ist keine Dorsalflosse vorhanden. Die ehemalige Anwesenheit einer solchen Flosse unmittelbar hinter dem Schultergürtel kann nicht nachgewiesen werden, da diese Region sehr schlecht erhalten ist. Unmittelbar über dem Hinterrand der Bauchflossen befindet sich auf dem Ansatz des Schwanzes eine kleine Dorsalflosse *(dors.f)*, die besonders deutlich in den stereoskopischen Röntgenaufnahmen hervortritt. Die kurze Flosse ist nach links herübergedrückt und gleichmäßig mit Tuberkeln besetzt. Die Ventralseite des erhaltenen Teiles des Schwanzes trägt einen niedrigen Flossensaum *(an.f)*, der auch als schwach durchgeprägter Wulst auf der Dorsalseite zu sehen ist. Auch er läßt sich am besten in der stereoskopischen

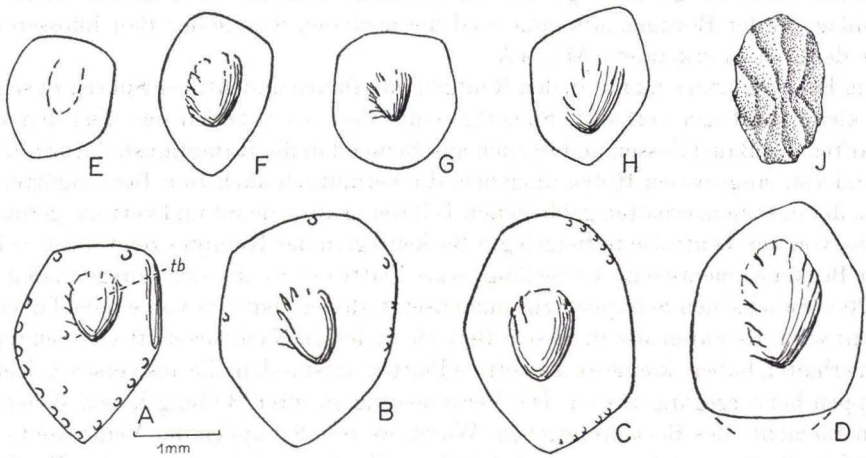


Abb. 6. *Stensiöella heintzi* BROILI. Schuppen und Tuberkel (Hautzähne); x 12. A–H Schuppen der Dorsalseite des Rumpfes, mit zentralem Tuberkel. J flacher Tuberkel (Hautzahn) an der Ventralseite des Vorderkopfes. *tb* zentraler Tuberkel (Hautzahn).

Röntgenaufnahme (Taf. 8 Fig. 2) erkennen. Es bleibt einstweilen ungewiß, ob wir in diesem Flossensaum eine Analflosse oder den Beginn der Schwanzflosse zu sehen haben, da das Hinterende des Schwanzes nicht erhalten ist.

Schuppen und Tuberkel (Hautzähne) (Taf. 4 und 5; Abb. 1 und 6). Der Rumpf ist mit dünnen Schuppen bekleidet, deren Umriß vielfach recht deutlich hervortritt. Auf dem Schwanz und den Brustflossen sind die Schuppen nur andeutungsweise an manchen Stellen wahrzunehmen, die Oberflächen dieser Körperteile scheinen von einer festen, tuberkulierten Haut überzogen zu sein. Am lebenden Tier sind auch an diesen Stellen sicherlich zarte Schuppen vorhanden gewesen, deren Begrenzung am Fossil undeutlich geworden oder verlorengegangen ist. Die ebenen Schuppen des Rumpfes (Abb. 6 A—H) sind gerundet polygonale, oft wappenförmig fünfeckige Plättchen, deren Zentrum von einem spitzen, nach hinten gekrümmten Tuberkel eingenommen wird. Manchmal kann man an den Rändern ganz feine unregelmäßige Körnchen sehen (Abb. 6A); vielleicht bedeckten solche kleinen Höcker ursprünglich die Oberfläche der Schuppen. Sicherlich haben die Hinterenden der Schuppen vielfach die nachfolgenden Schuppen ein wenig überlagert; andere Schuppen waren vielleicht durch dünne Hautstreifen getrennt, so daß es zu keiner Überlagerung kam.

Die Tuberkel haben etwa ein Drittel der Länge der Schuppen. Abgebrochene Tuberkel hinterlassen einen längsovalen Ring, der auf das ehemalige Vorhandensein einer Pulpahöhle schließen läßt. Danach zu urteilen, sind die Tuberkel Dentingebilde, also Hautzähne gewesen. Leider läßt sich ihr histologischer Aufbau ebensowenig untersuchen wie der der Schuppen selber. Die Tuberkel sind meist recht unscharf erhalten. An der Basis laufen sie sternförmig in Strahlen aus, die meist nach vorne gerichtet und vorne besonders lang sind. Flacher und nach allen Seiten verästelt sind die Tuberkel an der Ventralseite des Kopfes (Abb. 6 I). Besonders große Tuberkel finden sich im hinteren Medianfeld des Kopfes, an den Kanten des Medianfeldes, an den Fortsätzen des Schultergürtels, an dessen Lateralfläche und auf der Mittellinie des Rumpfes. Auch die Supraorbitalkanäle des Schädeldaches werden von großen Tuberkeln begleitet.

Gesonderte Schuppen kann man nur auf der Dorsalseite des Rumpfes erkennen. Auf der Ventralseite des Rumpfes findet sich unter beiden Hälften des Beckengürtels je ein Komplex von 15—20 verschmolzenen Schuppen, deren Begrenzung noch zu erkennen ist (Abb. 4A; *sc.p*). In der Proximalhälfte der Brustflossen sind Andeutungen von Schuppengrenzen auf manchen Fotografien zu sehen, am Objekt selber weniger deutlich. Weiter distal verschwinden alle Andeutungen von Schuppen. Die gleichmäßig feintuberkulierte Vorderfläche des Schultergürtels zeigt keine Schuppengrenzen oder Plättchen. Die Anordnung der Tuberkel auf dem Vorderschädel entspricht der der Tuberkel auf der Dorsalseite des Rumpfes, aber Schuppengrenzen sind nicht zu sehen.

Die Schuppen und die knöcherne Bedeckung des Schädels und des Schultergürtels sind sehr dünn und entsprechen nur der Ober- oder Skulpturschicht gewöhnlicher Hautknochen bei Arthrodiren und Teleostomen. Eigentliche Hautknochen mit radialer Faserung und spongiöser Mittelschicht sind bei *Stensiöella* nur in der Hinterhälfte des Schädeldaches angedeutet. Vermutlich gehörten die dünnen Schuppen und Tesserae einer anderen Generation der Knochenbildung und einer höheren Lage der Cutis an als die eigentlichen Hautknochen mit ihrem typischen Aufbau aus skulptierter Oberschicht, spongiöser Mittelschicht und lamellöser Unterschicht. Die dünnen Schuppen und Plättchen, wie wir sie auch bei den Rhenanida und auf dem Schwanz mancher Arthrodiren finden, sind vermutlich keine Produkte regressiver Auflösung ehemals großer und normal gebauter Hautknochen, sondern ursprüngliche und archaische Elemente, die als phyletisch älteste Exoskelettbildung bei Fischen auftreten. Im Unterschied zu den dicken Schuppen der alten Teleostomi und der Acanthodii sind diese dünnen Schuppen nicht von einer zusammenhängenden Dentinschicht bedeckt, sondern werden nur von einem oder mehreren Tuberkeln bzw. Hautzähnen verziert. Vielleicht besteht ein Zusammenhang zwischen der Ausbildung einer zusammenhängenden Dentinschicht und der Dicke der Schuppen. Man könnte sich vorstellen, wie bei *Stensiöella* nach dem Verlust der dünnen Knochenplättchen der Schuppen und Tesserae nur noch die Hautzähne nachblieben, so daß auf diese Weise die Beschuppung (Placoidschuppen) der Selachier entstehen könnten, ohne daß die Selachier deswegen jemals ein Skelett aus großplattigen Hautknochen besessen haben müßten. Diesen Zusammenhängen ist weiterhin die Aufmerksamkeit der Forschung zu widmen.

Bemerkungen. STENSIÖ (1959, S. 6—7) hat, anschließend an MOY-THOMAS (1939), die Gattung *Stensiöella* in die 8. Ordnung der Division Euarthrodira eingeordnet und zwar bei den Spinothoracidi. Diese 8. Ordnung wird Stensiöellida genannt und umfaßt außer *Stensiöella* noch die Gattungen *Nessariostoma* BROILI und *Pseudopetalichthys* MOY-THOMAS. Für die jetzt als Stensiöellida zusammengefaßten Gattungen wurde früher, so auch bei STENSIÖ 1948, der Name Stegoselachii gebraucht.

Zur Beurteilung der Frage nach der Stellung der Gattung *Stensiöella* im System der Fische seien nochmals ihre wichtigsten Merkmale hervorgehoben. Typisch für Arthrodiren sind folgende Merkmale: inneres Occipitalgelenk, Lage des Kiemenkorbes unter dem Schädel, Fehlen von typischen Mundzähnen, abgeflachte Körperform. Wir finden zwar ein Occipitalgelenk auch bei den Batoidei, aber darin drückt sich vermutlich nur die allgemeine Verwandtschaft der Arthrodira mit den Elasmobranchii aus. Einen unter den Kopf geschobenen Kiemenkorb haben die Arthrodira und die Holocephali, nicht aber die Elasmobranchii und Acanthodii, deren Kiemenkorb hinter dem Endocranium liegt. Ersetzbare Mundzähne finden wir bei keinem Arthrodiren, wohl aber bei allen Elasmobranchii und Teleostomi mit teilweiser Ausnahme der Dipnoi. Abgeflachte Teleostomi kennen wir im Devon noch nicht, wenn auch die Köpfe mancher Dipnoi und Rhipidistia recht niedrig und plump waren.

Untypisch für die große Mehrzahl der Arthrodira ist das Fehlen eines großplattigen Exocraniums und das Fehlen eines typischen Rumpfpanzers bei *Stensiöella*. Doch die Rhenanida vermitteln in dieser Beziehung durch ihre Tesserae, ihre Körperschuppen und die geringe Entwicklung der großen Hautknochen. Auch ist bei den Rhenanida der Rumpfpanzer relativ kurz. Die bei *Stensiöella* weit nach vorne geschobene Lage der Mundöffnung und ihre relativ geringe Breite bzw. Länge erinnert ebenfalls etwas an die noch weiter vorne liegende quere Mundspalte der Rhenanida. Auch der Rumpf und der Schwanz der Rhenanida sind ähnlich wie bei *Stensiöella*. Nicht übereinstimmend mit den Rhenanida sind die seitliche Lage der Augen und die vermutlich ventrale Lage der noch unentdeckten Nasenöffnungen.

Ganz abweichend von den Rhenanida und den Brachythoraci ist die Gestalt der Brustflossen von *Stensiöella*. Mit ihrer schmalen Basis erinnern sie mehr an die Brustflossen der Acanthothoraci und Ptyctodontida, deren volle Ausdehnung (Länge) uns leider noch nicht bekannt ist. Auch der Schultergürtel von *Stensiöella* ist andersartig und repräsentiert anscheinend einen eigenen Typus.

Die Zugehörigkeit der Gattung *Stensiöella* zu den Arthrodiren erscheint gesichert. Aber innerhalb der Arthrodira dürften *Stensiöella* und die vermutlich näher verwandten Gattungen *Nessariostoma* und *Pseudopetalichthys* doch eine mindestens ebenso herausgehobene Stellung einnehmen wie die Antiarchi und vielleicht auch die Rhenanida.

Pseudopetalichthys problematicus MOY-THOMAS

(Tafel 7; Abb. 7—9)

Unter dem Namen *Macropetalichthys ? prümiensis* KAYSER beschrieb BROILI (1933 b) einen Fischrest aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden, der im Karl-Geib-Museum in Kreuznach aufbewahrt wird. Das Fragezeichen hinter dem Gattungsnamen bezieht

sich auf den Speziesnamen. KAYSERS *Macropetalichthys prümiensis* erwies sich als eine Art der Gattung *Lunaspis* (GROSS 1937). Da der von BROILI beschriebene Fisch keineswegs zu *Macropetalichthys* oder *Lunaspis* gehört, benannte ihn MOY-THOMAS (1939) *Pseudopetalichthys problematicus*, unter welchem Namen diese Form seit 1939 in der Literatur aufgeführt wird. — Kurz vor der Veröffentlichung der oben genannten Arbeit hatte BROILI (1933a) eine andere neue Fischgattung aus dem Hunsrückschiefer beschrieben und *Paraplesiobatis heinrichsi* benannt. ØRVIG (1960, S. 325, Fußnote 9) hat kürzlich mit Recht auf die Ähnlichkeit hingewiesen, die in manchen Merkmalen der genannten Gattungen besteht. Wir kommen auf diese Frage weiter unten (S. 78) noch zurück. *Paraplesiobatis* ist leider so schlecht erhalten, daß die Identität mit *Pseudopetalichthys problematicus* nicht bewiesen werden kann. Vereinigte man beide Gattungen unter dem älteren Namen *Paraplesiobatis*, so müßte der schlecht erhaltene Rest von *Paraplesiobatis* zum Holotypus werden. Etwaige weitere, besser erhaltene Reste an diesem unklaren Holotypus zu eichen, hätte keinen Sinn. Es ist viel praktischer, den Gattungsnamen *Pseudopetalichthys* aufrechtzuerhalten und mit ihm neue Funde zu vergleichen. — MOY-THOMAS (1939) vereinigte in der von ihm erstmalig errichteten Unterordnung der Stensiöellida die drei Gattungen *Stensiöella*, *Pseudopetalichthys* und *Nessariostoma*. Diese Zusammenfassung behielt STENSIÖ (1959) bei und gab ihr den Rang einer Ordnung der Euarthrodira.

Erhaltungszustand. Der nur 15 cm lange Rest des dorsoventral abgeflachten

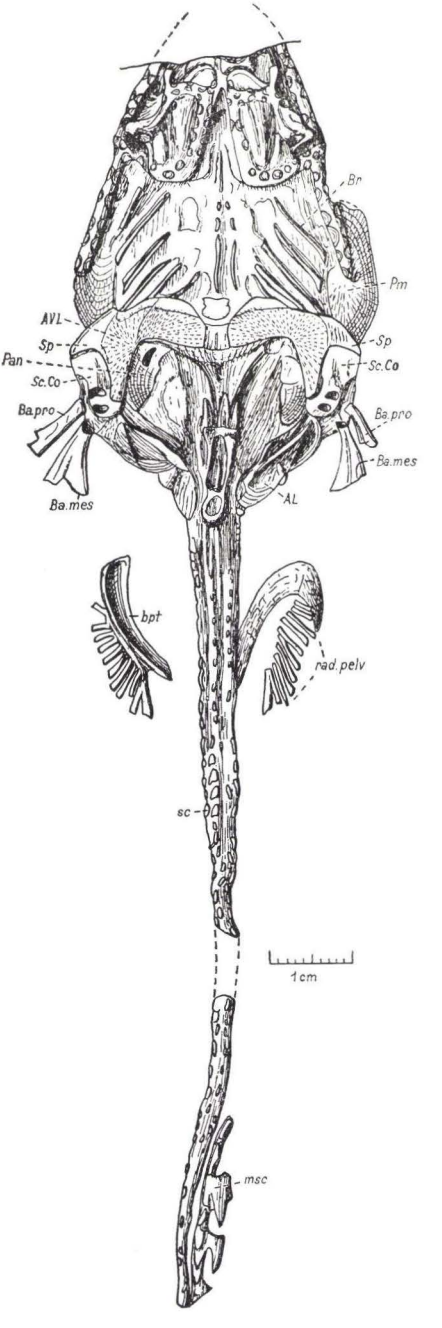


Abb. 7. *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS. Ventralseite des Holotypus; x 1,1. *AL* Anterolaterale; *AVL* Anteroventrolaterale; *Ba.mes* Mesopterygium; *Ba.pro* Propterygium; *Br* Element des Branchialbogens; *Pan* Paranuchale und Postnuchale; *Pm* Postmarginale; *Sc.Co* Scapulocoracoid; *Sp* Spinale; *bpt* Basipterygium; *msc* Medianschuppen des Schwanzendes; *rad.pelv* Radien der Bauchflosse; *sc* Schuppen des Schwanzes.

Fisches ist bei der Einbettung stark gepreßt worden, so daß die Ventralseite des Schultergürtels anscheinend etwas aufgerissen ist. Der Rest zeigt die Ventralseite in recht guter Erhaltung; es fehlen nur das Vorderende des Schädels und vielleicht ein kleiner Teil des Schwanzes, dessen Ende sich nach vorne gekrümmt hat. Vom Rumpf hinter dem Schultergürtel und vom Schwanz hat sich nur ein beschuppter Mittelstreifen, der die Wirbelsäule bedeckte, erhalten; auch von den Flossenflächen fehlt leider jede Spur. Die erhaltenen Skelettelemente sind stark verkiest und glänzen golden. Leider ist es nicht in allen Fällen möglich, endoskelettale von exoskelettalen Teilen leicht zu unterscheiden, das gilt besonders für den Schultergürtel. Von der Dorsalseite des Schädeldaches ist nur ein schmaler medianer Streifen freigelegt worden, der jedoch nicht so gut erhalten ist wie die Ventralseite. — Die Röntgenaufnahmen brachten nur wenig Ergänzungen, doch waren die stereoskopischen Aufnahmen bei der Beurteilung der Höhenlage der Kiemenreste und bestimmter Teile des Schultergürtels brauchbar. Die von BROILI als frei verstreut liegende Radien der Brust- und Bauchflossen gedeuteten konischen Gebilde sind durchweg Gehäuse des Tentaculiten *Nowakia fuchsi* (KUTSCHER, 1931). Der Irrtum BROILIS hängt mit dem damaligen (1933) Stand der benutzten optischen Instrumente zusammen.

Kopf (Taf. 7; Abb. 7 und 8A). Der Kopf nimmt etwa ein Drittel der Gesamtlänge des Tieres ein und hat einen längsovalen Umriß. Erhalten sind das exoskelettale Schädeldach, jedoch nur teilweise freigelegt, ferner spärliche Reste des Endocraniums und recht viele Elemente des Visceralskelettes. Unter den Kopf schiebt sich recht weit nach vorne der ventrale Teil des Schultergürtels. Auf der Ventralseite des Kopfes folgt weiter nach vorne — etwa im mittleren Drittel der Schädelerstreckung — die Kiemenregion mit 4—5 Kiemenbögen. Das vordere Drittel der Ventralseite wurde vom Kieferbogen eingenommen. Vorne endete der Schädel vermutlich spitzer, als es in BROILIS Rekonstruktion dargestellt ist.

Schädeldach (Taf. 7, Fig. 2; Abb. 7 und 8A). Ein mittlerer Streifen des Schädeldaches ist freigelegt worden; ihn hat bereits BROILI 1933, dem damaligen Stand der Kenntnisse entsprechend, beschrieben. Weitere Präparationen sind ohne ernstliche Gefährdung des wertvollen Fossils nicht durchführbar. Ergänzt werden die Beobachtungen durch Hautknochen des Schädeldaches, deren Innenfläche auf der Ventralseite des Kopfes teilweise recht gut sichtbar wird. Im Ganzen ähnelt das Schädeldach in manchen Zügen dem der Petalichthyiden, was auch in der Beurteilung und systematischen Einordnung durch BROILI zum Ausdruck kommt.

An die Petalichthyida erinnert die Stellung der Orbitae, die Ausbildung und Ausdehnung der Supraorbitalkanäle *(soc)* und das Vorhandensein großer Knochenplatten, die den Postmarginalia, den Paranuchalia und den Postnuchalia ungefähr entsprechen. Abweichend ist das Vorhandensein zahlreicher kleiner, oft mit großen zentralen Tuberkeln besetzter Platten in der Hinterhälfte des Schädeldaches. Leider sind in der Orbitalregion und der Rostalregion keine Knochengrenzen zu finden. — Die Orbitae sind längsovale Öffnungen, die von wallartigen Rändern umgeben werden. Diese Ränder sind medial von zahlreichen Tuberkeln besetzt. Zwischen den Orbitae ist ein kleiner längsovaler Hügel zu sehen, der vermutlich dem Pinealhöcker entspricht. BROILI vermutete in einem viel kleineren, undeutlichen Höcker weiter vorne den Pinealhöcker; ich glaube, daß hier ein Zufallsgebilde vorliegt. Zwischen den Augen

werden auch die Supraorbitalkanäle besonders deutlich sichtbar, die in dieser Region etwa 6 Poren erkennen lassen. Diese Sinneskanäle sind demnach geschlossene Kanäle wie bei den Petalichthyida. Hinten enden sie dicht nebeneinander; ihre Vorderenden sind undeutlich erhalten, aber noch erkennbar. Sie umfassen eine längsgestreckte, ovale Fläche, deren Seitenränder Broili für die Fortsetzung der Supraorbitalkanäle hielt. Vielleicht entspricht diese Fläche einer Rostralplatte.

Seitlich von den Augen, aber weit nach hinten reichend, findet sich eine große Platte *(Pm)*, die auf der Ventralseite des Kopfes (Abb. 7) durch das Ossifikationszentrum und die negativ erhaltenen Skulpturen (kleine Höcker) sehr deutlich hervortritt, besonders auf der linken Seite. Der Lage und Ausdehnung nach entspricht diese Platte der Postmarginalplatte der Petalichthyiden-Gattung *Lunaspis*. Auf sie folgt eine weitere große Platte (Abb. 7, *Pan*), die auf der Ventralseite des Kopfes medial von den Seitenteilen des Schultergürtels sichtbar wird. Sie ist etwa mit der Paranuchal- und Postnuchalplatte der Petalichthyida zu vergleichen.

In der Hinterhälfte des Schädeldaches fallen zwei große Tuberkel *(tb 1—2)* jederseits hinter den Orbitae auf. Sie bilden anscheinend das Zentrum kleiner polygonaler Platten, die seitlich von den Hinterenden der Supraorbitalkanäle liegen. Auf sie folgt hinten eine weitere polygonale kleine Platte ohne Tuberkel. Die beiden hinteren Platten dieser Reihe schließen zwischen sich eine mediane Platte ein, die einen Kiel trägt, der sich nach hinten verdickt. Hier enden zwei vertiefte schmale Furchen *(pp)*, die im Bogen seitwärts verlaufen und die Seitenlinie *(lc)* des Kopfes erreichen; diese Furchen entsprechen vermutlich den hinteren Grübchenlinien. Auf die hinteren Grübchenlinien folgen drei weitere Plättchenreihen, zwei laterale und eine mediane. Das vorderste mediane Plättchen trägt einen Kiel, der sich nach hinten verdickt. Die genaue Anzahl und Begrenzung der Plättchen ist nicht leicht festzustellen, da man bei verschiedenem Lichteinfall auch verschiedene Linien zu sehen glaubt. Abschließend folgt eine breite mediane Platte *(Nm)*, die bereits Broili in der Fig. 2 angedeutet hat. Äußerlich gleicht sie einer Mediodorsalplatte von *Lunaspis*, sie liegt aber etwas vor dem Schultergürtel, zu dem sie kaum gehören kann. Von den vor ihr liegenden Plättchen ist sie durch eine etwas tiefere Furche getrennt, die vielleicht dem Supratemporalkanal (stc) entspricht.

Die Seitenlinien *(lc)* des Kopfes sind recht deutlich zu erkennen. Sie verlaufen in etwas gewundener Linie nach vorne bis zur Höhe des vorderen großen Tuberkels und biegen hier seitwärts um die Orbitae. Ihr weiterer Verlauf läßt sich nicht feststellen. Ob ein in der Röntgenaufnahme undeutlich sichtbares ringförmiges Gebilde Rest eines Scleralringes (Abb. 8A, *scl*?) ist, bleibt fraglich.

Das Schädeldach von *Pseudopetalichthys* zeigt eine gewisse Mischung von Merkmalen der Petalichthyida mit solchen der Rhenanida. Einzelne große Platten, die Lage der Orbitae, der Supraorbitalkanäle und vermutlich auch der Nasenkapseln erinnert an die Petalichthyida, die Aufteilung der mittleren Hinterhälfte des Schädeldaches in kleine Platten ist ähnlich wie bei den Rhenanida.

Endocranium (Taf. 7, Fig. 1; Abb. 7). Vom Endocranium sind nur geringe Teile des Hinterendes in schlechtem Erhaltungszustand erkennbar. Median etwas herausgehobene Teile zwischen den Schultergürtelhälften, die eine undeutliche Querspalte erkennen lassen, entsprechen vermutlich dem occipitalen Ende des Endocraniums und

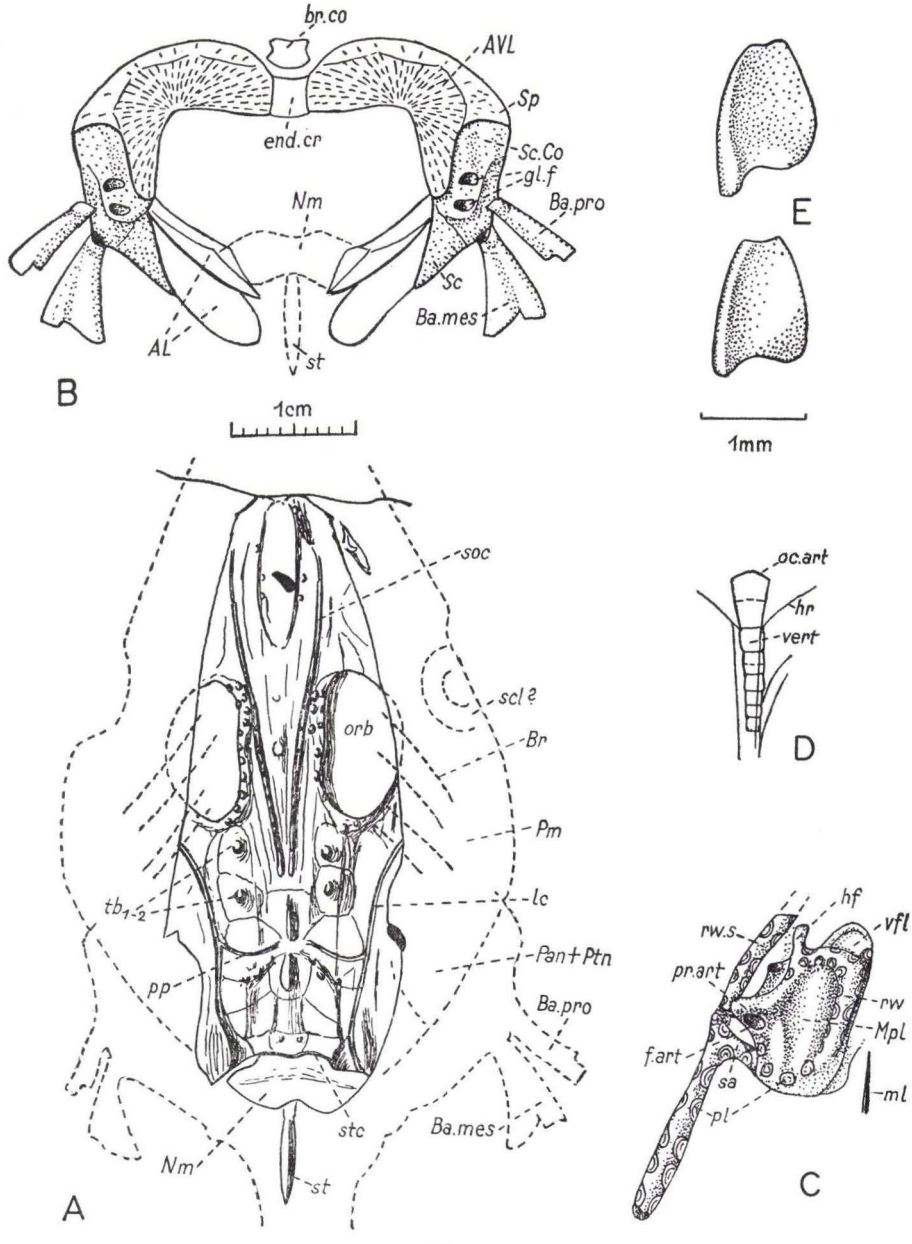


Abb. 8. *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS. Fig. A–D, x 1,6. Fig. E x 16. A Dorsalseite des Schädels mit ergänztem Umriß des Schädeldaches und des Schultergürtels. B Rekonstruktion der Ventralseite des Schultergürtels und der Basalia der Brustflossen. C Reste des rechten Kieferbogens, Ventralseite. D Röntgenaufnahme des Vorderendes der Wirbelsäule. E Schuppen von der Dorsalseite des Schwanzes. *AL* Anterolaterale; *AVL* Anteroventrolaterale; *Ba.mes* Mesopterygium; *Ba.pro* Propterygium; *Br* Branchialbogen; *Mpl* Mundplatte (? Mandibulare); *Nm* medianes Nuchale; *Pan* + *Ptn* Paranuchale und Postnuchale; *Sc* Scapularfortsatz des Scapulocoracoids; *Sc.Co* Scapulocoracoid; *Sp* Spinale; *br.co* Copula-Element der Kiemenbögen (?); *end.cr* Rest des Endocraniums; *f.art* Gelenkgrube (?); *gl.f* Gelenkgruben für die Basalia der Brustflosse; *hf* hornförmiger Fortsatz an der Mundplatte; *hr* Hinterrand des Schädeldaches; *lc* Seitenkanal des Kopfes; *ml* mediane Leiste an der Ventralseite des Endocraniums (?); *oc.art* Occipitalgelenk; *orb* Orbita; *pl* Plättchen auf dem Kieferbogen; *pp* hintere Grübchenlinie; *pr.art* Gelenkfortsatz der Mundplatte; *rw* Randwulst der Mundplatte; *rw.s* Randwulst des Schädels; *sa* Seitenast des Randwulstes des Schädels; *scl* Sclerotikalring (?); *soc* Supraorbitalkanal; *st* Stachel hinter dem Schädeldach; *tb* 1—2 Tuberkel auf dem hinteren Schädeldach; *vert* Spuren der Wirbel; *vfl* Vorderfläche der Mundplatte.

dem Vorderende der Wirbelsäule. Anscheinend liegt hier das Occipitalgelenk vor. Auch die kleine Fläche (Abb. 8B, *end.cr*) zwischen den auseinandergepreßten Vorderästen des exoskelettalen Schultergürtels könnte ein Rest der Ventralfläche des Endocraniums sein. In dem dahinter liegenden occipitalen Abschnitt des Endocraniums sind undeutlich zwei bogenförmig nach vorne und außen gerichtete Furchen zu sehen, die vielleicht die Lage der lateralen Äste der Aorta dorsalis andeuten, die bei den Petalichthyida einen ähnlichen Verlauf haben (Stensiö 1925, 1945 und Ørvig 1957 Fig. 7). Vor dem Schultergürtel sind keine sicher erkennbare Teile des Endocraniums erhalten.

Visceralskelett (Taf. 7, Fig. 1; Abb. 7, 8C und 9). Vom Visceralskelett liegen verhältnismäßig viele Elemente vor, die Broili (1933b) recht ausführlich beschrieben hat. Auf der Höhe der Orbitae und etwas hinter ihnen sind deutlich Reste von vier Kiemenbögen zu erkennen; ein fünfter Kiemenbogen ist angedeutet. Vom Hyoidbogen hat sich kein Element erhalten. Das vordere Drittel der Ventralseite des Kopfes wird von Elementen des Kieferbogens eingenommen, zu denen wulstförmige Randgebilde *(rw)* treten, die mit sehr eigenartigen schuppenförmigen Plättchen *(pl)* in paariger Anordnung besetzt sind. Die Deutung aller Gebilde des Kieferbogens ist schwierig und mit großer Unsicherheit belastet.

Vom Kiemenkorb (Abb. 7) liegen auf jeder Seite vier stabförmige Elemente vor, die vom nicht erhaltenen Endocranium aus schräg nach den Seiten und hinten gerichtet sind. Ihre Enden sind meist für die Gelenkbildung ein wenig verdickt, namentlich lateral. Sie tragen eine Mittelkante, seitlich sind sie flacher und manchmal verbreitert. Die lateralen Enden des dritten und vierten Bogens werden bereits vom Schultergürtel verdeckt, unter dem anscheinend der fünfte Kiemenbogen nur mit einem kurzen Ende hervorragt. An allen Kiemenbögen fehlen Processus rastriformes und Radii branchiostegi. Der Lage nach könnten diese Elemente sowohl Epibranchialia als auch Ceratobranchialia sein, da beide Elemente schräg nach hinten gerichtet sind. Die Annahme, daß es Epibranchialia sind, hat insofern mehr Wahrscheinlichkeit, als die dorsalen Elemente eher im Zusammenhang mit dem Schädel geblieben sein können als die ventralen.

Zwischen den medialen Enden der Kiemenbögen erstrecken sich auf der Ventralseite des Schädels paarig angeordnete Leisten oder stabförmige Elemente, die nach vorne immer kürzer werden und ganz vorne, bereits im Bereich des Kieferbogens, durch eine einzige mediane Leiste (Abb. 8C, *ml*) vertreten werden. Welche Bedeutung diese Leisten haben, bleibt einstweilen unklar: es ist unwahrscheinlich, daß sie zum pharyngealen Teil des Kiemenkorbes gehören. Eine kleine Platte (Abb. 8B, *br.co*) hinter dem letzten Leistenpaar könnte ein Element der Kopulaserie sein, aber auch das ist ganz ungewiß.

Für die Beurteilung von *Pseudopetalichthys* ist die so weit nach vorne gerückte Lage des Kiemenkorbes von Bedeutung. Das gleiche Merkmal trafen wir bei *Stensiöella*. Es zeichnet anscheinend alle Arthrodiren aus, die sich dadurch scharf von den Elasmobranchii unterscheiden.

Die großen Platten des Kieferbogens *(Mpl)* hat Broili als Mandibularia gedeutet, wenn auch mit Vorbehalt. Ihren Vorderrand sah er in einem verdickten querverlaufenden Wulst, vor dem die Mundöffnung liegen sollte (Broili 1933b, Fig. 3 und 4).

Die seitlichen Fortsätze der Platten sollten das Gelenk mit den Palatoquadrata bilden. Als Reste der Palatoquadrata wurden die auffallenden Wülste am Rande des Vorderschädels und querverlaufende Elemente vor der angeblichen Mundöffnung gedeutet.

Die erneute Untersuchung kann einige Korrekturen bringen, aber keine eindeutigen Bestimmungen der vorhandenen Elemente. Die vertieften Teile (Abb. 8C, *vfl*), die BROILI als Mundöffnung gedeutet hat, gehören allem Anschein nach zu den großen Mundplatten, deren Vorderrand sie bilden. Von jeder Mundplatte strebt aus der vorderen Außenecke ein schmaler hornartiger Fortsatz *(hf)* nach vorne, den BROILI (Fig. 3) als gesondertes Element nur auf der linken Seite angibt. Zur Mundplatte gehört auch ein flacher Seitenteil zwischen dem hornartigen Fortsatz und dem lateralen Gelenkfortsatz *(pr.art)*, der in BROILIS Fig. 4 fortgelassen worden ist. Am Gelenk-



Abb. 9. *Pseudopetalichthys problematicus* MOY-THOMAS. Schuppenpaare(?) am Seitenrand des Schädels; x 11.

fortsatz findet sich eine ovale Grube *(f.art)*, die vielleicht auch eine Gelenkfunktion gehabt hat. Der Vergleich der Fig. 4 BROILIS mit unserer Abb. 8C zeigt die Unterschiede der Auffassung.

Die Mundplatten sind durch breite längsverlaufende Verdickungen versteift; ihre mediale Begrenzung ist nicht ganz gesichert. Sie tragen eigenartige Wülste *(rw)*, die vom vorderen Seitenhorn *(hf)* quer zum Medialrand ziehen, letzteren begleiten und am Hinterrande flach auslaufen. Die Wülste bestehen aus Gestein, das mit Paaren ovaler bis kreisförmiger, konzentrisch gestreifter Platten oder Schuppen *(pl)* besetzt ist. Am Hinterrande der Mundplatte finden sich anstelle der Schuppenpaare einfache, flache Schuppen. Die Schuppenpaare, wie wir diese Gebilde nennen wollen, sind gekrümmt und umgreifen vermutlich den Wall seitlich. Nur ihre Anwesenheit hat die Präparation der „Wälle" veranlaßt. Den gleichen Schuppenpaaren, nur von größerem Ausmaß, begegnen wir auch an den Randwällen *(rw.s)* des Vorderschädels. Was haben diese Gebilde zu bedeuten? BROILI betrachtete sie mit Vorbehalt als Schuppen, die die Dorsal- und die Ventralseite der als Mandibulare gedeuteten Mundplatten teilweise bedecken sollten. Auf der nicht sichtbaren Dorsalseite des Mandibulare hätten sie als eine Art Zahnbildung zum Zerdrücken von hartschaliger Nahrung gedient. Das kann nicht ihre Hauptfunktion gewesen sein, da sie sich auf der Ventralseite der Mundplatte und an den Seitenrändern des Schädels finden, ein Nachweis ihres Vorkommens auf der Dorsalseite der Mundplatte aber noch fehlt. Zähne sind exoskelettale Gebilde, die nicht unmittelbar einem endoskelettalen Element aufsitzen können. Als endoskelettale Gebilde lassen sich die Plättchen oder Schuppen auch nicht deuten; eine histologische Untersuchung ist leider nicht durchführbar.

Vielleicht saßen die Schuppenpaare gar nicht Skelettwülsten an, sondern ehemaligen Leisten oder Falten ,deren Seitenflächen sie bedeckten. Bei der Zusammenpressung des Restes sind die Leisten und mit ihnen die Schuppen verdrückt worden, so daß sie jetzt eingerollt oder eingekrümmt sind. Damit könnte man die Schuppen als exoskelettale Elemente der Haut der Tiere auffassen, die nun auf den Schädelrand und die Ventralfläche des Mandibulare bzw. der Mundplatte gepreßt sind. Ihre völlig regelmäßige und symmetrische Anordnung verrät, daß sie bereits am lebenden Tier eine ganz ähnliche Lage eingenommen haben wie jetzt. Wenn man mit BROILI in diesen Schuppen tatsächlich Zahnplatten sieht, so müßte man das von BROILI als Mandibulare gedeutete Element eher für das Palatoquadratum halten, das dem Betrachter die Ventralseite zuwendet; Mahlzähne auf der Ventralseite des Mandibulare hätten keinen funktionalen Sinn. Leider fehlt das Vorderende des Schädels, so können weder die Lage und Ausdehnung der Mundöffnung noch das Vorhandensein und die Gestalt des Palatoquadratums festgestellt und untersucht werden. Das Mandibulare könnte sich immerhin leichter vom Schädel lösen als das Palatoquadratum.

An den Seitenrändern des Schädels zieht ebenfalls eine Kette ovaler Schuppen *(pl)* in streng paarweiser Anordnung entlang, so daß bei der Präparation ein kräftiger, gekerbter Wulst (Taf. 7 Fig. 1) entstanden ist (*rw. s*). Vermutlich bekleideten die Schuppenpaare auch den Vorderrand des Schädels bis zur Mittellinie. Hinter dem Gelenkfortsatz der großen Mundplatte *(Mpl)* gibt der Randwulst einen medial gerichteten Seitenast *(sa)* ab, gewissermaßen in den Hinterrand der Mundplatte übergehend, aber von ihr bedeckt. Diese Stelle deutete BROILI als das Gelenk zwischen Mandibulare und Palatoquadratum. Den Randwulst des Schädels und den Querfortsatz betrachtete er als den Hinterabschnitt des Palatoquadratums, das sich demnach mit einem langen hinteren Fortsatz bis zur Mitte der Postmarginalplatte hinzieht, ein ganz ungewöhnliches Verhalten. STENSIÖ (1959, S. 206, Fig. 72) bezeichnet diese Schuppenreihen als Rand des Exocraniums.

Im Vorderende der Ventralseite des Schädels hätten noch Elemente Platz, die man auf das Palatoquadratum beziehen könnte, doch sind von derartigen Gebilden nur ganz geringe Reste am Vorderrand des Fossils zu sehen, die nicht näher gedeutet werden können.

Die Beurteilung der Reste des Kieferbogens und der Schuppenreihen auf dem Hauptelement und dem Schädelrand bleibt einstweilen ein ungelöstes Problem. Die Klärung ist eher von neuen, besser erhaltenen Funden zu erwarten als von einer weitgetriebenen Analyse des Befundes am Holotypus. Wir sind nicht einmal sicher, daß die großen Mundplatten tatsächlich den Mandibularia entsprechen; man könnte auch an die Palatoquadrata denken. Wohl aber wird uns die Eigenart des Kieferbogens von *Pseudopetalichthys* bewußt, der sich nicht einfach mit der Kieferbildung bei den Brachythoraci vergleichen läßt, sondern eher an die Kiefer der Holocephali erinnert. Den Reihen paariger Schuppen oder Plättchen entsprechende Gebilde kennen wir noch nicht bei anderen Fischen, auch ihre Deutung bleibt einstweilen ganz unsicher.

Schultergürtel (Taf. 7 Fig. 1; Abb. 7 und 8B). Für die Beurteilung des Schultergürtels ist die Unterscheidung exoskelettaler und endoskelettaler Elemente besonders wichtig. Leider ist der Erhaltungszustand für diese Unterscheidung keineswegs

immer sehr günstig. Auch macht sich die starke dorsoventrale Zusammenpressung des Restes störend bemerkbar. Der Schultergürtel präsentiert sich von der Ventralseite. Die Röntgenaufnahmen reichen nicht aus, um den Bau des im Gestein steckenden dorsalen Anteils restlos zu klären. Die exoskelettalen Knochen werden meist von den Röntgenstrahlen so glatt durchdrungen, daß sie keine Schatten erzeugen.

Die Ventralseite des Schultergürtels wird von zwei großen exoskelettalen Knochenplatten *(AVL)* bedeckt, hinter denen das Scapulocoracoid *(Sc.Co)* mit den Gelenkgruben für die basalen Pterygia der Brustflossen weit hervorragt. Die exoskelettalen Knochen sind flache Platten mit einem deutlichen Ossifikationszentrum und radial angeordneter feiner Skulptur. Sie entsprechen etwa dem AVL, IL und dem Spinale der Euarthrodira. Die Schultergürtelhälften haben sich ursprünglich in der Mitte berührt, durch die Plattdrückung sind sie aber ein wenig auseinandergerissen und durch Skelettreste getrennt worden ,die vermutlich zum Endocranium *(end.cr)* gehören. Ebenso ist ein flacher halbmondförmiger Wulst hinter diesen Platten (Abb. 7) kein Bestandteil des Exoskelettes, sondern gehört vermutlich auch zur Occipitalregion des Endocraniums. Die Skulptur der ventralen Knochenplatten *(AVL)* dehnt sich nicht über den ganzen Knochen aus; vorne finden sich skulpturlose Streifen, und der als Spinale *(Sp)* gedeutete Seitenteil ist ebenfalls ohne Skulptur. Vielleicht prägt sich in diesen Linien und Flächen die Ausdehnung des Processus coracoideus durch. Vor dem Schultergürtel liegt eine kleine Platte *(br.co)*, die keine Skulptur oder Strahlung aufweist; vielleicht gehört sie zu den Kopulaelementen der hinteren Branchialbögen.

Die als AVL bezeichnete Platte hat eine hakenförmige Gestalt mit einem medialen Querast und einem lateralen nach hinten gerichteten Längsast. BROILIS Rekonstruktion (1933b, Fig. 5) gibt keine Grenzen zwischen den endoskelettalen und den exoskelettalen Anteilen des Schultergürtels, der bei ihm umfangreicher, breiter und einheitlicher erscheint. Der Hinterabschnitt des AVL endet ein wenig keilförmig verschmälert, so daß seitwärts von ihm das Scapulocoracoid *(Sc.Co)* breit hervortritt. Der dem Spinale *(Sp)* vergleichbare Seitenfortsatz ist vielleicht durch eine Naht vom AVL getrennt. Er ragt nicht über das Scapulacoracoid seitlich hinaus, ist also relativ gering entwickelt.

Hinter dem Spinale folgt das Scapulacoracoid mit dem Gelenk für die Brustflosse. Ein ventral etwas erhabener Teil trägt die zwei quer-ovalen und relativ tiefen Gelenkgruben *(gl.f)* für die beiden Basalia der Brustflosse. BROILI gibt das Vorhandensein einer dritten Gelenkgrube an, doch ist eine solche sicher nicht vorhanden. Medial von den Gelenkgruben endet das Scapulacoracoid in einen spitzen Scapularfortsatz *(Sc)*, der sich ein wenig dorsalwärts biegt.

Unmittelbar vor diesem Fortsatz sieht man schräg medial gerichtete, mit einem Längskiel versehene Platten, die nur im Röntgenbild klar begrenzt hervortreten. Nach der plattenförmigen Gestalt müßte man in ihnen exoskelettale Knochen sehen, die dem AL entsprechen könnten. Im Röntgenbild fast unsichtbar, dafür aber in gewöhnlichem Licht erkennbar, tritt eine weitere schräg nach hinten und medial gerichtete Platte unter dem scapularen Fortsatz *(Sc)* hervor. Andeutungen konzentrischer Skulpturleisten weisen auf die exoskelettale Natur dieses Knochens, der vielleicht nur ein durch die Pressung und Längsbruch gesonderter Teil des eben beschrie-

benen AL ist. Beide Knochen bildeten vermutlich eine zusammenhängende Knochenplatte, die vielleicht auch ein PL umfaßte.

Ein den Schultergürtel dorsal verbindendes Element *(MD)* läßt sich weder im Röntgenbild noch in gewöhnlichem Licht erkennen. Die freigelegte Dorsalseite des Fossils zeigt hier einen großen, medianen Längskiel *(st)*, der vermutlich zugleich die erste gekielte, nach hinten sich heraushebende Medianschuppe darstellt. Unmittelbar vor dieser Medianschuppe endet das Schädeldach mit einer kurzen, queren Platte *(Nm)*, die wohl einem medianen Nuchale entspricht. Die Seitenränder dieser Platte setzen sich fort in die Seitenränder der großen Hautknochen des hinteren Schädeldaches. Das Schädeldach reicht demnach unmittelbar an den Schultergürtel, der sich ihm spangenförmig anlegt, während er sich ventral weit unter den Kopf schob, etwa bis zur Höhe der vorderen großen Tuberkel hinter den Orbitae. — Bei dem vorliegenden Rest läßt sich nicht untersuchen, wie sich die dorsalen exoskelettalen Elemente des Schultergürtels mit den ventralen verbunden haben.

Der schmale Schultergürtel von *Pseudopetalichthys* weicht beträchtlich ab vom Schultergürtel bzw. Rumpfpanzer der Euarthrodira, er erinnert mehr an den der Rhenanida und der Gattung *Stensiöella*. Ein unmittelbarer Vergleich ist noch nicht durchführbar.

Endoskelett der Brustflossenbasis (Taf. 7A; Abb. 7 und 8B). Broili hat den Befund in seiner Fig. 3 unvoreingenommen wiedergegeben; auch seine Tafel läßt die basalen Elemente der Brustflosse recht gut erkennen. In seiner Fig. 5 sind dagegen die Verhältnisse weitgehend verändert worden, besonders in der Rekonstruktion der rechten Körperseite. Broili nahm irrtümlich an, daß die in der Fig. 3 mit der Signatur R bezeichneten Gebilde Radien der Brustflosse seien, die sich an das laterale vordere Basale (Po= Propterygium) gelegt hätten. Es handelt sich ‚wie man mühelos mit der binokularen Lupe oder in den Röntgenaufnahmen feststellen kann, um eine Gruppe zusammengeschwemmter Tentaculiten der Art *Nowakia fuchsi* (Kutscher), die sich recht zahlreich auch sonst auf der Platte finden. Ein weiterer Irrtum Broilis war die Deutung einer kleinen vertieften Stelle am Hinterende des Scapulocoracoids dicht hinter der zweiten Gelenkgrube als dritte Gelenkgrube und eines zufällig herauspräparierten Gesteinstückes hinter dem zweiten Basale (Fig. 5, Mt) der rechten Seite als Metapterygium.

Es sind beiderseits nur zwei sehr ausgeprägte, querovale und tiefe Gelenkgruben für die beiden Basalia vorhanden. Das vordere der beiden Basalia *(Ba.pro)* ist vermutlich auf der linken Seite des Restes in seiner ursprünglichen Lage erhalten, auf der rechten Seite hingegen um die Längsachse nach außen rotiert, so daß die Medialseite lateralwärts gerichtet ist. Die Basalia haben sehr deutlich entwickelte proximale und distale Gelenkenden, die sich auch im positiven Röntgenbild durch ihre starke Schwärzung hervorheben. Am vorderen Basale *(Ba.pro)*, das sich distal etwas verbreitert, sind zwei Gelenkflächen für ansitzende Radialia entwickelt, die mediale liegt etwas weiter proximal als die laterale. Da Broili vermutete, daß an diesem Basale drei Radien ansetzen, hat er in seiner Rekonstruktion (Fig. 5) auch drei distale Gelenkflächen gezeichnet. Das zweite Basale *(Ba.mes)* ist wesentlich breiter als das erste. Es zeigt — besonders deutlich rechts — ebenfalls zwei distale Gelenkflächen, eine schmale laterale und eine breite mediale, die zwei Radialia zum

Ansatz gedient haben könnte, wenn auch keine deutlich getrennten Gelenkflächen zu erkennen sind. Gänzlich entstellt gibt BROILI dieses zweite Basale in seiner Fig. 5 wieder, nämlich mit vier Gelenkflächen für vier Radialia. Unrichtig ist auch die Andeutung in der rechten Seite der Fig. 5, wonach das zweite Basale (Mesopterygium bei BROILI) aus der Verwachsung von vier radialen Elementen hervorgegangen wäre.

Ein drittes Basale (Metapterygium bei BROILI) existiert ebensowenig am Rest wie eine entsprechende Gelenkgrube. Das zweite Basale (*Ba.mes*) könnte jedoch aus zwei Elementen durch Verwachsung hervorgegangen sein, die seichte Längsfurche ist vielleicht die Andeutung einer Verwachsungsnaht. Trotzdem ist es geraten, nur von einem vorderen und einem hinteren Basale bzw. von einem Propterygium und einem Mesopterygium zu sprechen. Ein etwaiges Metapterygium braucht den Scapulocoracoid nicht erreicht zu haben. Die Basis der Brustflosse von *Pseudopetalichthys* hat nur zwei Basalia; sie ist schmaler als ursprünglich vermutet worden ist. An die Basalia anschließende Radien sind leider nicht erhalten.

Endoskelett der Bauchflosse (Taf. 7A; Abb. 7). Auf beiden Seiten des Fossils sind die Radien der Bauchflossen und das Basipterygium erhalten, besonders gut im Zusammenhang aller Elemente auf der rechten Seite, während auf der linken Seite die einzelnen Radien mit ihren proximalen und distalen Enden besser erhalten sind als auf der rechten Seite. Ein großes Skelettelement *(bpt)* bietet den zahlreichen Radien die Ansatzfläche. Dieses Element hat BROILI als Basipterygium gedeutet, während STENSIÖ (1959, Fig. 72) es als Becken bezeichnet. Da keine mediane Nahtlinie und keine diazonalen Foramina zu sehen sind, ziehe ich die Deutung des Elementes als Basipterygium *(bpt)* vor. Das linke Basipterygium liegt mit seinem distalen Ende ein wenig unter den Schwanz geschoben, die Radien haben sich von ihm abgelöst, sind aber untereinander im natürlichen Zusammenhang geblieben; sie lassen daher besonders deutlich die Proximalenden erkennen.

Das Basipterygium hat eine leistenartig verdickte Lateralkante, die die Gelenkflächen für die Radien trägt; medial ist es kahnförmig ausgehöhlt. Der Gelenkkante sitzen 11 Radien *(rad.pelv)* an. Die beiden hintersten Radien (Nr. 11 und 10) sind basal miteinander verschmolzen, der 11. Radius ist stärker als der 10. Es folgen nun nach vorne 9 weitere Radien, von denen die beiden vordersten auf der linken Seite merklich kürzer sind als die Radien Nr. 3—11. Die schlanken Radien haben gestreckt hantelförmige Gestalt, manchmal etwas s-förmig gebogen (3.—8. Radius, links); der 9. Radius ist besonders schlank. Den 9. Radius der linken Seite hat BROILI (Fig. 3) nicht richtig wiedergegeben. Auch das Röntgenbild enthüllt auf der linken Seite keine weiteren, noch mehr vorne gelegene Radien, so daß die auf beiden Seiten vorhandene Anzahl von 11 Radien vermutlich nicht überschritten wurde.

Die Lage der Bauchflossen erweckt nicht den Eindruck einer nachträglichen Verschiebung. Damit wäre dann auch das Ende des Rumpfes und die Lage des Afters ungefähr gegeben, so daß der noch nicht einmal vollständig erhaltene Schwanz relativ lang gewesen ist, länger als der Kopf und der Rumpf zusammen. Die Bauchflosse war wie bei den meisten Fischen wesentlich einfacher gebaut und einer Flossenfalte ähnlicher als die Brustflosse mit ihrer schmalen Basis.

Die von BROILI auf S. 427/428 erwähnten „Radien" mit spitzen Enden am Vorderrande des rechten Basipterygiums neben dem 10. Radiale der rechten Bauchflosse

und die weiteren neben der Bauchflosse liegenden „Radien" sind ausnahmslos Tentaculiten, deren feine Längsstreifung (Längsstreifchen zwischen den Querringen) auch Broili richtig gesehen hat. Broili glaubt in ihnen eine distale Serie von Radien zu erkennen, die sich an die stumpfen Distalenden der eben beschriebenen echten Radien gelegt hätten.

Rumpf und Schwanz (Taf. 7 Fig. 1; Abb. 7 und 8D—E). Da der Schultergürtel weit unter den Kopf geschoben ist, so begrenzen seine lateralen Teile nur ein ganz kurzes Vorderende des Rumpfes, der sich demnach vom Hinterende des Schädeldaches bis zu den Bauchflossen erstreckt hat. In der vorliegenden Erhaltung erscheinen der Rumpf und der Schwanz als Einheit. Vorne müßte der Rumpf so breit sein wie der Schultergürtel, aber er ist nur als schmaler Mittelstreifen erhalten geblieben, der sich aus der verborgenen Wirbelsäule und den Schuppen dieser Region zusammensetzt. Unpaarige Flossen haben sich nicht erhalten. Das Hinterende des Schwanzes ist geknickt und liegt dem vorausgehenden Teil an. Da die Schieferplatte hier endet, kann nicht festgestellt werden, ob ein Teil des Schwanzes fehlt.

Im Röntgenbild kann man im Vorderende des Rumpfes eine gewisse wirbelartige Gliederung erkennen (Abb. 8D, *vert*), die bis an das etwas verschobene Basipterygium der linken Bauchflosse reicht. Auch das Occipitalgelenk ist ein wenig angedeutet *(oc.art)*. Weiter hinten sind keine Spuren der Wirbel zu finden. Als unterscheidbare Elemente des nur in der Achsenregion erhaltenen Rumpfes und Schwanzes finden sich zahlreiche schuppenartige Gebilde (Abb. 8E), die kaum als Elemente der Wirbelbögen gedeutet werden können. Die abgebildeten Schuppen sind anscheinend Randschuppen mit einem hervortretenden Seitenkiel. Anwachsstreifen oder Knochenstrahlungen sind an diesen Gebilden nicht zu erkennen. Sie entsprechen in der Größe etwa den merkwürdigen Schuppen am Seitenrand des Schädels und auf der Mundplatte. Ihre Länge überschreitet kaum 2 mm.

Das abgeknickte Hinterende des Schwanzes (Abb. 7) hat sich anscheinend auf die Seite gelegt, so daß große dorsomediane Schuppen *(msc)* von sehr eigenartiger Gestalt sichtbar werden. Zwei Schuppen sind vollständig erhalten, von der dritten Schuppe ist nur der Ansatz zu erkennen. Diese Medianschuppen haben eine lange und recht breite Basis. An ihrem Vorderende erhebt sich ein schmaler Sockel, der einen langen, nach hinten gerichteten Dorn trägt. Die Medianschuppen folgen so dicht aufeinander, daß sie sich berühren. Im Röntgenbild sind keine weiteren derartigen Schuppen zu sehen, auch eine Präparation der Dorsalseite hinter den Bauchflossen ergab kein Vorhandensein weiterer Medianschuppen; anscheinend sind sie abgebrochen. Die Medianschuppen auf dem Schwanz von *Pseudopetalichthys* gleichen weitgehend den dorsalen Medianschuppen auf dem Schwanz von *Paraplesiobatis*.

Der auf der rechten Seite des Schwanzes gelegene stabförmige und längsgefaserte Rest (Taf. 7) ist sicher ein angeschwemmter Fremdkörper, da seine Struktur nicht die geringste Ähnlichkeit mit Wirbeltierresten hat.

Bemerkungen. Die irrtümliche Bestimmung Broilis und der neue Name, den Moy-Thomas gegeben hat, weisen auf manche äußerlichen Merkmale, die bei *Pseudopetalichthys* und den Petalichthyida ähnlich sind. Als Beispiel dafür seien genannt: der Umriß des Schädels, die Lage der Augen und der Supraorbitalkanäle und das

Vorhandensein großer randlicher Hautknochen (Postmarginalia) auf dem Schädeldach. Abweichend ist das Vorhandensein kleiner Knochenplatten in der Mitte der Hinterhälfte des Schädeldaches, der Verlauf der übrigen Sinneskanäle, die großen Tuberkel hinter den Augen und die sonderbaren Schuppen auf der Ventralseite des Kopfes. Der Schultergürtel ist schmal und vermutlich dorsal offen, ihm fehlen die langen Spinalia und die typischen Ventralplatten von *Lunaspis*. Nicht zu vergleichen sind die Kieferbildung und die paarigen Flossen, die wir von den Petalichthyiden, noch nicht kennen. Manche der zuletzt genannten Merkmale finden sich bei *Stensiöella* andere wieder bei den Rhenanida, die aber durch ihre Brustflossen und die Lage der Nasenöffnungen sich sehr deutlich von *Pseudopetalichthys* unterscheiden. Mit *Paraplesiobatis* bestehen höchstwahrscheinlich enge Beziehungen. So ist die Vereinigung von *Pseudopetalichthys* mit *Stensiöella* in der Gruppe der Stensiöellida vorläufig die beste Lösung. Der äußerlich so gute Erhaltungszustand von *Pseudopetalichthys* darf nicht den Irrtum erwecken, als ob diese Gattung zu den anatomisch besonders gut bekannten Fischen des Unterdevons gehört. Sehr viele entscheidende Fragen sind noch unbeantwortet.

Paraplesiobatis heinrichsi BROILI

(Taf. 8 Fig. 1; Abb. 10)

Unter diesem Namen beschrieb BROILI (1933a) einen sehr schlecht erhaltenen Rest, der eigentlich keine Benennung verdient hätte. Er ist im Hunsrückschiefer von Bundenbach gefunden worden. Aufbewahrt wird er im Karl-Geib-Museum in Kreuznach. BROILI hielt es für möglich, daß *Paraplesiobatis* ein Vertreter der Anaspida sei, da auch bei manchen Gattungen der Anaspida eigenartige dorsale Medianschuppen vorkommen können. BERG (1958) hat *Paraplesiobatis* mit allem Vorbehalt ebenfalls zu den Agnatha gestellt, jedoch in die Nähe der Thelodontier-Gattung *Phlebolepis*. Kürzlich hat ØRVIG (1960) auf die Ähnlichkeit hingewiesen, die *Paraplesiobatis* mit *Pseudopetalichthys* verbindet. In manchen Merkmalen besteht in der Tat eine auffallende Übereinstimmung. Bei der schlechten Erhaltung des einzigen Restes dieser Gattung kann nicht überprüft werden, ob auch die wichtigen anatomischen Merkmale der Gattung *Pseudopetalichthys* bei *Paraplesiobatis* zu finden sind. Es wäre nicht sinnvoll, beide Gattungen unter dem älteren Namen *Paraplesiobatis* zu vereinigen, da alle weiteren Funde immer mit dem Holotypus von *Paraplesiobatis* zu vergleichen wären, der viel zu wenig Merkmale bietet. *Paraplesiobatis* sei daher als vermutlich verwandte Gattung in der Nähe von *Pseudopetalichthys* gestellt.

Erhaltungszustand. Der Rest ist dorsoventral zusammengepreßt und zeigt den Kopf und den Rumpf von der Dorsalseite; der Schwanz hat sich seitwärts gebogen, so daß seine rechte Seite freiliegt. Vom Schädel fehlt anscheinend das Vorderende. Ein Schultergürtel oder Rumpfpanzer ist nicht zu erkennen, ebensowenig sind Flossen oder viscerale Elemente erhalten. Aufbrüche und tiefe Furchen im Schädeldach sind bei der Fossilisation entstanden; die Augenregion ist hochgepreßt worden, so daß die Gesteinsfüllung der Orbitae als große Hügel erscheinen. Die Skulpturen der Knochen und die Schuppen des Schwanzes sind sehr schlecht erhalten.

Kopf. Am Kopf sind die Orbitae *(orb)* sehr deutlich als längsovale Hügel zu sehen, in die anscheinend auch Teile der randlichen Knochen einbezogen sind. Zwischen den Orbitae sind die Supraorbitalkanäle *(soc)* gut zu erkennen, weiter nach vorne werden sie undeutlich. Ein kleiner Höcker auf der Höhe des Vorderrandes der Orbitae ist vermutlich kein Hinweis auf die Lage des Pinealhöckers. Hinter jedem Auge, jedoch etwas weiter entfernt als bei *Pseudopetalichthys*, finden sich zwei große Tuberkel *(tb 1—2)*. Da hier das Schädeldach aufgebrochen und zerfurcht ist, entstehen weitere höckerartige Bildungen, die keine Skulpturelemente sind. Bei *Pseudopetalichthys* rei-

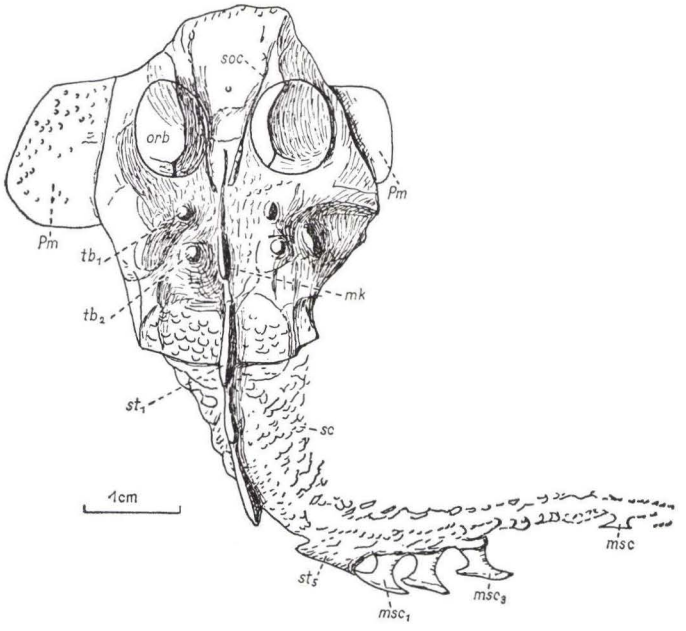


Abb. 10. *Paraplesiobatis heinrichsi* BROILI. Dorsalseite des Holotypus; x 1,25. *Pm* Postmarginale; *mk* Mediankiel auf der Hinterhälfte des Schädeldaches; *msc* mediane Stachelschuppen des Schwanzes; *orb* Orbita; *sc* Seitenschuppen des Schwanzes; *st 1—5* mediane Stachel auf dem Rumpf und Schwanz; *tb 1—2* große Tuberkel auf dem hinteren Schädeldach.

chen die Supraorbitalkanäle bis hinter das erste Tuberkelpaar, bei *Paraplesiobatis* enden sie vor ihm. Zwischen den Tuberkelpaaren erheben sich mediane Kiele *(mk)*, ebenfalls ähnlich wie bei *Pseudopetalichthys*. Hinter dieser durch Tuberkel und Kielleiste ausgezeichneten Region folgt ein etwas abgesetzter Abschnitt, der in der Mittellinie einen großen und langen liegenden Stachel *(st 1)* trägt. Seitlich vom Stachel befinden sich anscheinend Reste zahlreicher Schuppen, wonach man diesen Teil bereits zum Rumpf rechnen dürfte. Hier wären die Reste des Schultergürtels zu erwarten; sie lassen sich jedoch nicht nachweisen. Der Kopf ist vermutlich in der Längsrichtung gestaucht und verkürzt worden. Auf der Höhe der Orbitae treten seitlich zwei breite Platten *(Pm)* hervor, die BROILI mit Flossen verglichen hat. Die linke Platte ist besser erhalten und zeigt Spuren der Skulptur in Gestalt kleiner Tuberkel. Ich nehme an,

daß diese Platten seitlich hervorgepreßte Schädelknochen sind, die den Postmarginalplatten von *Pseudopetalichthys* entsprechen. — Röntgenaufnahmen geben leider keine brauchbaren Bilder, die zu weiteren Vergleichen mit *Pseudopetalichthys* führen könnten.

Rumpf und Schwanz. Die Grenze zwischen beiden Körperabschnitten kann nicht festgestellt werden, da keine Spuren der Bauchflossen erhalten sind. Die Stachelschuppen *(st)* auf der dorsalen Mittellinie setzen sich hinter dem Kopf fort, der vordere Stachel überlagert etwas den nachfolgenden. Drei Stacheln folgen sich unmittelbar. Stachel 4 ist anscheinend nicht erhalten, da an seiner Stelle eine Lücke klafft. Die Ursache zum Verlust hat vermutlich in der Seitwärtsdrehung des Schwanzes gelegen. Die Stachelschuppe 5 ist bereits im Profil von der rechten Seite zu sehen. BROILI hat sie in der Fig. 6 mit einem X bezeichnet und glaubte, daß sie aus der Verschmelzung zahlreicher, hohlziegelartig übereinander liegender Schüppchen (BROILI, Fig. 7c) hervorgegangen sind. Ich kann das nicht bestätigen, die angeblichen Grenzen der Schüppchen sind feine seitliche Skulpturen. Es folgen weiter nach hinten drei Medianschuppen *(msc)*, die flächig erscheinen, da ihre rechte Hälfte beim Schieferspalten verlorengegangen ist. Diese Schuppen haben einen schmalen und hohen Sockel, der eine lange stachelförmige Leiste trägt. Ganz ähnliche Schuppen auf dem Schwanz haben wir oben von *Pseudopetalichthys* beschrieben. Diese Übereinstimmung ist auffallend. Eine letzte derartige Medianschuppe ist noch am äußersten Ende des Schwanzes zu erkennen.

Die Seitenflächen des Rumpfes und Schwanzes waren mit kleinen Schuppen bedeckt, deren Erhaltung leider sehr ungünstig ist. Anscheinend haben sich die Schuppen ein wenig überlagert. Über ihren Umriß und ihre Skulptur läßt sich leider nichts Näheres sagen: sie können daher auch nicht mit den wenigen Schwanzschuppen von *Pseudopetalichthys* verglichen werden.

Bemerkungen. *Paraplesiobatis* ist sicher ein Vertreter der Arthrodira und kein Angehöriger der Anaspida oder Thelodonti. Mit *Pseudopetalichthys* gehört er vermutlich in die gleiche Familie. Die Identität beider Gattungen kann nicht nachgewiesen werden.

Nessariostoma granulosum BROILI

(Taf. 9; Abb. 11)

Der einzige Rest dieser Gattung, der Holotypus, stammt aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden; er wird im Karl-Geib-Museum in Kreuznach aufbewahrt. BROILI (1933a) hat ihn ausführlich beschrieben und auch benannt, obgleich der Erhaltungszustand sehr unvollkommen ist. BROILI hat richtig erkannt, daß *Nessariostoma* am ehesten Beziehungen zu *Stensiöella* haben könnte.

Erhaltungszustand. Durch die Schieferung ist der Rest in die Länge gestreckt worden. Die Leiche des Fisches ist vor der Einbettung derart über den Boden transportiert worden, daß die rechte Seite gestaucht und eingerollt wurde, während sich die linke Seite ausbreiten konnte. Daher kann die für die Beurteilung so wichtige Überprüfung einer spiegelbildlichen Wiederholung der auf der linken Seite wahrge-

nommenen Merkmale nicht durchgeführt werden. Die bei oberflächlicher Betrachtung scheinbar recht gut erhaltene Skulptur läßt feinere Einzelheiten nicht erkennen. Große Spalten sind anscheinend im Zusammenhang mit der Seitenlinie aufgerissen worden; Quer- und Längswülste sind vielleicht durch unterlagernde endoskelettale Elemente hervorgerufen worden. Leider ist beim Schieferspalten ein Teil des Schwanzes verlorengegangen, von dem nur ein undeutlicher Abdruck vorliegt. Die Erhaltung des Schwanzendes auf dem unscharfen Gegendruck der Platte (Taf. 6 Fig. 2) erlaubt jedoch, die Länge des Tieres (17,6 cm) zu messen. Röntgenaufnahmen brachten leider keine Ergebnisse.

Beschreibung des Restes (Taf. 9; Abb. 11). Der Kopf ist vorne in ein entenschnabelförmiges Rostrum *(R)* ausgezogen. Die linke Orbita *(orb)* öffnet sich als recht tiefe ovale Grube, deren Umgrenzung bei der Präparation zum Teil erweitert worden ist, die Öffnung müßte etwas schmaler sein. Die rechte Orbita ist der Verdrückung des Restes zum Opfer gefallen wie fast die ganze rechte Schädelhälfte. Medial vom Auge zieht anscheinend der Supraorbitalkanal *(soc)* entlang, der in etwas gewundenem Verlauf bis in die Hinterhälfte des Rostrums reicht. Es läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, ob der Sinneskanal in der tiefen Furche neben der Orbitae oder ein wenig weiter medial in einer seichten Furche verläuft, die von etwas kräftigeren Tuberkeln flankiert wird. Die sehr tiefe Furche neben und hinter dem Auge ist sicher sekundär verbreitert und aufgerissen worden. Die von Broili als Naht aufgefaßte Furche *(ifc)* hinter dem Auge könnte eine sekundäre Bruchlinie oder der Infraorbitalkanal sein, da es für einen Arthrodiren sehr unwahrscheinlich ist, daß das Auge nicht von mehreren Knochenplatten eingefaßt wird, sondern inmitten einer einzigen Platte liegen soll. Hinter der Augenregion folgt ein langes, spitz auslaufendes Gebilde *(sh.g)*, das mit sehr großen Tuberkeln besetzt ist. Es erinnert an die Lateralfläche des Schultergürtels von *Stensiöella*, nur ist es vermutlich zusammengedrückt und eingerollt worden; ursprünglich dürfte es breiter gewesen sein. — Seichte Furchen im Rostralabschnitt des Schädels sind vermutlich Folgen der Erhaltung und keine Spuren von Sinneskanälen.

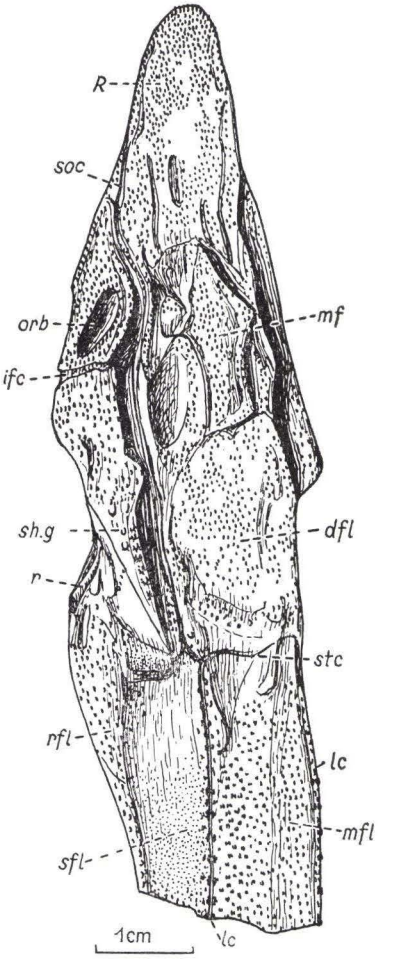


Abb. 11. *Nessariostoma granulosum* Broili. Dorsalseite des Holotypus; x 1,3. *R* Rostrum; *dfl* Dorsalfläche des Schädels (?); *ifc* Infraorbitalkanal (?); *lc* Seitenkanal; *mf* hinteres Medianfeld des Schädeldaches; *mfl* dorsale Mittelfläche des Rumpfes; *orb* Orbita; *r* Radius der Brustflosse oder Endoskelettrest des Schultergürtels; *rfl* Randfläche des Rumpfes; *sfl* Seitenfläche des Rumpfes; *sh.g* Seitenteil des Schultergürtels (?); *soc* Supraorbitalkanal; *stc* Supratemporalkanal (?).

In der Mitte des Schädeldaches ist eine pfeilförmige Fläche *(mf)* durch niedrige Kanten wohl umgrenzt. Vermutlich ist sie keine selbständige mediane Knochenplatte, sondern nur die Durchprägung von Strukturen des Endocraniums. Sie läßt sich am ehesten mit dem hinteren Medianfeld von *Stensiöella* vergleichen. Die links neben dem Medianfeld liegende längsovale Vertiefung ist ein Produkt zu weit geführter Präparation, da sich in ihrem Grunde — wie bereits BROILI erwähnt — verstreute Skulpturen finden.

Der medial von der Orbita gelegene Supraorbitalkanal setzt sich nach hinten bis an das Ende der spitz auslaufenden Fläche *sh.g* fort. Hier zweigt möglicherweise eine Querlinie *(stc)* nach medial ab, die vielleicht dem Supratemporalkanal entspricht; ein sicherer Beweis läßt sich bei der schlechten Erhaltung des Fossils nicht führen. Im Bereich dieser Querlinie verläuft eine Störungszone quer über den Rest, vermutlich die Durchprägung zerdrückter Reste des Schultergürtels.

Mit einem kleinen Absatz verläuft die Seitenlinie des Kopfes weiter nach hinten in den Rumpf und bildet nun dessen Seitenlinie *(lc)*, die bis an den Hinterrand des Restes zu verfolgen ist. Die Seitenlinie wird von besonders großen, oft dreiteilig erscheinenden Tuberkeln eingefaßt und herausgehoben. Der rechte Rand des Restes entspricht anscheinend der rechten Seitenlinie *(lc)*, da auch er von besonders großen Tuberkeln begleitet wird. Beide Seitenlinien schließen zwischen sich die dorsale Mittelfläche *(mfl)* des Rumpfes ein. Eine Mittellinie ist ebensowenig erkennbar wie in der Dorsalfläche *(dfl)* hinter dem Medianfeld des Schädels.

Sehr eigenartig sind die Skulpturen der Mittelfläche des Rumpfes, oft als schmale Doppeltuberkel entwickelt, die längs der Seitenlinie sogar dreiteilig werden. Leider lassen sich keine feineren Einzelheiten erkennen. Recht groß sind auch die Tuberkel in der Randfläche *(rfl)* der linken Seite. Zwischen ihr und der dorsalen Mittelfläche ist eine etwa rechteckig begrenzte Fläche *(sfl)* mit auffallend kleinen Tuberkeln besetzt, abgesehen vom äußersten Hinterrand.

BROILI hat mit Nachdruck auf die konkave Einbuchtung an der linken Seite hingewiesen; hier vermutete er die Kiemenöffnung. Hinter dieser Einbuchtung wird ein stabförmiges Element *(r)* sichtbar, das vielleicht ein endoskelettales Gebilde (Radius der Brustflosse oder Teil des Schultergürtels?) ist.

Bemerkungen. *Nessariostoma* hat manche Merkmale mit *Stensiöella* gemeinsam; sie steht dieser Gattung anscheinend näher als *Pseudopetalichthys*. Ihre Rostralregion ist länger als bei *Stensiöella*. Vom Schultergürtel und von den paarigen Flossen ist nichts bekannt. Die relativ kleinen Augen liegen seitlich. Beiden Gattungen fehlen klar begrenzte Hautknochen; Schädel und Rumpf sind einheitlich von einer dünnen Knochendecke bekleidet, die Tuberkel trägt. Es ist sicher, daß die Knochendecke des Rumpfes und des Schwanzes aus feinen und sehr dünnen Knochenschuppen bestanden hat, deren Grenzen durch die Fossilisation unsichtbar geworden sind. Ebenso wahrscheinlich war der Kopf mit kleinen Tesserae bedeckt, deren Mitte ein Tuberkel aufsaß. Auch die Tesseraegrenzen sind unsichtbar geworden. Man könnte auch an eine Bedeckung der Oberfläche mit einer derben Haut denken, die mit Tuberkeln (Hautzähnen) verziert war; aber eine derartige Haut hätte selbst in einem so feinkörnigen Sediment wie im Hunsrückschiefer kaum vor der Verwesung und Zerstörung unangegriffen bleiben können. — Vermutlich fehlte *Nessariostoma* ein Mediodorsale, das

sich auch bei *Stensiöella* und *Pseudopetalichthys* bisher nicht nachweisen läßt. Möglicherweise ist das Fehlen dieses Elementes ein Merkmal der Stensiöellida. Dem spitz auslaufenden, von der Ventralseite freiliegenden Schwanz fehlt eine Schwanzflosse; auf Grund des einzigen Fundes läßt sich nicht beurteilen, ob das ein Merkmal von *Nessariostoma* ist oder nur die Folge unvollkommener Erhaltung. Weiteres Material dieser Gattung ist dringend erwünscht.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Erneut wurden nach fast dreißigjähriger Pause die Holotypen folgender Hunsrückschiefer-Fische untersucht: *Stensiöella, Pseudopetalichthys, Paraplesiobatis* und *Nessariostoma*. Dabei wurden vielfach Röntgenaufnahmen benutzt.

I. *Stensiöella.*

1. Der rochenartige Mund liegt weit vorne an der Unterseite des Kopfes; die Mandibula ist mit winzigen Zähnchen besetzt.

2. Der Hyoidbogen ist breit und z. T. mit Radii branchiostegi besetzt. Das Hyomandibulare stützte anscheinend das Kiefergelenk.

3. Es lassen sich drei Kiemenbögen nachweisen; sie sind vorne mit Processus rastriformes besetzt. Der Kiemenkorb lag gänzlich unter dem Kopf wie bei den Arthrodira und Holocephali.

4. Die Orbita haben sich nach den Seiten geöffnet; die Augen besaßen Scleroticalringe.

5. Die ventral gelegenen Nasenkapseln und Nasenöffnungen konnten nicht gefunden werden.

6. Zwischen Endocranium und Wirbelsäule bestand ein Occipitalgelenk.

7. Größere Knochenplatten sind nur in der Hinterhälfte des Schädels angedeutet; das Schädeldach setzt sich im übrigen aus Tesserae zusammen, die mit Tuberkeln bzw. Hautzähnen verziert sind. Die Grenzen der Tesserae, die wie die Schuppen des Rumpfes angeordnet sein können, sind kaum zu erkennen.

8. Beide Schultergürtelhälften sind einheitlich ohne Knochengrenzen. Sie entsenden lange seitliche Fortsätze nach vorne. Dorsal werden sie anscheinend von keinem Mediodorsale zusammengefaßt; ventral treffen sie in einer geraden Mediannaht zusammen. Das Scapulocoracoid hat sich als gesondertes Element nicht erhalten.

9. Die Brustflossen sind sehr lang und mit dünnen Knochenschuppen bedeckt, deren Grenzen meist nicht sichtbar sind. Die Basis der Brustflossen ist auffallend schmal, von ihrem Endoskelett hat sich nichts erhalten, abgesehen von zahlreichen Ceratotrichia.

10. Bauchflossen mit halbkreisförmigem Umriß sind vorhanden; sie setzen tiefer am Rumpf an als die Brustflossen. Ihr Endoskelett hat sich nicht erhalten.

11. Vom Beckengürtel liegen kleine Elemente vor, die einander nicht in der Mittellinie des Bauches treffen.

12. Eine kleine Dorsalflosse liegt etwas weiter nach hinten als die Bauchflossen. Hinter den Bauchflossen folgt ein niedriger ventraler Flossensaum, der zur Analflosse oder zur Schwanzflosse gehört haben kann.

13. Der Rumpf und der Schwanz sind mit sehr dünnen polygonalen Schuppen bedeckt, deren Zentrum von einem Tuberkel bzw. Hautzahn eingenommen wird. Die Schuppen überlagerten sich nur wenig oder z. T. vielleicht auch gar nicht.

14. Die Schuppen und Tesserae von *Stensiöella* werden als archaische Bildungen betrachtet, die nicht aus dem Zerfall großer Knochenplatten hervorgegangen sind. Es ist vorstellbar, daß aus solchen dünnen Schuppen durch Schwund der knöchernen Basalfläche und Nachbleiben der Tuberkel oder Hautzähne Schuppen entstehen, die den Placoidschuppen der Elasmobranchier gleichen.

15. *Stensiöella* wird als Arthrodire betrachtet.

II. *Pseudopetalichthys.*

1. In der Hinterhälfte des Schädeldaches finden sich kleine polygonale Platten, von denen die beiden vorderen sehr große Tuberkel tragen. Diese mittlere Region kleiner Platten wird seitlich von zwei großen Platten begrenzt, die an die Postmarginal-, Paranuchal- und Postnuchalplatte der Petalichthyida erinnern.

2. Der Pinealhöcker liegt zwischen den Orbitae.

3. Hinten endet das Schädeldach mit einer dem medianen Nuchale vergleichbaren breiten Platte.

4. Außer dem Supraorbitalkanal können noch der Seitenkanal, der Infraorbitalkanal, die hintere Grübchenlinie und der Supratemporalkanal mit einer gewissen Sicherheit nachgewiesen werden.

5. Zwischen Endocranium und Wirbelsäule besteht vermutlich ein Occipitalgelenk.

6. Die Reste des bereits von BROILI beschriebenen Visceralskelettes wurden erneut untersucht und z. T. etwas abweichend gedeutet. Die Deutung paarig angeordneter, schuppenartiger Gebilde auf dem Kieferbogen und dem Schädelrand als Mundzähne wird abgelehnt.

7. Der Schultergürtel besteht aus exoskelettalen Platten und dem Scapulocoracoid mit den Gelenkgruben für die Basalia der Brustflosse. Platten, die etwa den AVL, IL und Spinale zu vergleichen sind, können nachgewiesen werden. Ein Mediodorsale fehlt allem Anschein nach.

8. Die Basis der Brustflosse enthält nur zwei Basalia, das Pro- und das Mesopterygium. Radialia der Brustflosse haben sich nicht erhalten. Die von BROILI als Radialia gedeuteten Gebilde sind Tentaculiten.

9. Vom Endoskelett der Bauchflossen haben sich das Basipterygium und jederseits 11 Radialia erhalten, die am Basipterygium lenkten.

10. Im Vorderrumpf sind auf Grund der Röntgenaufnahmen Spuren von mehreren Wirbeln zu erkennen.

11. Unpaarige Flossen haben sich nicht erhalten.

12. Das Schwanzende ist dorsal mit eigenartigen Schuppen besetzt, wie sie sich in gleicher Ausbildung auch auf dem Schwanz von *Paraplesiobatis* finden.

13. Die Gattung *Pseudopetalichthys* wird nicht mit der Gattung *Paraplesiobatis* vereinigt, da *Paraplesiobatis* zu schlecht erhalten ist, um in allen Einzelheiten verglichen zu werden. Eine sichere Identität beider Gattungen läßt sich nicht nachweisen.

14. *Pseudopetalichthys* ist vermutlich mit *Stensiöella* verwandt, zeigt aber auch einige Merkmale, die an die Petalichthyida erinnern.

III. *Paraplesiobatis.*

1. Das Schädeldach erinnert an *Pseudopetalichthys* in der Lage der Orbitae, in der Ausbildung der Supratemporalkanäle, im Vorhandensein zweier großer Tuberkel hinter jeder Orbita und großer, den Postmarginalia vergleichbarer Seitenplatten.

2. Auf der dorsalen Mittellinie des beschuppten Schwanzes finden sich auffallende, gestielte Schuppen wie auf dem Schwanzende von *Pseudopetalichthys.*

3. Das Visceralskelett, der Schultergürtel und Elemente der paarigen Flossen haben sich nicht erhalten.

4. *Paraplesiobatis* ist vermutlich nah verwandt mit *Pseudopetalichthys.* Der schlechte Erhaltungszustand des einzigen Restes verbietet, ihn zum Holotypus einer beide Formen vereinigenden Gattung zu machen.

IV. *Nessariostoma.*

1. Der vorne in ein Rostrum verlängerte Schädel läßt keine Zusammensetzung aus größeren Knochenplatten erkennen. Hinten hebt sich ein Medianfeld heraus, ähnlich wie bei *Stensiöella.*

2. Vom Schultergürtel haben sich bis auf einen fraglichen Lateralteil keine Reste erhalten.

3. Die Seitenlinie des Rumpfes ist gut erkennbar.

4. Die Umrisse und Nähte der Tesserae und Schuppen sind nicht wahrzunehmen.

5. Von den Flossen sind keine Spuren übriggeblieben.

6. *Nessariostoma* ist anscheinend mit *Stensiöella* näher verwandt als mit *Pseudopetalichthys.*

Schriftenverzeichnis

Berg, L. S.: System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische. — Berlin 1958.

Broili, F.: Acanthaspiden aus dem rheinischen Unterdevon. — Sber. bayer. Ak. Wiss. math.-naturwiss. Abt., München 1929.

— Neue Beobachtungen an *Lunaspis.* — Ebenda, München 1930.

— Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern. — Ebenda, München 1933a.

— Ein Macropetalichthyide aus den Hunsrückschiefern. — Ebenda, München 1933b.

Denison, R. H.: Early Devonian Fishes from Utah. Part III. Arthrodira. — Fieldiana: Geology, **11,** Nr. 9, Chicago 1958.

Goodrich, E. S.: Studies on the structure and development of Vertebrates. — London 1930.

Gross, W.: Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Teil II. — Abh. preuss. geol. L.-A., N. F. **176,** Berlin 1937.

— *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89,** Wiesbaden 1961.

Jarvik, E.: Dermal fin-rays and Holmgrens principle of delamination. — Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl., ser. 4, **5,** No. 1, Stockholm 1959.

Kutscher, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81,** Wiesbaden 1931.

Marinelli, W. und Strenger, A.: Vergleichende Anatomie und Morphologie der Wirbeltiere. **1. Bd.,** 3. Lief. — Wien 1959.

ØRVIG, T.: Notes on some Paleozoic lower vertebrates from Spitsbergen and North America. — Norsk Geol. T., **37,** Oslo 1957.

— New Funds of Acanthodians, Arthrodires, Crossopterygians, Ganoids and Dipnoans in the Upper Middle Devonian Calcareous Flags (Oberer Plattenkalk) of the Bergisch Gladbach–Paffrath Trough. — Paläont. Z., **34/35,** Stuttgart 1960/1961.

STENSIÖ, E.: On the head of the Macropetalichthyids with certain remarks on the head of the other Arthrodires. — Field. Mus. Nat. Hist., Publ., no. 232, Geol. Ser., **4,** Chicago 1925.

— On the head of certain Arthrodires. 2: On the cranium and cervical joint of the Dolichothoraci (Acanthaspida). — Kungl. Sv. Vet. Akad., Handl., ser. 3, **22,** no. 1, Stockholm 1945.

— On the Placodermi of the Upper Devonian of East Greenland. 2: Antiarchi. Subfamily Bothriolepinae with an attempt at a revision of the previously described species of that subfamily. — Palaeozoologica Groenlandica, **2,** København 1948.

— On the pectoral fin and shoulder girdle of the Arthrodires. — Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl., ser. 4, **8,** nr. 1, Stockholm 1959.

WATSON, D.M.S.: The Acanthodian fishes. — Roy. Soc. Phil. Trans., ser. B, **228,** no 549, London 1937.

Manuskript eingegangen am 31. 7. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 87–92	1 Tab.	Taf. 10	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Ceratites armatus Philippi im Oberen Muschelkalk des Meißners (Niederhessen)

Von

Erwin Busse, Kassel

Mit 1 Tabelle und Tafel 10

Im Jahre 1901 beschrieb E. Philippi (S. 53, Taf. 3) ein Einzelexemplar als *Ceratites armatus*, das er mit keiner der von ihm behandelten Ceratitenarten in Zusammenhang bringen konnte.

Philippi ließ die Frage offen, ob *Ceratites armatus* vielleicht eine pathologische Form sei, die er aber doch spezifisch benannte, „trotzdem die interessante Form bisher (in 1901) Unicum geblieben ist".

Seitdem sind weitere Exemplare mit den gleichen Merkmalen in einem bestimmten stratigraphischen Abschnitt des Oberen Muschelkalks gefunden worden. *Ceratites armatus* muß demnach als eine durchaus normale, allerdings relativ seltene Art angesehen werden.

Aus der nach 1901 erschienenen Literatur werden folgende Angaben bzw. Abbildungen als wesentlich für dieses Thema erwähnt:

A. Riedel (1916, S. 52, Taf. 12) beschreibt ein von ihm gefundenes Stück und bildet dieses „trotz seines mangelhaften Erhaltungszustandes" ab.

H. Penndorf (1951, S. 8, Taf. 3) gibt *Ceratites armatus* ohne Zahlenangabe als „weniger häufig" aus den Ceratitenschichten des Meißner an. Auch H. W. Rothe (1955, S. 291, Taf. 3) erwähnt nicht, wieviel Exemplare ihm bei seiner Arbeit zur Verfügung standen. Seine Abbildung ist charakteristisch.

R. Wenger (1957, S. 78, Taf. 10, Fig. 1) konnte außer dem Gipsnachguß des Holotyps 5 neue Exemplare zu Grunde legen. —

Vom Verfasser werden in dieser Arbeit aus eigenen Aufsammlungen 6 Exemplare, darunter 2 unter Vorbehalt, als *Ceratites armatus* kurz beschrieben und abgebildet. Alle sind nur auf einer Seite ± gut erhalten, d. h. auf der Seite, die aus dem Gestein herauspräpariert wurde. Nur 1 Exemplar (Taf. 10 Fig. 4; Sammlungs-Nr. 136) wurde unmittelbar dem Anstehenden entnommen. Außer der Fig. 2 (Sammlungs-Nr. 134) zeigen alle Stücke ± Lobendrängung, dürften also als ausgewachsen anzusehen sein.

Philippi hebt für *Ceratites armatus* folgende Merkmale als charakteristisch hervor: Nahezu rechteckiger Querschnitt („hochrechteckig" bei Wenger), fast ganz flache Flanken, die schmale Seite des Rechtecks einigermaßen aufgewölbt, ziemlich involut. „Sehr eigentümlich ist die Skulptur". Auf der Wohnkammer weitaus am kräftigsten,

verschwindet sie auf dem gekammerten Teil fast ganz. An der Externseite auf der Wohnkammer 6 hohe spitzige Dornen, denen eine gleiche Anzahl länglicher viel flacherer Lateralwülste entspricht. Bis zum völligen Verschwinden der Lateralskulptur entspricht immer nur ein Externknoten einem Lateralwulst. „*Ceratites armatus* besitzt also keine dichotome Jugendsculptur, sondern das glatte Embryonalstadium geht gewissermaßen unvermittelt in die Altersskulptur über".

Damit ist *Ceratites armatus* durch PHILIPPI gut charakterisiert. Kleine Abweichungen, teils nur individueller Art, werden später erwähnt.

In der folgenden Zusammenstellung (Tab. 1) werden bei den hier beschriebenen Formen und nach den zitierten Autoren folgende Meßwerte angegeben: Größe (Gr.),

Tabelle 1. Erläuterung und Zusammenstellung der Meßwerte (gekürzt nach R. WENGER 1957 S. 65)

Größe	(Gr.)	= Enddurchmesser — tatsächliche Höchstgröße
Querschnitt	(Qu.)	Verhältnis von Breite zur Höhe der Wohnkammer in %
Scheibenzunahme	(Sch.)	Höhe der letzten Windung in % des Enddurchmessers
Windungszunahme	(W.)	Höhe der vorletzten Windung in % der Höhe der letzten Windung
Involution	(I.)	Überdeckung durch Umschlag der letzten Windung in % der Höhe der vorletzten Windung
Nabelweite	(N.)	Weite der Nabelöffnung in % des Enddurchmessers
Knotenzahl	(K.)	Zahl der Lateralknoten oder der diesen entsprechenden Rippen des letzten Umganges

Sammlg.-Nr. bzw. Autor:	Gr.	Qu.	Sch.	W.	I.	N.	K.	Stratigraphische Angabe
134	5,2	(ca. 68)	42	57	—	23	12	oberste *robustus*-Zone oder untere *compressus-Zone*
135	6,0	(ca. 64)	45	—	69	18/19	(5—)	obere *compressus*-Zone/untere *evolutus*-Zone
136	6,5	(ca. 60)	46	58	71	17	(6—)	oberste *compressus*-Zone
137	6,0	(ca. 60)	45	56	—	ca.18	(7—)	obere *compressus*-Zone/untere *evolutus*-Zone
138	8,3	(ca. 66)	43	57	—	25	11	obere(?) *evolutus*-Zone
139	7,4	(ca. 67)	46	—	—	23	(8—)	obere ? *evolutus*-Zone
PHILIPPI	—	57	48	56	68	—	—	„in sehr tiefen Schichten des *nodosus*-Kalkes"
RIEDEL	—							*compressus*-Zone
ROTHE	6,5	58	45	56	61	—	—	*evolutus*-Zone
WENGER	6,8—8,3	60—75	42–47	—	—	19–25	11–14	*evolutus*- oder *spinosus*-Zone
PENNDORF	—	—	—	—	—	—	—	*compressus*-Zone

Querschnitt (Qu.), Scheibenzunahme (Sch.), Windungszunahme (W),. Involution (I.), Nabelweite (N.) und Knotenzahl (K.).

Zahlen in Klammern (besonders bei dem Querschnitt — Qu. — infolge einseitiger Anwitterung und bei der Knotenzahl, wenn die Lateralskulptur erlischt) sollen nur einen Anhaltspunkt geben.

Stratigraphisch wird *Ceratites armatus* in der Literatur verschieden angegeben. PHILIPPIS Annahme, daß *Ceratites armatus* „in sehr tiefen Schichten des Nodosuskalkes" gefunden wurde und STOLLEYS Meinung von *Ceratites armatus* als von dem spinosen Vertreter in den unteren Ceratitenschichten können wohl als nicht zutreffend angesehen werden.

Wenn sich auch Abstammung und Entwicklung so seltener Arten wie *Ceratites armatus* kaum ausreichend nachweisen lassen — höchstens durch glückliche Funde im Anstehenden — so soll im Folgenden doch eine Vermutung ausgesprochen werden, die wohl nicht ganz von der Hand zu weisen ist.

BUSSE (1954, S. 159) erwähnt vom Eisenberg aus der obersten *robustus*-Zone (Schicht-Nr. 21 b des Profils) „das nicht seltene Auftreten . . . von Übergangsformen zwischen *Ceratites robustus* und *Ceratites compressus* und damit zwischen *binodosus*- und *nodosus*-Skulptur". Diese Übergangsformen zwischen beiden Skulpturtypen benannte WENGER (1957 S. 76) treffend *Ceratites robustus terminus*. Sie erstrecken sich im wesentlichen auf kleinere Exemplare. Die gesamte Ceratitenfauna der oberen *robustus*-Zone zeigt nun eine gewisse „Unruhe", ein Tasten nach neuen Ausdrucksformen des Gehäuses, vielleicht als Anpassungsversuche an eine faziell veränderte Umwelt. In dieser Zeit der Umwandlung binodoser in nodose Skulptur könnte m. E. auch die Abspaltung von *Ceratites armatus* als seltene Seitenlinie aus *Ceratites robustus* erfolgt sein. Es wird deshalb auf Taf. 10 Fig. 1 ein *Ceratites robustus terminus* WENGER (Wiederholung aus BUSSE 1954, Taf. 7, Fig. 3) als Vergleich abgebildet zu Taf. 10 Fig. 2 (Samml.-Nr. 134) = *Ceratites* cf. *armatus*. Das Stück stammt aus dem nordöstlichen Teil des Eisenberg-Einschnittes und wurde aus einer losen Platte im Bereich der (oberen) *robustus*-Zone herausgeklopft. Möglicherweise ist es aus der überlagernden *compressus*-Zone abgerollt. Lobendrängung ist nicht festzustellen. Es kann sich also um ein jüngeres Exemplar handeln. Doch zeigt es bereits auf dem größten Teil der Wohnkammer einfachrippige Skulptur = 4 Lateralknoten durch schwache Fältchen mit 4 spitzigen Externknoten verbunden. Auf dem letzten Teil des Phragmocons findet sich dichotome Skulptur, die zurück bis zur Wohnkammer fast verschwindet. — Ich schalte hier allgemein ein, daß auf dem letzten Teil des Phragmocons von *Ceratites armatus* meist ein ± kurzer dichotomer Abschnitt zwischen glatten Embryonalwindungen und einfachrippiger Skulptur auf der Wohnkammer ausgebildet ist, der anscheinend bei PHILIPPIS Original (als Extrem) fehlt. H. W. ROTHE erwähnt hiervon nichts, während WENGER (S. 78) „Die Skulptur des Phragmocons ist dichotom, aber zumeist stark abgeschwächt" — dieses richtig angibt.

Das Gesamtbild von Fig. 2 ist das des *Ceratites armatus*, mit flachen Flanken, spitzigen Externknötchen, die schwach verbunden sind mit gleichen Lateralknötchen, mit einfachrippigem Abschnitt auf dem größten Teil der Wohnkammer und stark abgeschwächter dichotomer Skulptur auf dem gekammerten sichtbaren Teil. — Mit dem abgebildeten *Ceratites robustus terminus* besteht große Ähnlichkeit in den flachen

Flanken und im Querschnitt. Beide Exemplare haben die gleichen eingedellten Fältchen. Die bei *Ceratites robustus terminus* verbindende Nebenfalte mit dem zweiten Externknötchen ist jedoch bei *Ceratites* cf. *armatus* bereits eingeschmolzen und die Skulptur ist auf dem gekammerten Teil bedeutend schwächer. — Von den auf Taf. 10 abgebildeten Ceratiten halte ich den der Fig. 2 für das stratigraphisch älteste Exemplar.

Tafel 10 Fig. 4 (Samml.-Nr. 136). Fundort: Eichliede-Einschnitt, SW-Seite. Das abgebildete Exemplar wurde von der obersten Kalksteinbank der *compressus*-Zone (Schicht 26) abgeschlagen. Es ist sehr involut bzw. engnabelig. Der Abfall zum Nabel ist sehr flach. Skulptur: Vordere Hälfte der Wohnkammer einfach=rippig, hintere Hälfte Dichotomskulptur, die auf dem Phragmocon bis auf schwache Andeutung von Externknoten völlig verschwindet. Auf der Wohnkammer zwischen schwach spitzigen Lateral- und stärker spitzigen Externknötchen einerseits und dem Nabelrand andererseits schwache verbindende Fältchen, die vor den Externknötchen eingedellt sind.

Die Exemplare auf Taf. 10 Fig. 3 und 5 (Samml.-Nr. 135 und 137) sind dem der Fig. 4 außerordentlich ähnlich. Fundort: Eichliede-Einschnitt und Eisenberg-Einschnitt. Sie wurden aus losen Platten der ? oberen *compressus*-Zone, nach dem Fundort wahrscheinlicher aus der unteren *evolutus*-Zone, herauspräpariert. Sie gleichen dem Exemplar von Fig. 4 in Skulptur, Involution, hochrechteckigem Querschnitt und Größe. Ein kleiner Unterschied gegenüber Fig. 4 besteht darin, daß schwache dichotome Skulptur auch noch auf dem letzten gekammerten Teil sichtbar ist. Beide Exemplare besitzen bei dieser geringen Größe Lobendrängung, können also als ausgewachsen angesehen werden.

Taf. 10 Fig. 6 (Samml.-Nr. 138). Fundort: Eichliede-Einschnitt, SW-Seite. Wahrscheinlich entstammt das Exemplar der oberen *evolutus*-Zone (*evolutus*-Zone im Sinne WENGERS). Hierauf deutet ebenso wie bei der folgenden Fig. 7 auch die Größenzunahme des Gehäuses. Die Skulptur ist kräftiger und die Eindellung zwischen Lateral- und Externknoten weniger scharf geworden. Der einfachrippige Abschnitt umfaßt über eine halbe Windung, dann folgt nach hinten ein kurzer dichotomer Abschnitt. Dieser geht schnell — kurz vor der Berührung mit dem Wohnkammerende — in die glatten Embryonalwindungen über. Das bei PENNDORF abgebildete sehr ähnliche Exemplar (Taf. 3 Fig. 15) dürfte ebenfalls der oberen *evolutus*-Zone entstammen. Der immer noch rechteckige Querschnitt hat etwas an Dicke zugenommen.

Taf. 10 Fig. 7 (Samml.-Nr. 139). *Ceratites* cf. *armatus*. Fundort: Eisenberg-Einschnitt, mittl. Abschnitt, Südseite. Das zu Fig. 6 gesagte gilt im wesentlichen auch hier. Abweichend sind die wieder etwas schwächere Skulptur und die betontere Eindellung zwischen Lateral- und Extern-Knoten. Auf der Wohnkammer stehen 6 Lateralknoten 8 Externknoten gegenüber. —

WENGER stellt auf Grund genauer umfassender variationsstatistischer Messungen mit Recht eine Variationsbreite einzelner Populationen mit einem deutlichen Maximum in der Mitte und eine — wahrscheinlich — kontinuierliche nicht ganz zeitgleiche Weiterentwicklung der Ceratiten fest. Ferner werden erfahrungsgemäß die einzelnen Ceratiten-„arten" stratigraphisch nach oben größer, wenn sie durch eine größere Schichtenfolge hindurchgehen (z. B. *Ceratites evolutus* et. var., *Ceratites spinosus* et. var., *Ceratites nodosus* et var.). Bei seltenen Arten wie eben bei *Ceratites armatus* sind

Populationen in diesem Sinne nicht feststellbar. Immerhin kann man auf Grund der hier angegebenen Funde annehmen, daß auch bei *Ceratites armatus* eine gewisse Variationsbreite vermutet werden kann, die stratigraphisch nach oben zu relativ größeren Formen mit nachlassender Involution führt. Entsprechend wird der skulpierte Abschnitt größer. —

Zweifelhaft dürfte es vorläufig bleiben, ob *Ceratites armatus* mit größeren Formen ausstirbt oder mit ähnlichen Skulptur-Merkmalen in der oberen *evolutus*- oder unteren *spinosus*-Zone etwa in *Ceratites spinosus praespinosus* fortlebt. —

Ceratites armatus PHILIPPI besitzt zweifellos die Anlage einfach-rippiger Skulptur des Subgenus *Acanthoceratites* (SCHRAMMEN s. c. WENGER) gegenüber der ursprünglichen binodosen „primitiveren" Skulptur des Subgenus *Progonoceratites* (SCHRAMMEN s. c. WENGER) der unteren Ceratitenschichten, wobei *Ceratites armatus* wie *Ceratites* compressus vermutlich gemeinsam ihre Wurzel in *Ceratites robustus* haben. Seltene Vertreter des Subgenus *Progonoceratites* leben noch in den mittleren Ceratitenschichten fort, um gegen deren oberen Abschnitt nochmals in größerer Blüte aufzutreten.

Für diese binodosen Vertreter des Subgenus *Progonoceratites* in den mittleren Ceratitenschichten wählt nun WENGER (S. 78) unverständlicherweise als Sammelnamen für eine „Großart" unseren *Ceratites armatus*, der doch durchaus nicht mehr als „binodos" anzusprechen ist. WENGER (S. 78) hat selbst zwischen den Namen „*armatus*" und (dem binodosen) „*münsteri*" als treffend für eine Großart für binodose Formen geschwankt und hat sich leider für „*armatus*" entschieden.

Auch nach WENGERS Auffassung (S. 125) wie überhaupt nach der Abstammungslehre und dem Gesetz über die Nichtumkehrbarkeit (bei Organismen) ist es nicht gut denkbar, daß sich bereits spezialisierte Ceratiten mit nodoser Skulptur in die „primitivere" binodose Ausgangsform zurück verwandeln. WENGER nimmt — m. E. mit Recht — an, daß sowohl fast völlig glatt werdende (*sequens, neolaevis, enodis* usw.) oder die Externskulptur verlierende und nur Lateralwülste besitzende (*raricostatus*) als auch nodos werdende Ceratiten aus relativ kleinen Vertretern der binodosen Ausgangsskulptur hervorgehen. Dies gilt nach WENGER — wohl mit Recht — sowohl bei der Weiterentwicklung und Spezialisierung der Ceratiten an der Grenze untere/mittlere wie an der Grenze mittlere/obere Ceratitenschichten.

Um so verwunderlicher ist die Wahl des „*armatus*" und es erscheint aus den genannten Gründen nicht angebracht, diesen Namen als Sammelbegriff für binodos gebliebene Ceratiten zu verwenden.

Abschließend sei jedoch noch bemerkt, daß die Ergebnisse von WENGERS umfangreicher Arbeit zweifellos bedeutende Fortschritte in der Ceratitenforschung gebracht haben. Kleinere Abweichungen in grundsätzlichen Auffassungen, wie die oben angegebene, beeinträchtigen den Wert dieser Arbeit nicht.

Rückblick

Aus den Ceratitenschichten des Meißnergebietes werden 6 Ceratiten aus der Verwandtschaft des *Ceratites armatus* kurz beschrieben. Auf Grund des vorliegenden Materials wird entsprechend R. WENGER festgestellt, daß bei *Ceratites armatus* meist zwischen einfachrippiger Skulptur — mit unterschiedlichem Umfang — und den

glatten Embryonalwindungen ein ± kurzer dichotomer Abschnitt eingeschaltet ist. PHILIPPIS Exemplar (Holotyp) mit nur einfachrippiger Skulptur, ohne dichotome Einschaltung, ist als Extrem anzusehen, während der auf Taf. 10 Fig. 7 abgebildete Ceratit mit 6 Lateral- zu 8 Externknoten auf der Wohnkammer ein anderes Extrem darstellt. Möglicherweise spaltet *Ceratites armatus* ebenso wie *Ceratites robustus terminus*/*Ceratites compressus* in der obersten *robustus*-Zone von *Ceratites robustus* ab und bildet einen seltenen Seitenzweig nodos (und spinos) werdender Ceratiten. — *Ceratites armatus* dürfte in der *compressus*-Zone noch ganz selten sein. In der *evolutus*-Zone, besonders in deren oberen Teil (vgl. auch ROTHE S. 37), wird diese Art vermutlich etwas häufiger. Ob sie auch noch in der *spinosus*-Zone vorkommt (WENGER S. 78) konnte nicht festgestellt werden. Auch für *Ceratites armatus* muß wohl eine gewisse Variationsbreite angenommen werden. Wie bei anderen Ceratitenarten scheint auch hier stratigraphisch von unten nach oben eine Vergrößerung der Gehäuse einzutreten. Die Skulptur wird dabei kräftiger und der einfachrippige bzw. skulpierte Abschnitt länger. Die Involution nimmt dagegen ab.

WENGERS Versuch, „*Ceratites armatus*" als Sammelnamen für eine „Großart" meist seltener binodos gebliebener Ceratiten der mittleren Ceratitenschichten einzuführen, ist wohl nicht berechtigt.

Schriftenverzeichnis

BUSSE, E.: Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 152—167, Taf. 7, Wiesbaden 1954.

PENNDORF, H.: Die Ceratitenschichten am Meißner in Niederhessen. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., **484**, S. 1—24, Taf. 1—6, Frankfurt 1951.

PHILIPPI, E.: Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. —Paläontol. Abh., N. F. **4**, S. 347—458, Taf. 34—54, Jena 1901.

RIEDEL, A.: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des Oberen Deutschen Muschelkalks. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. für 1916, **37**, S. 1—116, 18 Taf., Berlin 1918.

ROTHE, H. W.: Die Ceratiten und die Ceratitenzonen des Oberen Muschelkalks (Trias) im Thüringer Becken. — Beitr. Geol. Thür., **8**, S. 257—323, Taf. 1—10, Frankfurt/M. 1955.

STOLLEY, E.: Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. für 1916, **37**, S. 117—143, 2 Taf., Berlin 1918.

WENGER, R.: Die germanischen Ceratiten. — Paläontographica, **108**, Abt. A, S. 57—129, Taf. 8—20, Stuttgart 1957.

Manuskript eingegangen am 2. 5. 1961

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 90 | S. 93–105 | 1 Abb. | Taf. 11–13 | Wiesbaden, 30. 8. 1962 |

Die Typen der chattischen Pectiniden in GOLDFUSS' „Petrefacta Germaniae"

Von

HANS-JOACHIM ANDERSON, Krefeld

Mit 1 Abbildung und den Tafeln 11—13

Einleitung

Große intraspezifische Variation, Verschiedenheit von rechter und linker Klappe, abweichende Skulpturen in verschiedenen ontogenetischen Stadien erschweren das Bestimmen der chattischen Pectiniden. GOLDFUSS und Graf MÜNSTER haben in den „Petrefacta Germaniae" diese Gruppe zum ersten Male untersucht (1834/35), eine große Anzahl von Arten war das Ergebnis. Schon STREMME (1888) erkannte die Notwendigkeit, die Gruppe zu revidieren und einen beträchtlichen Teil der Arten einzuziehen. Spätere Revisoren kamen in verschiedenen Punkten zu abweichenden Ansichten. Als HUBACH und GÖRGES die stratigraphische Wichtigkeit der Pectiniden im Chatt erkannt hatten, erwies es sich als dringend, sie erneut zu bearbeiten. (ANDERSON 1958).

Die bisherigen Revisionen chattischer Pectiniden Norddeutschlands hatten jedoch – wenn sie überhaupt auf Originalmaterial von GOLDFUSS zurückgriffen (ROGER 1944, ANDERSON 1958) — nur den Teil der GOLDFUSSschen Originale benutzen können, der in Bonn aufbewahrt wird. Der Verbleib einer großen Anzahl weiterer Typen war bis dahin nicht bekannt.

Auf die frühere Veröffentlichung hin teilte mir Herr Dr. ZÖBELEIN, München, mit, daß das fehlende Material sich in München befinde, und mit freundlicher Genehmigung von Herrn Professor DEHM vermittelte er mir die Originale zum Bearbeiten. Auch an dieser Stelle möchte ich den genannten Herren vielmals danken, ebenso Herrn Dr. KÖSTER und Herrn NACHTIGALL, Geologisches Institut Kiel, die die Aufnahmen zu den Tafeln herstellten und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Unterstützung der Arbeiten.

Da ich früher mit freundlicher Genehmigung von Herrn Professor BRINKMANN das Bonner Material bearbeiten konnte, hat nunmehr das gesamte erhaltene Originalmaterial von GOLDFUSS und MÜNSTER vorgelegen.

Wie aus dem Titelblatt der „Petrefacta Germaniae" hervorgeht, wurden von den Autoren Exemplare zugrunde gelegt, die sich teils im Geologischen Museum der Uni-

versität Bonn — im Werk sind diese mit „MB" bezeichnet — teils in der Privatsammlung des Grafen MÜNSTER — mit „MM" = Museum Münsterianum bezeichnet — befanden. Nach dem Tode des Grafen MÜNSTER ist seine Sammlung nach München gekommen und wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie aufbewahrt. Im folgenden sind diese Sammlungen kurz als „Bonn" und „München" bezeichnet.

Die meisten Arten wurden bereits in den letzten Jahren ausführlich beschrieben (ROGER 1944, GÖRGES 1951, ANDERSON 1958). ANDERSON (1958) hat auch revidierte Synonymlisten angegeben, sodaß hier darauf verwiesen werden kann. Dagegen schien es notwendig, neue Aufnahmen der GOLDFUSS & MÜNSTERschen Typen zu bringen, besonders, weil die Originalabbildungen vielfach kombiniert und — gelegentlich falsch — ergänzt worden sind.

Familia Pectinidae LAMARCK 1799
Subfamilia Amussiinae J. THIELE 1935

Genus *Amussium* (KLEIN, BOLTEN) RÖDING 1798
Generotypus: *Amussium pleuronectes* (LINNE) [*Ostrea*]
Synonym: *Pleuronectia* SWAINSON 1840
Subgenus *Amussium* (KLEIN, BOLTEN) RÖDING 1798

Amussium (Amussium) corneum (SOWERBY 1818)

Taf. 12 Fig. 12

* 1818 *Pecten corneus* SOWERBY, Miner. Conch. Great Brit. **3**: Taf. 204, Fig. 1, 2
v. 1835 *Pecten semicingulatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. **2**: 77, Nr. 118, Taf. 99, Fig. 11
1843 *Pecten corneus*, — NYST, Coqu. Polyp. foss. Belg.: 299
1846 *Pecten solea*. — PHILIPPI, Palaeontogr. **1**:54 [non DESHAYES]
1865 *Pecten corneus*, — KOENEN, Z. deutsch. geol. Ges. **17**:519
1888 *Pecten semicingulatus*, — STREMME, Z. deutsch. geol. Ges. **40**:350, Taf. 21, Fig. 3 a bis c, 4
1891 *Pecten semicingulatus*, — LIENENKLAUS, Jber. Naturw. Ver. Osnabrück **8.**:131, Nr. 89
1893 *Pecten corneus*, — KOENEN, Abh. Geol. Spez.-Kart. Preuß. etc. **10**, 5: S. 1020, Taf. 67, Fig. 1—3
1936 *Amusium (Eburneopecten) corneum*, — GLIBERT, Faun. malac. Sabl. Wemmel **1**: 52, Taf. 2, Fig. 2 [mit ausführlicher Synonymie der Eocän-Literatur]
1943 *Pecten (Camptonectes) corneus*, — ALBRECHT & VALK, Med. Geol. Sticht. (C-IV-1) **3**:117, Taf. 10, Fig. 356
1944 *Amussium corneum*, — ROGER, Mém. Soc. Géol. France **50** [(N. S.) **23**, 1]: 6
1944 *Pecten corneus*, — HEERING, Med. Geol. Sticht. (C-VI-1) **4**:14, Taf. 3, Fig. 1, 2
1951 *Amussium corneum*, — GÖRGES, Paläont. Z. **24**:11, Taf. 1, Fig. 1

Holotypus zu *Pecten semicingulatus* MÜNSTER in GOLDFUSS:
Original GOLDFUSS Taf. 99, Fig. 11, unvollständige rechte Klappe von Astrup, München AS VII 54.

Bemerkungen: Die Fig. bei GOLDFUSS ist sehr stark ergänzt. Am Original fehlen das rechte Ohr und die rechte Ventralseite der Klappe. Der Holotyp zeigt sehr deut-

lich die konzentrische Skulptur der typischen Formen von *Pecten corneus* aus dem englischen Eocän. Die von GÖRGES (1951, S. 11) vorgenommene Vereinigung des *Pecten semicingulatus* mit dem *Pecten corneus* wird dadurch bestätigt. (Das GOLDFUSS-Zitat der Art bei GÖRGES ist allerdings falsch.) Nicht zutreffend ist dagegen die Vereinigung des *Pecten semicingulatus* mit *Chlamys semistriata* durch ROGER (1944, S. 43).

Im norddeutschen Chatt tritt diese Art letztmalig auf, bereits in der folgenden Vierland-Stufe (Aquitan) kommt *Amussium woodi* vor, eine von *Amussium corneum* wohl abstammende Form, die sich jedoch durch das Fehlen der konzentrischen Skulptur auf den jugendlichen Schalen und die im Verhältnis zur Länge größere Höhe von *Amussium corneum* unterscheidet. Für eine quantitative Untersuchung dieser Merkmale reicht das vorliegende Material nicht aus.

Genus *Palliolum* MONTEROSATO 1884
Generotypus: *Palliolum testae* (PHILIPPI) [*Pecten*]
Subgenus *Similipecten* WINCKWORTH 1932
Subgenerotypus: *Palliolum (Similipecten) similis* (LASKEY) [*Pecten*]

Palliolum (Similipecten) pygmaeum (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

v. 1835 *Pecten pygmaeus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:77 [partim, non Taf. 99, Fig. 14 = *P. hauchecornei*]
1843 *Pecten pygmaeus*, — PHILIPPI, Tertiärverst. nordw. Dtschld.:16 (partim)
1864 *Pecten impar* SPEYER, Palaeontogr. 9:317, Taf. 43, Fig. 4 a—b
1868 *Pecten impar*, — KOENEN, Palaeontogr. 16:232, Taf. 26, Fig. 11 a—b
1884 *Pecten pygmaeus*, — SPEYER & KOENEN, Abh. geol. Spez.-Kart. Preuß. 4, 4 (Atlas): Taf. 27, Fig. 1, 1 a, b, 2, 2 a
1888 *Pecten pygmaeus*, — STREMME, Z. deutsch. geol. Ges. 40:352
1891 *Pecten pygmaeus*, — LIENENKLAUS, Jber. Naturw. Ver. Osnabrück 8.: 89
1922 *Pecten pygmaeus*, — TEPPNER, Foss. Kat. (I) 15:99

Typus: Bruchstück vom Doberg bei Bünde, München AS VII 53
Autohyle: ein weiteres Bruchstück unter der Nr. AS VII 53

Ein bei der Autohyle liegendes Exemplar erwies sich als juveniles Exemplar von *Chlamys decussata* (AS VII 52), ein weiteres (AS VII 51) als *Palliolum hauchecornei*.

Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von der sehr ähnlichen *P. hauchecornei* durch den Besitz von Innenrippen.

Die Fig. der Innenseite bei GOLDFUSS ist offenbar eine Kombination, denn das Stück, das den Abbildungen der Außenseite (in Originalgröße und vergrößert) zugrunde gelegen hat (AS VII 51) zeigt keine Innen-Skulptur und gehört zu *Palliolum hauchecornei*.

MÜNSTER hat zweifellos beide heutigen Arten unter *Pecten pygmaeus* gefaßt, jedoch zeigt die Abbildung der Innenseite, daß ihm die Form mit der Innenskulptur als charakteristisch vorgeschwebt hat. In diesem Sinne ist die Form auch von den späteren Autoren stets aufgefaßt worden. Ich habe daher eines der beiden Bruchstücke zum Lectotyp der Art gewählt, die die Innenskulptur zeigen.

Palliolum (Similipecten) hauchecornei KOENEN in SPEYER & KOENEN 1884)

v. 1835 *Pecten pygmaeus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. Germ. 2:77 [partim], Taf. 99, Fig. 14

* 1884 *Pecten Hauchecornei* KOENEN in SPEYER & KOENEN, Abh. Geol. Spec.-Karte Preuß. 4,4 (Atlas): Taf. 27, Fig. 3, 3 a, b, 4, 4 a
v. 1958 *Palliolum (Similipecten) hauchecornei*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:298, Taf. 1, Fig. 1 a—c [mit ausführlicher Synonymie und Beschreibung]

Bemerkungen: MÜNSTER & GOLDFUSS haben diese Art nicht als selbständig erkannt, sondern offensichtlich mit unter *Pecten pygmaeus* gefaßt. Als sie später als eigene Art erkannt und aufgestellt wurde, ist das unabhängig von den MÜNSTER & GOLDFUSSschen Bestimmungen geschehen, jedoch wurde dadurch tatsächlich der Umfang der MÜNSTERschen Art auf die Stücke beschränkt, die mit Innenskulptur versehen sind.

Unter dem Material MÜNSTERS befand sich ein hierher gehöriges Stück (AS VII 51), das Original zu Taf. 99, Fig. 14 (*Pecten pygmaeus*).

Subfamilia Pectininae LAMARCK

Genus *Pecten* (KLEIN) OSBECK 1765[1])
Generotypus: *Pecten adscensionis* OSBECK
Subgenus *Hilberia* TEPPNER 1922
Subgenerotypus: *Pecten (Hilberia) söllingensis* KOENEN

Pecten (Hilberia) bifidus (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Taf. 11, Fig. 1

v. 1834 *Pecten asperulus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. Germ. 2:63, Taf. 95, Fig. 8 a, b [non MÜNSTER in KEFERSTEIN 1828?]
v. 1834 *Pecten janus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. Germ. 2:62, Taf. 95, Fig. 4 c [non fig. a, b, d, e, f.]
*v 1835 *Pecten bifidus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. Germ. 2:69, Taf. 97, Fig. 10 a—c
v. 1958 *Pecten (Hilberia) bifidus bifidus*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:300, Taf. 1, Fig. 2, 3 [mit ausführlicher Synonymie und Beschreibung]

Lectotypus: zu *Pecten bifidus* MÜNSTER in GOLDFUSS: Original GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 10 c, Rechte Klappe vom Doberg bei Bünde, München AS VII 56
Paratypoid: Original GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 10 b, linke Klappe vom Doberg bei Bünde, München AS VII 55
Autohyle: München AS VII 57

Nach dem anhaftenden Gestein stammen die Stücke vom Doberg bei Bünde und somit ist dieser, entgegen ANDERSON (1958, S. 300), der locus typicus der Art. Typen zu „*Pecten asperulus* MÜNSTER"
Lectotypus: Original GOLDFUSS Taf. 95, Fig. 8 b, Linke Klappe, München AS VII 58

---

[1]) Die Legitimität der Autorschaft OSBECK's ist nicht unbestritten. Wenn OSBECK's Veröffentlichung illegitim sein sollte, müßte die Gattung *Pecten* in der Fassung von O. F. MÜLLER 1776 der Typus *Pecten maximus* (LINNÉ 1758) [*Ostrea*], design. SCHMIDT 1818, erhalten (vgl. RUTSCH & STEININGER, Sitzber. Österr. Akad. Wiss. (Math.-Naturw. Kl. I) **170**, S. 165/166, Wien 1961). Der Fall ist durch die ICZN bisher nicht entschieden. An der Zuordnung der Untergattung *Hilberia* zu *Pecten* würde sich nichts ändern.

Paratypoid: Original GOLDFUSS Taf. 95, Fig. 8a, beschädigte rechte Klappe, München AS VII 59

Autohyle: München AS VII 60/61

Alle Stücke stammen von Kassel. Der Lectotypus ist eine juvenile linke, das Paratypoid das Bruchstück einer juvenilen rechten Klappe. Auch die Autohyle enthält nur juvenile Stücke. Alle gehören ohne Zweifel zur Art *Pecten bifidus*.

Ferner gehört hierzu das Original zu „*Pecten janus* MÜNSTER", GOLDFUSS Taf. 95, Fig. 4e, München AS VII 72 und aus der Autohyle von *Pecten janus* das Stück München AS VII 70.

Pecten (Hilberia) bifidus acuticostatus GÖRGES 1940

v* 1940 *Pecten bifidus* v. MÜNSTER, var. *acuticostatus* HUBACH—GÖRGES, Decheniana 100 A:158, Taf. 2, Fig. 11, 12 [von HUBACH lag seinerzeit nur ein Manuskript vor.]

v. 1958 *Pecten (Hilberia) bifidus acuticostatus*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:301, Taf. 1, Fig. 4, 5 [mit ausführlicher Synonymie und Beschreibung]

Lectotypus: Original GÖRGES Taf. 2, Fig. 12, Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M.

Paratypoid: Original GÖRGES, Taf. 2, Fig. 11, Senckenberg-Museum

Pecten (Hilberia) bifidus lucidus (GOLDFUSS 1835)

Taf. 11, Fig. 2, 3

v* 1835 *Pecten lucidus* GOLDFUSS, Petref. German. 2:69, Taf. 97, Fig. 11 a, b

v. 1958 *Pecten (Hilberia) bifidus lucidus*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:301, Taf. 1, Fig. 6, 7 [ausführliche Synonymie und Beschreibung]

GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 11 ist offenbar eine Kombination aus 2 Exemplaren, (München AS VII 62, 63) die beide nicht vollständig sind.

Lectotypus: Unvollständige rechte Klappe München AS VII 62

Paratypoid: Unvollständige rechte Klappe München AS VII 63

Originale zu GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 11 vom Doberg bei Bünde

Autohyle: Eine nicht sicher bestimmbare juvenile linke Klappe, München AS VII 64

Unter dem Originalmaterial der Sammlung MÜNSTER befand sich noch ein Stück (AS VII 65), das nicht zu dieser Art gehört und auch nicht aus dem norddeutschen Oberoligocän stammt.

Pecten (Hilberia) bifidus praehofmanni ANDERSON 1958

v* 1958 *Pecten (Hilberia) bifidus praehofmanni* ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:302, Taf. 1, Fig. 8—10

Holotypus: Original Taf. 1, Fig. 8, Kat. Typ. Orig. Kiel Nr. 711

Paratypoide: Original Taf. 1, Fig. 9, Kat. Nr. 712 und Fig. 10, Kat. Nr. 713

Autohyle: Im Geologischen Institut der Universität Kiel.

Pecten (Hilberia) hofmanni(GOLDFUSS 1834)

Taf. 11, Fig. 6

v* 1834 *Pecten hofmanni* GOLDFUSS, Petref. German. **2**:64, Taf. 96, Fig. 4 a—c
v. 1958 *Pecten (Hilberia) hofmanni*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. **1**:304, Taf. 1, Fig. 11, Taf. 2, Fig. 12

Lectotypus: (ANDERSON 1958) Linke Klappe vom Doberg bei Bünde, Bonn, GOLDFUSS Nr. 590

Paratypoid: Original GOLDFUSS Taf. 96, Fig. 4 a—c, München AS VII 66, vom Doberg bei Bünde

Pecten (Hilberia) janus (MÜNSTER in GOLDFUSS 1834)

Taf. 11 Fig. 4, 5

v.*1834 *Pecten janus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. Germ. **2**:62, Taf. 95, Fig. 4 a, b, d, e, f [excl. Fig. 4 c]
v. 1958 *Pecten (Hilberia) janus*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. **1**:305, Taf. 2, Fig. 13, 14 [Synonymie und Beschreibung]

Lectotypus: GOLDFUSS Taf. 95, Fig. 4 b, München AS VII 68, r. Kl.

Paratypoide: Taf. 95, Fig. 4 a, München AS VII 67, 1. Kl. Taf. 95, Fig. 4 d, München AS VII 69,

Autohyle: rechte Klappe, München AS VII 71

Ein Stück der Autohyle (AS VII 70) gehört zu *Pecten bifidus*.

Pecten (Hilberia) semicostatus (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Taf. 12 Fig. 11

v* 1835 *Pecten semicostatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. **2**:72, Taf. 98, Fig. 7
1866 *Pecten Schnitgeri* SPEYER, Palaeontogr. **16**:48, Taf. 5, Fig. 1 a—c
v. 1888 *Pecten semistriatus*, — STREMME, Z. deutsch. geol. Ges. **40**:349 [partim, non Taf. 21, Fig. 2 a—c]
1922 *Pecten (Hilberia) semistriata*, — TEPPNER, Foss. Cat. (I) **15**,2:263 (partim)
1944 *Pecten schnitgeri*, — HEERING, Med. Geol. Sticht. (C-IV-1) **4**:17, Taf. 2, Fig. 21, 22
1944 *Pecten schnitgeri*, — ROGER, Mém. Soc. Géol. France (N. S.) **23**,1 (Mém. No. 50): 24
v. 1952 *Chlamys semistriata semistriata*, — GÖRGES, Paläont. Z. **24**:17, [partim], Taf. 3, Fig. 28 [non Fig. 29]
v. 1959 *Chlamys (Hilberia) semistriata semistriata*, — ANDERSON, Palaeontogr. (A) **113**: 101 [Synonymie partim], Taf. 14, Fig. 9 a, b

Holotypus: GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 7 München AS VII 132 vom Doberg bei Bünde.

Bemerkungen: Die Fig. bei GOLDFUSS ist nicht korrekt. Die Ohren sind ergänzt und zwar falsch. Diese falsche Ausbildung durch GOLDFUSS ist offenbar die Ursache dafür gewesen, daß STREMME (1888 S. 349) diese Art mit *Pecten semistriatus* vereinigt hat. In dieser Ansicht sind ihm fast alle späteren Autoren gefolgt, ebenso in der Vereinigung von *Pecten schnitgeri* SPEYER mit *Pecten semistriatus*. Nur ROGER (1944) und HEERING (1944) haben die Selbständigkeit des *Pecten schnitgeri* betont oder bestehen lassen.

Die Revision der Typen der bisher vereinigten Formen zeigt nun, daß *Pecten semicostatus* GOLDFUSS eine *Hilberia*, *Pecten semistriatus* GOLDFUSS hingegen ein *Camptonectes* ist, diese beiden Arten also nicht zusammengehören. *Pecten schnitgeri* ist mit *Pecten semicostatus* identisch und zu dieser Art gehören auch die von ANDERSON (1959) beschriebenen und „*Chlamys semistriata*" genannten Formen aus dem Untermiocän (Aquitan, Vierland-Stufe) von Schleswig-Holstein.

Genus *Chlamys* (BOLTEN) RÖDING 1798
Generotypus: *Chlamys islandica* (O. F. MÜLLER) [*Pecten*]
Subgenus *Camptonectes* MEEK 1864
Subgenerotypus: *Chlamys (Camptonectes) lens* (SOWERBY) [*Pecten*]

Chlamys (Camptonectes) aquaetranquillae [(HUBACH) GÖRGES 1951]

v *1951 *Chlamys picta aquaetranquillae* GÖRGES, Paläont. Z. 24:13, Taf. 1, Fig. 5—7
v. 1958 *Chlamys (Camptonectes) aquaetranquillae*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:306, Taf. 2, Fig. 15, 16 (Synonymie und Beschreibung)

Typusmaterial im Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M.

Chlamys (Camptonectes) cancellata (GOLDFUSS 1834)

Taf. 12 Fig. 7, 8

v *1834 *Pecten cancellatus* GOLDFUSS, Petref. German. 2:59, Taf. 94, Fig. 5 a, b
v.*1834 *Pecten limatus* GOLDFUSS, Petref. German. 2:59, Taf. 94, Fig. 6 a, b [partim, non 10 c. Angers = *Pecten pusio* LAMARCK]
v?*1834 *Pecten striatocostatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. Germ. 2:63, Taf. 96, Fig. 1 a, b [non MÜNSTER in GOLDFUSS 1834:55, Taf. 93, Fig. 2 a—g]
*1834 *Pecten striatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:64, Taf. 96, Fig. 3 a, b [non MÜLLER nec SOWERBY]
v. 1957 *Chlamys striatocostata*, — GLIBERT, Rup. sup. Chatt. Belg.:21, [partim] Taf. 1, Fig. 15 a—d
v. 1958 *Chlamys (Camptonectes) cancellata*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:308, Taf. 2, Fig. 17—21 [Synonymie und Beschreibung]

Pecten cancellatus:
Holotypus: GOLDFUSS Taf. 94, Fig. 5, Bonn Nr. GOLDFUSS 583.
Pecten limatus:
Holotypus: GOLDFUSS Taf. 94, Fig. 6, München AS VII 134.
Pecten striatocostatus:
Lectotypus: Bruchstück, München AS VII 80, aus der Autohyle.
Autohyle: Bruchstück, München AS VII 81

Diese (Nr. 80, 81) juvenilen Stücke sind nicht ganz sicher bestimmbar. Es könnte sich auch um Jugendexemplare von *Chlamys ambigna* handeln. Entgegen der Annahme von ANDERSON (1958, S. 309) beruht die Abbildung des *Pecten limatus* doch auf einem Exemplar aus dem norddeutschen Chatt (wohl von Cassel). Der Holotypus ist ein extrem abweichende linke Klappe, deren Skulptur sich jedoch an die Variationsbreite der Skulpturen von *Chlamys cancellata* anschließen läßt.

Bei den Abbildungen dieser Art bei ANDERSON (1958, Taf. 2 Fig. 18) muß es in der Erläuterung richtig „rechte Klappe" heißen.

Chlamys (Camptonectes) ambigna (PHILIPPI 1843)

Taf. 12 Fig. 9,10

v *1834 *Pecten ambiguus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:64, Taf. 96, Fig. 2 a — c [non SMITH nec MÜNSTER in GOLDFUSS]
*1843 *Pecten ambignus* PHILIPPI, Tertiärverst. nordwestl. Deutschld.: 49
v. 1958 *Chlamys (Camptonectes) ambigna*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:311, Taf. 3, Fig. 22, 23 [Synonymie und Beschreibung]

Lectotypus: GOLDFUSS Taf. 96, Fig. 2 a, Bonn Nr. GOLDFUSS 589.
Paratypoid: GOLDFUSS Taf. 96, Fig. 2 b, c, München AS VII 82.
Autohyle: Rechte Klappe, München AS VII 83, Linke Klappen, München AS VII 84, 85.

Chlamys (Camptonectes) crinita (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

*1835 *Pecten crinitus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:71, Taf. 98, Fig. 6 a, b
v. 1958 *Chlamys (Camptonectes) crinita*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:313, Taf. 3, Fig. 24 a [Synonymie und Beschreibung.]

Das Typusmaterial scheint vollständig verloren gegangen zu sein, da weder in der Bonner noch in der Münchener Sammlung etwas davon vorhanden ist.

Aus der Synonymie der Art (ANDERSON 1958) muß das Zitat von GLIBERT 1957 ausscheiden. Die dort abgebildeten Stücke gehören nach dem Augenschein der Originale in Brüssel zu *Chlamys cancellata*.

Chlamys (Camptonectes) decussata (MÜNSTER in GOLDFUSS 1834)

Taf. 13 Fig. 14

*1834 *Pecten decussatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:65, Taf. 96, Fig. 5a — d
v. 1835 *Pecten Münsteri* GOLDFUSS, Petref. German. 2:70, Taf. 98, Fig. 3 a—c
v. 1835 *Pecten pectoralis* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:71, Taf. 98, Fig. 4a — c
v. 1835 *Pecten decussatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2: Taf. 98, Fig. 5 a, b
v. 1958 *Chlamys (Camptonectes) decussata*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:314, Taf. 3, Fig. 25—28 [Synonymie und Beschreibung]

Von dem Originalmaterial des *Pecten decussatus*, der auf juvenile Exemplare begründet ist, ist nichts mehr vorhanden.

Pecten münsteri:

Lectotypus (ANDERSON 1958): Original GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 3 b, linke Klappe, Bonn, Nr. GOLDFUSS 605

In München befindet sich unter der Nr. AS VII 87 ein Stück, das ebenfalls als Original zu Taf. 98, Fig. 3 b etikettiert ist, jedoch entspricht das Bonner Stück der Abbildung bei GOLDFUSS sehr genau. Vielleicht hat das Münchener Stück gleichzeitig als Vorlage gedient und wäre damit Paratypoid.

Paratypoide: GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 3 a, c, München AS VII 86, rechte Klappe.
? GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 3 b, München AS VII 87, linke Klappe, vielleicht Syntype zum Lectotypus.

Autohyle: beschädigte Doppelklappe, München AS VII 88, linke Klappe, AS VII 89
Pecten pectoralis:
Lectotypus: GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 4 a, München AS VII 90, r. Klappe
Paratypoid: GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 4 b, c, München AS VII 91, 1. Kl.
Autohyle: München AS VII 92, 93, 94, 95, 96, 97
Es sind durchweg juvenile Formen von *Chlamys decussata*.

Weiteres Material: Ein juveniles Stück unter der Autohyle von *Pecten pygmaeus* (AS VII 52), ein weiteres juveniles Exemplar ist Original zu *Pecten semistriatus* GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 5 a (AS VII 74) und Fig. 5 b (AS VII 75).

In den Erläuterungen zu Taf. 3 bei ANDERSON 1958 muß es bei Fig. 25 „linke Klappe" heißen.

Chlamys (Camptonectes) hausmanni hausmanni (GOLDFUSS 1835)

Taf. 13 Fig. 15, 16

v *1835 *Pecten Hausmanni* GOLDFUSS, Petref. German. 2:69, Taf. 97, Fig. 8 a—f
v. 1835 *Pecten Menkei* GOLDFUSS, Petref. German. 2:70, Taf. 98, Fig. 1 a—d
v. 1835 *Pecten macrotus* GOLDFUSS, Petref. German. 2:70, Taf. 98, Fig. 2 a—c [partim, non loc. Tours]
v. 1958 *Chlamys (Camptonectes) hausmanni hausmanni*, — ANDERSON, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 1:316, Taf. 3, Fig. 29—31 [Synonymie und Beschreibung]

Pecten hausmanni:
Lectotypus: Linke Klappe, GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 8 a—d, München AS VII 98.
Paratypoid(e): Das oder die Original(e) zu Taf. 97, Fig. 8 b, c scheinen verloren gegangen zu sein.
Autohyle: München AS VII 99—104, AS VII 136—163 (s. u.)
Pecten menkei:
Lectotypus: GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 1 a, Bonn Nr. GOLDFUSS 603
Paratypoid: Taf. 98, Fig. 1 c, München AS VII 105
Autohyle: München, AS VII 106—110, 111—122
Pecten macrotus:
Lectotypus: GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 2 b, Bonn Nr. GOLDFUSS 604 a

Bemerkungen: Die Autohyle München AS VII 136—163 stammt aus nicht (mehr) etikettiertem Material. GOLDFUSS' Arten *P. menkei* und *P. macrotus* sind offenbar nur auf individuellen Varianten von *P. hausmanni* begründet. Es ist nicht möglich, irgendwelche Unterschiede zu erkennen. Daher werden hier alle Stücke der Autohyle zu *P. hausmanni* gezogen. (AS VII 138, 157—161 rechte Klappen, 136 — 137, 139—156 linke Klappen.)

Chlamys (Camptonectes) hausmanni exlaevigata (SACCO 1897)

Taf. 13 Fig. 18, 19

v *1835 *Pecten laevigatus* GOLDFUSS, Petref. German. 2:68, Taf. 97, Fig. 6 a—d [non BRONN 1828]
1835 *Pecten propinquus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. 2:68, Taf. 97, Fig. 7a — d

1888 *Pecten laevigatus*, — STREMME, Z. deutsch. geol. Ges. **40**:338 [non BRONN]
. 1891 *Pecten laevigatus*, — LIENENKLAUS, Jber. Naturw. Ver. Osnabrück 8:127, Nr. 75 [non BRONN]
1897 *Pecten exlaevigatus* SACCO, Moll. Tert. Piemonte etc. *24*:30
. 1944 *Chlamys exlaevigata*, — ROGER, Mém. Soc. Géol. France (N. S.) **23**, 1, Mém. No. 50:39, Abb. 22
v. 1951 *Chlamys exlaevigata*, — GÖRGES, Paläont. Z. **24**:14, Taf. 2, Fig. 18—20, Taf. 3, Fig. 21—22

Ausführliche Beschreibung bei ROGER (1944) und GÖRGES (1951).

Holotypus: Original GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 6 a—d, Doppelklappe, Bonn Nr. GOLDFUSS 600

Autohyle: Rechte Klappen, München AS VII 123, 124, 126, 128 Linke Klappen, München AS VII 125, 127

Chlamys (Camptonectes) hausmanni decemplicata (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Taf. 13 Fig. 17

v *1835 *Pecten decemplicatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. **2**:98, Taf. 97, Fig. 5 a—d
. 1888 *Pecten decemplicatus*, — STREMME Z. deutsch. geol. Ges. **40**:339
. 1891 *Pecten decemplicatus*, — LIENENKLAUS, Jber. Naturw. Ver. Osnabrück 8:128
. 1944 *Chlamys striatocostata*, — ROGER, Mém. Soc. Géol. France (N. S.) **23**, 1, Mém. No. 50:40 [partim, non MÜNSTER in GOLDFUSS]
v. 1951 *Chlamys hausmanni decemplicata*, — GÖRGES, Paläont. Z. **24**:15, Taf. 3, Fig. 23

Ausführliche Beschreibung bei ROGER (1944) und GÖRGES (1951).

Lectotypus: (ANDERSON 1958) Original GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 5 b, d, Bonn Nr. GOLDFUSS 599

Paratypoid: Original GOLDFUSS Taf. 97, Fig. 5 a, e, München AS VII 129

Autohyle: München AS VII 130, 131

Chlamys (Camptonectes) semistriata (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Taf. 13 Fig. 13

v *1835 *Pecten semistriatus* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petref. German. **2**:71, Taf. 98, Fig. 5c — e [non Fig. 5 a, b = *Chlamys decussata*]
. 1888 *Pecten semistriatus*, — STREMME, Z. deutsch. geol. Ges. **40**:249 [partim, excl. *Pecten semicostatus* u. *Pecten schnitgeri*], Taf. 21, Fig. 2a—c
1891 *Pecten semistriatus*, — LIENENKLAUS, Jber. Naturw. Ver. Osnabrück 8:131 [partim]
1944 *Chlamys semistriata*, — ROGER, Mém. Soc. Geol. France (N. S.) **23**, 1, Mém. No. 50:43 [partim, excl. Synonymie]
1951 *Chlamys semistriata semistriata*, — GÖRGES, Paläont. Z. **24**:17 [partim, excl. *P. semicostatus*, *P. schnitgeri*]. ?Taf. 3, Fig. 29 [non Taf. 3, Fig. 28 = *P. semicostatus*]

Holotypus: Original GOLDFUSS Taf. 98, Fig. 5 c—e, München AS VII 73, vom Doberg bei Bünde.

Bemerkungen: Die unter diesem Namen im Originalmaterial außerdem vorhandenen Stücke: Originale zu Taf. 98, Fig. 5 a, 5 b, München AS VII 74/75 und die

Exemplare AS VII 76—78 gehören zu *Chlamys decussata* (74, 75, 76, 77, 79, (juv.) und *Chlamys hausmanni* (78, juv.).

Zu dieser Art hat zuerst STREMME (1888) auch den *Pecten semicostatus* gerechnet. Fast alle späteren Autoren sind ihm darin gefolgt. (vgl. auch die Bemerkungen zu *P. semicostatus*). Die Vereinigung beider Arten kann nicht aufrecht erhalten werden.

„*Pecten tringularis* GOLDFUSS 1834"

v.*1834 *Pecten triangularis* GOLDFUSS, Petref. German. 2:61, Taf. 95, Fig. 2

Holotypus: Original GOLDFUSS Taf. 95, Fig. 2, München AS VII 133

Bemerkungen: Dieses Stück stammt nicht wie bei GOLDFUSS und auch auf dem erhaltenen Originaletikett angegeben aus dem (Ober-) Oligocän von Osnabrück, sondern ist eine *Chlamys (Aequipecten)* sp., die der Formengruppe der *Chlamys macrotis* des Wiener Beckens nahesteht. Sie ist miocänen Alters.

Zur Entwicklung der Pectiniden im Chatt

Die chattischen Pectiniden gehören zu zwei verschiedenen Stammreihen, die sich beide rasch entwickeln (ANDERSON 1958). Das Typenmaterial zeigt, daß die Definitionen der verschiedenen Arten und Unterarten im wesentlichen richtig waren. Nur bei den Formen des höchsten Chatt ist einiges zu korrigieren.

In „*Pecten semistriatus*" bisheriger Auffassung sind in Wahrheit — und von GOLDFUSS bereits zutreffend erkannt — zwei verschiedene Formen erhalten: *Pecten (Hilberia) semicostatus* und *Chlamys (Camptonectes) semistriata*. Beide sind von STREMME (1888) und den späteren Autoren zu Unrecht vereinigt worden.

Die Hilberien dürften ihre Wurzeln in dem mitteloligocänen *Pecten soellingensis* KOENEN haben. Sie entfalten sich zu Beginn des Chatt in großer Variationsbreite. Ursprünglichster Typ ist *P. acuticostatus* mit wenigen scharfen Rippen, von dem einerseits *P. lucidus* ausgeht, dessen Rippen verflachen und einen abgerundeten Querschnitt erhalten, andererseits *P. bifidus*, der seine Rippenzahl durch Aufspalten vermehrt. An den *Pecten*-Faunen einer Reihe von neueren Bohrungen im Niederrheingebiet ließ sich feststellen, daß die Rippenspaltung bei *P. bifidus* im Profil von unten nach oben ständig zunimmt. Im Chatt B setzt sich diese Tendenz bei *Pecten praehofmanni* fort. Die Rippen verlieren an Höhe und Schärfe in dem Maße, in dem ihre Zahl ansteigt. Im Chatt C schließt sich *P. hofmanni* an, der nur noch feine, gleichmäßige Rippen auf der ganzen Schale besitzt. Bei *P. semicostatus* schließlich verschwinden die Rippen im Alter ganz.

GÖRGES (1951) hat *P. semicostatus* („*semistriatus*" alter Fassung) an *P. lucidus* angeschlossen was morphologisch durchaus vertretbar wäre. Doch kommt *P. lucidus* nur im unteren Chatt A, *P. semicostatus* im Chatt C vor, ohne daß zwischen beiden Formen Bindeglieder vorhanden wären. Es scheint mir daher richtiger, *P. semicostatus* an die Reihe *bifidus-hofmanni* anzuschließen und in Bezug auf die Rippen-

Rückbildung eine Konvergenz zu *P. lucidus* anzunehmen, zumal die Tendenz der *bifidus-hofmanni*-Reihe eine solche Möglichkeit durchaus einschließt.

Die Camptonecten schließen sich an die rupelische *Chlamys picta* an, mit der *Chl. aquaetranquillae* des tieferen Chatt A noch viel Ähnlichkeit hat. Von dieser gehen zwei Stämme aus, die sich schon im oberen Chatt A reich entfalten: an die sehr variable *Chl. cancellata* schließen sich sowohl *Chl. ambigna* und *Chl. crinita* als auch *Chl. semistriata* (neuer — und ursprünglicher Fassung) an. *Chlamys* sp. ANDERSON 1958 vermittelt im Chatt B den Übergang von *Chl. cancellata* zu *Chl. semistriata.*

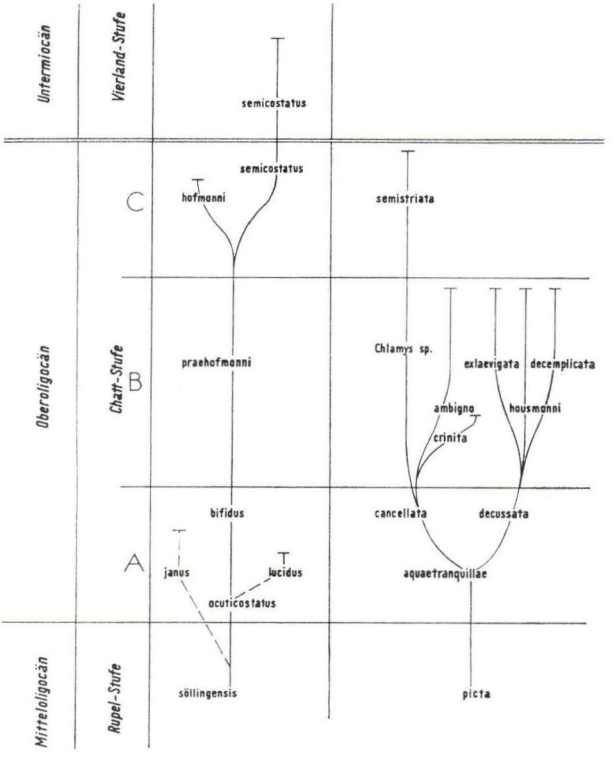


Abb. 1. Entwicklung von *Hilberia* und *Camptonectes* im Chatt des Nordseebeckens (nach ANDERSON 1958, ergänzt und modifiziert).

Aus *Chl. decussata* entwickelt sich im Chatt B die formenreiche *hausmanni*-Gruppe *(hausmanni, exlaevigata, decemplicata).*

Von stratigraphischem Interesse ist, daß *Pecten (Hilberia) semicostata* die Miocän-Grenze überschreitet und noch in der Vierland-Stufe gefunden wird. Diese schließt sich damit auch paläontologisch unmittelbar an das höchste bekannte Chatt an und wir dürfen annehmen, daß Profile, in denen Chatt C vorhanden ist, das Chatt im wesentlichen vollständig repräsentieren.

Schriftenverzeichnis

ALBRECHT, J. C. H. & VALK, W.: Oligocaene Invertebraten von Südlimburg. — Meded. Geol. Sticht., (C-IV-1) **3**:163 S., 27 Taf., Maastricht 1943.

ANDERSON, H.-J.: Die Pectiniden des niederrheinischen Chatt. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **1**:297—321, 3 Taf., 1 Abb., Krefeld 1958

— Die Muschelfauna des nordwestdeutschen Untermiozän. — Palaeontographica, (A) **113**:61—179, Taf. 13—18, 2 Tab., Stuttgart 1959.

— Gliederung und palaeogeographische Entwicklung der Chattischen Stufe (Oberoligocän) im Nordseebecken. — Meyniana, **10**:118—146,3 Abb., Kiel 1961.

— Jüngstes Oligocän und die Oligocän-Miocän-Grenze im Nordseebecken. — Vortrag 2. Sympos. Neog. Nord. Gent 1961 (im Druck).

GLIBERT, M.: Faune malacologique des Sables de Wemmel. 1 Pelecypodes. — Mém. Mus. r. Hist. Nat. Belg. **78**:242 S., 7 Taf., Brüssel 1936.

— Pélécypodes et Gastropodes du Rupélien supérieur et du Chattien de la Belgique.— Mém. Inst. r. Sc. Natur. Belg., **137**:97 S., 6 Taf., Brüssel 1957.

GÖRGES, J.: Die oberoligozänen Pectiniden des Doberges bei Bünde und ihre stratigraphische Bedeutung. — Paläont. Z., **24**:9—22, 3 Taf., Stuttgart 1951.

GOLDFUSS, G. A. unter Mitwirkung von MÜNSTER, G. Graf zu: Petrefacta Germaniae, **2**: S. 1—68, Taf. 72—96, Düsseldorf 1834; S. 69—140, Taf. 97—121, Düsseldorf 1835.

HEERING, J.: Die oberoligocänen Bivalven (mit Ausnahme der Taxodonten) aus dem Peelgebiete (die Niederlande). — Meded. Geol. Sticht., (C-IV-1) **4**:1—48, 10 Taf., Maastricht 1944

HUBACH, H.: Das Oberoligocän des Doberges bei Bünde in Westf. — Diss. Berlin 1922, und: Ber. Naturhist. Ges., **103**:1—69, 4 Taf., 7 Tab., Hannover 1957.

KOENEN, A. v.: Die Fauna der unter-oligocänen Tertiärschichten von Helmstedt bei Braunschweig. — Z. deutsch. geol. Ges., **17**:459—534, Taf. 15—16, Berlin 1865.

— Das marine Mittel-Oligocaen Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. II. Teil. — Palaeontographica, **16**:223—296, Taf. 26—30, Cassel 1868.

— Das norddeutsche Unteroligocaen und seine Molluskenfauna. — Abh. geol. Spez.-Kart. Preußen etc., **10**, 1—7:1458 S., 101 Taf., Berlin 1889—1894.

LIENENKLAUS, E.: Die Ober-Oligocän-Fauna des Doberges. — Jber. naturw. Ver. Osnabrück, **8**:43—174, Taf. 1—2, Osnabrück 1891.

NYST, P. H.: Description des Coquilles et des Polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. — 697 S., 48 Taf., Brüssel 1844; Mém. cour. sav. étrang. Acad. r. Sc. Bell. Lettr., **17**:688 S., 15 Taf., Brüssel 1845.

PHILIPPI, R. A.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärversteinerungen des nordwestlichen Deutschland. — 85 S., 4 Taf., Cassel (Th. Fischer) 1843.

ROGER, J.: Révision des Pectinidés de l'Oligocène du Domaine nordique. — Mém. Soc. Geol. France (N. S.) **23**, 1 (Mém No. 50):57 S., 2 Taf., Paris 1944.

SACCO, F.: I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, **24**, Turin 1897.

SPEYER, O.: Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Palaeontographica, **9**:247—338, Taf. 40—43, Cassel 1864.

— Die ober-oligocaenen Tertiärgebilde und deren Fauna im Fürstenthum Lippe-Detmold. Palaeontographica, **16**:1—52, Taf. 1—5, Cassel 1866.

— & KOENEN, A. v.: Die Bivalven der Casseler Tertiär-Bildungen. — Abh. geol. Spez. Kart. Preußen etc., **4**, 4:31 Taf., Vorwort und Erl. von A. v. KOENEN, Berlin 1884.

STREMME, E.: Beitrag zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen zwischen Cassel und Detmold, nebst einer Besprechung der norddeutschen Pecten-Arten. — Z. deutsch. geol. Ges., **40**:310—354, Taf. 20—21, Berlin 1888.

TEPPNER, W. v.: Lamellibranchiata tertiaria. Anisomyaria II. — Foss. Cat. (I) **15**:64 — 296, Berlin 1922.

Manuskript eingegangen am 26. 1. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 106—116	7 Abb.	Taf. 14	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Über eine neue Form von Tubusplatten devonischer Crinoiden

Von

HERTHA SIEVERTS-DORECK, Stuttgart

Mit 7 Abbildungen und Tafel 14

Kurzfassung

Die Studie befaßt sich mit einem dankbaren, aber bisher vernachlässigten Gebiet der Paläontologie: der Bestimmung und Beschreibung von Einzelteilen des Crinoidenskeletts.

Drei Sammler fanden im Mitteldevon der Eifel eigenartige Plättchen und Stäbchen, die wegen ihrer Gestalt und ihrer Begrenzungsflächen als Tubusplatten gedeutet werden, speziell als Randplatten aus dem Dach pilzförmiger Tuben. Zum Vergleich werden Einzelplatten aus dem Karbon der USA und aus dem Perm von Timor herangezogen. Rekonstruktionen der Dachfläche (nach R. C. MOORE und J. WANNER) veranschaulichen die Lage und Stellung der Einzelplatten.

Die Begrenzungsflächen der Eifeler Funde stimmen im Prinzip mit denen der jungpaläozoischen Vergleichsformen überein; eine Zuordnung zu einer der zitierten Gattungen kommt jedoch nicht in Frage. Auch die übrige Literatur bietet keine Möglichkeit, die isolierten Eifeler Randplatten einer schon bestehenden Gattung zuzuordnen; möglicherweise sind die zugehörigen Kelche, Arme und Stiele noch gar nicht bekannt. Aus diesem Grunde wird (nach dem Vorbild von *Teratocrinus* WANNER) für die Tubusplatten aus dem Eifeler Devon eine neue Gattung (*Stegocrinus*) aufgestellt. Die Typusart umfaßt spatenförmige, eine zweite Art stäbchenartige Randplatten.

Bisweilen findet man im Mitteldevon von Gerolstein plättchen- oder stäbchenartige Gebilde, die man auf den ersten Blick für Seeigel-Stacheln halten könnte. Bei näherem Zusehen erkennt man jedoch an zwei gegenüberliegenden Stellen des „Schafts" bandförmige Nahtflächen, die fast die ganze Länge einnehmen; außerdem ist das dickere Ende der Stäbchen quer ausgehöhlt. Es liegen daher keine Seeigel-Stacheln, sondern Einzelteile des Crinoiden-Skeletts vor und zwar Randplatten aus dem „Dach" pilzförmiger Tuben.

Ähnliche, von WANNER, MOORE und von MOORE gemeinsam mit PLUMMER beschriebene Einzelplatten bestätigen diese Deutung. Zur systematischen Bestimmung der Eifler Funde trägt diese Literatur allerdings nicht bei; auch SCHULTZES „Echinodermen des Eifler Kalkes" und andere Werke bieten nichts Vergleichbares. Zweifellos liegt hier ein neuer Typus von Proboscis-Platten vor; er dient zur Aufstellung der neuen Gattung *Stegocrinus*.

Herr Dr. B. Dohm (Gerolstein) stellte für die vorliegende Bearbeitung fünf Plättchen aus seiner eigenen Sammlung und aus der Sammlung Bloos zur Verfügung; für diese Leihgaben sei verbindlichst gedankt. Zwei weitere Stücke wurden 1948 von der Verfasserin gesammelt; sie befinden sich jetzt gleichfalls in der Sammlung Dohm.

Gattung Stegocrinus n. g.

Diagnose

Begründet für randliche Tubusplatten der Dachfläche mit folgenden Begrenzungsflächen: einer gewölbten Oberseite, einer ± ebenen Unterseite, zwei langen, bandförmigen seitlichen Nahtflächen, einer proximalen Querrinne und einer weiteren, bandförmigen Nahtfläche an der unteren Längsseite dieser Rinne.

Gestalt spaten- oder walzenförmig, mit nach außen vorspringendem, zugeschärftem Distalrand; im jetzigen Erhaltungszustand reichlich 2 bis fast 4mal so lang wie breit. Größte Dicke der Platten am proximalen Ende. — Unterseite nahe am proximalen Ende mit einem vorwärts und schräg nach unten gerichteten, plattenartigen Vorsprung versehen; zwischen diesem und dem proximalen Teil der Platte eine Querrinne mit gerundetem Boden. Das Dach der Querrinne stets länger und dicker als der plattenartige Vorsprung an ihrer Basis. — Querschnitt der Platten bei Beginn der Querrinne ± queroval oder rund.

Hauptfläche der Unterseite schmäler und kürzer als die Oberseite, am Distalende ausgehöhlt.

Seitliche Nahtflächen distal fast bis an den Außenrand reichend. Oberkante durch eine markante Furche bezeichnet; darunter zunächst ein schmaler, senkrecht gekerbter Querstreifen, dem zwischen Querrinne und Distalrand ein glatter, nach innen und unten abgeschrägter Teil folgt. Seitliche Nahtflächen des plattenförmigen Vorsprungs gleichfalls gekerbt.

Name: Von griechisch *στέγος*, das Dach.

Typusart: *Stegocrinus dohmi* n. sp. — Andere Art: *Stegocrinus bloosi* n. sp.

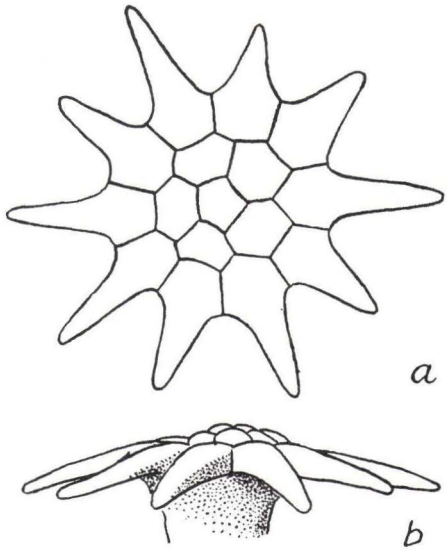
Verbreitung: Unteres Mitteldevon, obere Calceola-Schichten (*Subtransversa*-Mergel) und oberes Mitteldevon (Fleringer Schichten), Umgebung von Gerolstein, Eifel.

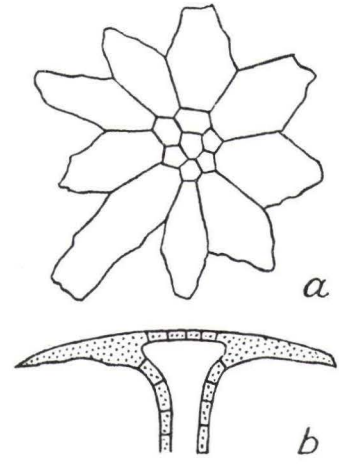
Ergänzungen zur Gattungsdiagnose

1. Zur Lage und Stellung der Plättchen

Lage und Stellung der *Stegocrinus*-Plättchen lassen sich gut veranschaulichen mit Hilfe jungpaläozoischer Tubusplatten, deren ursprünglicher Zusammenhang bekannt ist, oder deren Anordnung wiederhergestellt werden konnte (Abb. 1—2).

Die meisten Vergleichsplatten sind distal in einen Stachel ausgezogen und werden daher auch „Tubusstacheln" genannt; andere sind blattartig verlängert. Beide Typen bilden den randlichen Ring pilzförmiger Analsäcke. Diese Randplatten liegen horizontal oder richten sich ein wenig abwärts; vielfach ragen sie an der Peripherie weit über die Armspitzen hervor. Das Zentrum der Dachfläche ist mit polygonalen Plättchen ausgefüllt, deren Zahl wechselt; in Einzelfällen sind die Tubus-





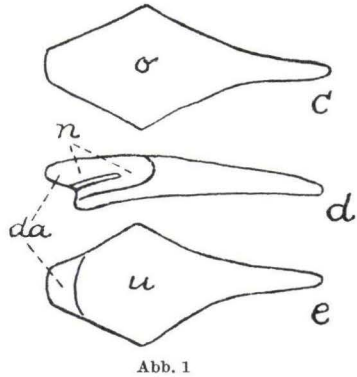


Abb. 1

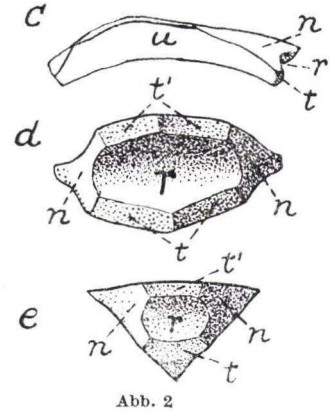


Abb. 2

Abb. 1. *Zeacrinus acicularis* MOORE & PLUMMER. Pennsylvanian, Oklahoma. — a—b das rekonstruierte Dach der Proboscis, a von der Ventralseite, b lateral. × 1,75. — c—e Eine einzelne Randplatte („anal sack spine") von oben (o), von der Seite und von unten (u); proximales Ende links. n die gefurchte seitliche Nahtfläche, da die Dachfläche der proximalen Querrine. × 1,75. (Nach MOORE & PLUMMER 1938.)

Abb. 2. *Teratocrinus spathulifer* WANNER. Oberperm, Indonesisch-Timor. — a Schematische Ansicht der Proboscis von der Ventralseite. × ½. — b Schematischer Vertikalschnitt durch das distale Ende der Proboscis. × ½. — c Eine einzelne Randplatte aus dem Dach der Proboscis von der Schmalseite. × 2. n seitliche Nahtfläche; r proximale Querrinne; t Nahtfläche für eine Platte der röhrenförmigen Proboscis. — d, e Proximales Ende zweier Randplatten mit der proximalen Querrinne (r), den seitlichen Nahtflächen (n), den Nahtflächen für zentrale Tubusplatten des Dachs (t') und für Plättchen der röhrenförmigen Proboscis (t). × 2. (Nach WANNER 1940.)

stacheln geringzählig und treffen sich in der Mitte ohne Hinzutreten von Füllplatten. Die stets vorhandene Querrinne erweist sich als Teilwand der Tubushöhle (Abb. 2b, d, e). — Das ausgedehnte Dach der Proboscis wird von einer engen Röhre gestützt, die das Dach gleichzeitig mit der Kelchkapsel verbindet (vgl. Abb. 1b und 2b, die noch den oberen Teil dieser Röhre zeigen).

Die isolierten Tubusplatten von *Stegocrinus* stammen gleichfalls aus dem Randsaum des Dachs. Wie sich aus der Länge der seitlichen Nahtflächen ergibt, ragten diese Randplatten nur wenig über die Peripherie der gemeinsamen Dachfläche hinaus. Der Rand war vermutlich etwas unregelmäßig „festonniert". — Etwaige Zwischenplatten aus Randsaum und Zentrum sind noch nicht bekannt. Es ist auch verfrüht, das zentrale Dach zu rekonstruieren, weil die Oberseite aller *Stegocrinus*-Plättchen am proximalen Ende beschädigt ist.

2. Zur Morphologie der Plättchen

Die meisten *Stegocrinus*-Plättchen stammen aus großwüchsigen Analsäcken. Der Durchmesser des Dachs erreichte — selbst wenn man etwaige zentrale Füllplatten außer acht läßt — gegen 40 mm (D_3, Taf. 14 Fig. 5).

Die Oberseite (o) und die Hauptfläche der Unterseite (u) gehören zur „Außenfläche" der Proboscis, die proximale Querrinne r (als Teilwand der Tubushöhle) zu deren „Innenfläche". Alle übrigen in der Diagnose genannten Begrenzungsflächen sind Nahtflächen.

Die Oberseite und die Hauptfläche der Unterseite kann man an ihrer Wölbung und Größe stets gut voneinander unterscheiden. Die beiden Flächen stoßen nur am zugeschärften Distalrand unmittelbar aneinander; an den Längskanten werden sie durch die seitlichen Nahtflächen getrennt. Bei der Typusart bilden Ober- und Unterseite die beiden Breitseiten der Platten.

Die Oberseite ist proximal im Querprofil etwas stärker gewölbt als am distalen Ende. Ihre Längskanten divergieren distalwärts unbedeutend oder laufen einander parallel.

Von unten gesehen, sind die Platten in eine Anzahl von Flächen aufgeteilt und bei der Typusart asymmetrisch gebaut.

Die größte Fläche (u) beginnt an der Unterkante der Nahtfläche t auf dem Vorsprung b und reicht bis zum Distalrande der Platte. Im größten Teil ihres Verlaufs ist sie eben; erst nahe am Distalende zeigt sich eine Auskehlung, zuerst schwächer, dann stärker. Der Rand selbst wird von einer Furche begleitet (Abb. 3a, 4a, 6a). — Die Breite der Fläche u ist nicht überall gleich. Am schmalsten ist sie an der breitesten Stelle der seitlichen Nahtflächen, also dort, wo eine Delle (d) auftritt. Bei der Typusart verbreitert sich die Fläche u von hier aus allmählich distalwärts, bei einem nicht ganz typischen Exemplar (cf. *dohmi*, Abb. 6a) und bei *Stegocr. bloosi* (Abb. 7a) in der Hauptsache erst am Distalrande.

Die proximale Querrinne (r) ist am Boden gerundet wie bei *Teratocrinus spathulifer* (Abb. 2b, d, e; 3b, 5b). Sie nimmt die ganze Plattenbreite ein; das gilt auch für die Basis des plattenförmigen Vorsprungs b, der die Rinne unten begrenzt. Mit zunehmender Höhe wird der Vorsprung bei der Typusart schmäler; wie Abb. 3a und 4a zeigen, verschiebt er sich gleichzeitig zur einen Längskante hin. Dadurch gelangt die eine gekerbte Seitenfläche des Vorsprungs (n', Abb. 3a, oben) fast in die Ebene des gekerbten Querstreifens von n. Für ihre Gegenfläche (n', Abb. 3a, unten) trifft dies nicht zu. — Auf der bandförmigen, vierseitigen Nahtfläche t des plattenförmigen

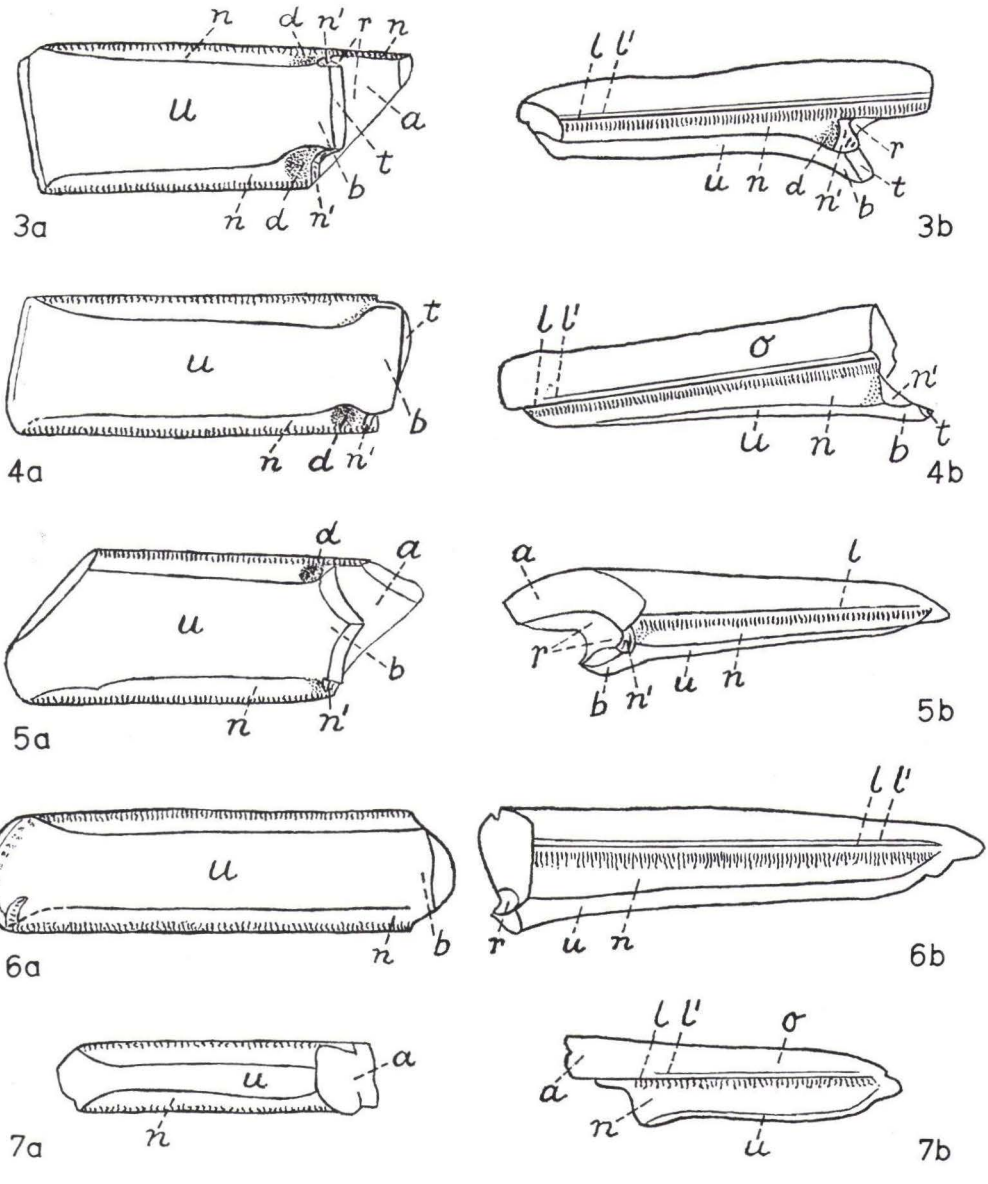


Abb. 3—7. Proboscis-Platten von *Stegocrinus* aus dem Mitteldevon der Eifel. a jeweils von unten, etwa 3,4×; b seitlich, etwa 3,5×. Distales Ende in Abb. 5b—7b rechts, sonst links. Kerbung der seitlichen Nahtflächen schematisiert. Abb. 3—5. *Stegocrinus dohmi* n. g. n. sp. (vgl. Taf. 14, Fig. 1—3). Abb. 6. *Stegocrinus* cf. *dohmi* n. sp. (vgl. Taf. 14 Fig. 4). Abb. 7. *Stegocrinus bloosi* n. g. n. sp. (vgl. Taf. 14 Fig. 6).
o Oberseite, u Hauptfläche der Unterseite, n seitliche Nahtfläche mit dem senkrecht gekerbten Querstreifen unter der Oberkante, n′ die kleinen seitlichen Nahtflächen des plattenförmigen Vorsprungs b, l markante Längsfurche über n, l′ zweite, schwächere Längsfurche über l, d Delle am proximalen Ende des glatten Teils von n, r proximale Querrinne, a deren Dach, b plattenförmiger Vorsprung der Unterseite, t dessen Nahtfläche für eine Platte des röhrenförmigen Teils der Proboscis.

Vorsprungs (Abb. 3b) inserierte eine Platte des röhrenförmigen Teils der Proboscis (vgl. auch t in Abb. 2e von *Teratocrinus spathulifer*).

Die Neigung des glatten Teils der seitlichen Nahtflächen (n) und die Ausbildung der Dellen (d) ist auf den beiden Längsseiten etwas verschieden. Liegt n′ fast in gleicher Ebene mit dem gekerbten Querstreifen von n (Abb. 3a, oben), so ist der glatte Teil von n steiler nach innen abgeschrägt und die Delle d schwächer entwickelt. Auf der gegenüberliegenden Längsseite (Abb. 3a, unten) fällt n schwächer ein und d ist kräftiger ausgebildet. — Die asymmetrische Ausbildung der Unterseite läßt auf eine Differenzierung der Randplatten von *Stegocrinus* schließen.

Die seitlichen Nahtflächen enden ± spitz am Distalrande. Die Höhe ihres gekerbten Querstreifens bleibt von proximal bis distal annähernd gleich. Der untere, glatte Teil von n reicht lediglich von den Seitenflächen n′ des plattenförmigen Vorsprungs b bis nahe an den Distalrand der Platte (Abb. 3a—5b). — Die Skulptur des Querstreifens besteht aus engstehenden Leistchen, die vielfach wurmförmig gewunden sind. Bei *Stegocrinus* cf. *dohmi* kommen Körnchen hinzu.

Die tiefe Längsfurche am Oberrand der seitlichen Nahtflächen hat einen V-förmigen Querschnitt; wahrscheinlich beherbergte sie ein Ligament. Die darüberfolgende schmale, gerundete Längsleiste ist bei *Stegocrinus* cf. *dohmi* mit einer Körnchenreihe bedeckt. Diese Leiste und die darüber folgende zweite, schwächere (Ligament?-) Furche beteiligten sich wahrscheinlich gemeinsam mit n an der Gelenkung benachbarter Randplatten.

Verwandliche Beziehungen

Schriften von Wanner (1924, 1940), Moore & Plummer (1938) und von Moore allein (1939) machen uns mit isolierten „Tegminalien" aus dem Karbon und Perm bekannt, die in wesentlichen Merkmalen mit den Eifeler Funden übereinstimmen. Alle diese Einzelplatten besitzen die gleichen Begrenzungsflächen: eine Oberseite, eine Unterseite, zwei seitliche Nahtflächen, eine proximale Querrinne und — bisher nur bei *Terato-* und *Stegocrinus* deutlich erkannt — ein oder zwei Nahtflächen für Tubusplatten der röhrenförmigen Proboscis. Ferner liegt die größte Dicke der Platten jeweils am proximalen Ende. Dort umgreifen die seitlichen Nahtflächen die proximale Querrinne, deren Dach meist etwas länger ist als der basale Teil der Wandung. Die proximale Querrinne liegt stets weit vorn.

Andrerseits bestehen auch Unterschiede. So sind die seitlichen Nahtflächen der Karbon- und Permformen stets glatt; bei *Stegocrinus* hingegen ist der oberste Streifen skulptiert. Ferner sind die Randplatten aus dem Karbon distal in einen Stachel ausgezogen, wodurch ihr Umriß fast drachenförmig wird; die stachelfreien *Stegocrinus*-Plättchen erscheinen ± rechteckig. Bei den Karbonformen ist der Unterschied zwischen Plattenlänge und Länge der seitlichen Nahtflächen beträchtlich, bei *Stegocrinus* gering. Ferner zeigen manche Karbon-Arten am proximalen Ende der Unterseite verzweigte Furchen, und ihre seitlichen Nahtflächen sind der Länge nach „ausgefurcht"[1]; derartige Bildungen fehlen bei *Stegocrinus*.

Die isolierten Proboscis-Platten des permischen *Teratocrinus* unterscheiden sich von den *Stegocrinus*-Platten durch die blattartige Verlängerung distalwärts, die

[1]) Anzeichen für kanalartige, blind endende Ausweitungen der Tubushöhle.

±starke Krümmung des „Blatts" in der Längsrichtung, die Zuschärfung an den Seitenrändern, den dreiseitigen Querschnitt, die Kürze der seitlichen Nahtflächen, das stets kleine Dach über der proximalen Querrinne und andere Merkmale.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß die *Stegocrinus*-Plättchen nichts mit den „oberen Kapselstücken" von *Eucalyptocrinus rosaceus* GOLDFUSS aus der Eifeler Fauna zu tun haben.

Die hier beschriebenen Tubusplatten nehmen somit eine Sonderstellung ein, die uns berechtigt, sie einer neuen Gattung zuzuweisen.

Die Aufstellung einer neuen Gattung für einzeln gefundene Tubusplatten steht nicht vereinzelt da. Auch *Teratocrinus* WANNER aus dem Perm von Timor wurde für diese Plattenart begründet. Außerdem errichtete MOORE (1939, S. 239—242) für Randplatten aus dem Analsack von Hydreionocriniden die Sammelgruppe Gisacanthostegae mit dem Gruppen-Typus *Gisacanthostega expansa* MOORE (Pennsylvanian, Kansas).

Die zum Vergleich benutzten Tubusplatten aus dem Karbon liegen teils isoliert, teils im ursprünglichen Zusammenhang vor; die permischen Funde *(Teratocrinus)* sind nur isoliert bekannt. Mit Ausnahme von *Teratocrinus*, dessen systematische Stellung unbekannt ist, gehören sie alle zu den dizyklischen Inadunata, und zwar zu folgenden Familien, Gattungen und Arten:

1. Hydreionocrinidae JKL., Miss., Pennsylvanian? (Analsack stets pilzförmig). — *Hydreionocrinus wetherbyi* W. & SPR. und *H. depressus* (HALL ex TR.), beide Miss., Kentucky (SPRINGER 1926; lehrreiche Abbildungen auf Tafel 25 und 26). Weitere Abbildungen verschiedener Arten von *Hydreionocr.* z. B. bei WRIGHT 1939 (Tafel 2 und 4) und 1951 (Tafel 15 und 16). — *Gissacanthostega expansa* MOORE 1939, Pennsylv., Kansas (nur durch randliche Tubusplatten bekannt).

2. Pirasocrinidae MOORE & LAUDON, Miss., Pennsylvanian (Analsack stets pilzförmig). — *Sciadiocrinus* ? *crassacanthus* M. & PL. 1938 und *Sciadiocrinus* ? sp. M. & PL. 1938, beide Pennsylv. (Oklahoma und Arkansas) und nur durch Tubusplatten bekannt.

Ferner haben *Pirasocrinus* M. & PL. 1940, Pennsylv., *Schistocrinus confertus* M. & PL. 1940 und *Schistocr. parvus* M. & PL. 1940, beide Pennsylv., Texas, die hier geschilderten Randplatten.

3. Zeacrinidae KIRK, Miss.-Perm. (Analsack pilz- oder pyramidenförmig). — *Zeacrinus acicularis* (M. & PL. 1938), Pennsylv., Oklahoma (unter *Xystocrinus* ?; nur durch Tubusplatten bekannt).

Auch *Tholocrinus* KIRK 1939, Miss., besitzt Tubusstacheln der hier beschriebenen Art.

Als „Crinoidea incertae sedis" wären anzuschließen: *Teratocrinus spathulifer* WANNER 1924, 1940 und *Teratocrinus* (?) *triangulatus* WANNER 1940, Oberperm, Timor (nur durch Tubusplatten bekannt). —

Teratocrinus (?) *bulbosus* WANNER 1940 hingegen, gleichfalls aus dem Oberperm von Timor, entfernt sich weit von den hier behandelten Formenkreisen. Auch der permische *Cadocrinus variabilis* (WANNER) mit pilzförmig ausgebreitetem Ventralsack (WANNER 1916, 1924) ist meines Erachtens nicht an die oben genannten Gruppen anzuschließen.

Beschreibung der Arten

Stegocrinus dohmi n. sp.

Taf. 14 Fig. 1—3 und Abb. 3—5

Material: Ein Plättchen der Slg. BLOOS (B_1) und zwei der Slg. DOHM (D_1, D_2), alle drei aus grauen, bröckligen *Subtransversa*-Mergeln, obere Calceola-Schichten; Südseite des Heiligensteins bei Gerolstein, Eifel. — Ferner ein Exemplar der Slg.

Sieverts-Doreck (S_1) aus dem oberen Mittel-Devon (Fleringer Schichten), Höhe 437 des Dachsbergs bei Gerolstein.

Erhaltung: Sämtliche Stücke sind beschädigt. Die Dachfläche der proximalen Querrinne ist an B_1 (dem Typus-Exemplar), an D_1 und an D_2 nur teilweise erhalten; an S_1 (dem Paratypus) fehlt sie ganz. Der plattenartige Vorsprung auf der Unterseite ist nebst seinen drei Nahtflächen an B_1 vollständig, an S_1 teilweise überliefert. Größere oder kleine Teile der proximalen Querrinne sind an allen vier Exemplaren vorhanden. Der Distalrand ist an B_1 und S_1 am besten erhalten.

Maße in mm:

Exemplar	GL[1])	L[2])	B[3])	D[4])	L:B[5])
B_1	15,4	12,1	5,5	4,1	2,2
S_1	16,1	14,4	5,3	4,1	2,7
D_1	16,5	12,8?	5,7	3,8	2,2
D_2[6])	14,5	md. 13,5	5,0	2,9	2,7

[1]) GL = erhaltene Gesamtlänge

[2]) Gemessen längs der Oberseite vom Distalrand bis zum Beginn der Querrinne. Diese Teillänge wurde zur Vermessung ausgewählt, weil sämtliche Plättchen am proximalen Ende beschädigt sind.

[3]) An der Oberseite bei Einsetzen der Querrinne gemessen.

[4]) Bei Einsetzen der Querrinne gemessen.

[5]) An unbeschädigten Exemplaren würde man nicht L : B, sondern GL : B berechnen.

[6]) Wegen schlechter Erhaltung nicht abgebildet. md. = mindestens.

Diagnose: Plättchen spatenförmig, ziemlich flach, breit und kurz, am Distalrand quer abgestutzt; L[2]): B am Typusexemplar = 2,2. Querschnitt bei Beginn der Querrinne queroval.

Hauptfläche der Unterseite nur wenig schmäler als die Oberseite, an den Dellen der seitlichen Nahtflächen eingeengt und von hier aus distalwärts allmählich verbreitert.

Unterseite der Platten asymmetrisch gebaut. Plattenförmiger Vorsprung dieser Seite kurz, zu der einen Längskante hin verschoben und hier niedriger als an der Gegenseite; die ihn abstutzende, bandförmige Nahtfläche wahrscheinlich glatt. Seitliche Nahtflächen des Vorsprungs vermikuliert, in Gestalt und Stellung ungleich.

Seitliche Nahtflächen relativ niedrig. Länge (L′) ihres glatten Teils am Typusexemplar 10,4 mm, Gesamthöhe (H) in der Mitte der Platte 1,4 mm; L′ : H = 7,4. Am proximalen, breiten Ende der glatten Fläche je eine Delle.

Typen: Holotypus ist Platte B_1, Slg. Bloos, aufbewahrt im Kreisheimatmuseum des Kreises Daun, alter Pfarrhof Sarresdorf in Gerolstein. Paratypus: S_1, Slg. Sieverts-Doreck, jetzt Slg. Dohm, Gerolstein.

Name: Zu Ehren des Geologen Dr. B. Dohm, Gerolstein.

Bemerkungen: Wie in der Diagnose angegeben, ist der plattenförmige Vorsprung der Unterseite auf der einen Seite kürzer als auf der anderen. Im ersten Fall ist die seitliche Nahtfläche (n′) annähernd dreiseitig und die distal folgende Delle (d)

[2]) Vom Beginn der Querrinne bis zum Distalrand gemessen.

schwach entwickelt. Im zweiten Fall, also auf der Gegenseite, gleicht die seitliche Nahtfläche n′ mehr einem schmalen Bande, und die benachbarte Delle tritt deutlicher hervor.

Beziehungen: Siehe unter *Stegocrinus bloosi* n. sp.

Stegocrinus cf. *dohmi n. sp.*

Taf. 14 Fig. 4 und Abb. 6

Material: Ein Exemplar der Slg. BLOOS (B_2) aus grauen, bröckligen *Subtransversa*-Mergeln, obere Calceola-Schichten; Südseite des Heiligensteins bei Gerolstein. Aufbewahrungsort: Kreisheimatmuseum des Kreises Daun, alter Pfarrhof Sarresdorf, Gerolstein.

Erhaltung: Dach- und Basisfläche der proximalen Querrinne sind dicht über ihrer Basis abgebrochen; vom Boden der Rinne ist noch ein kleines Stück sichtbar (Abb. 6b, r). Die Mitte der Oberseite ist in ganzer Länge beschädigt.

Maße: Erhaltene Gesamtlänge (GL) 19,1 mm; Länge vom Beginn der Querrinne bis zum Distalrand (L) 18,4 mm; Breite (B) und Dicke (D) bei Beginn der Querrinne je 4,8 mm. L : B = 3,8. — Länge des glatten Teils der einen seitlichen Nahtfläche mindestens 16 mm; Gesamthöhe dieser Nahtfläche in der Mitte der Platte 2,0 mm; größte Höhe dieser seitlichen Nahtfläche (an der Delle) 2,6 mm.

Dieses Fundstück nimmt eine Mittelstellung zwischen den Arten *dohmi* und *bloosi* ein. Es wird an die erstgenannte Art angeschlossen, weil die Flächen o und u die Breitseiten der Platte bilden. Doch ist das Stück merklich länger und schmäler als die zu *dohmi* gestellten Exemplare (L : B bei der cf.-Form = 3,8, bei *dohmi* nur 2,2 und 2,7). Ferner sind die seitlichen Nahtflächen höher, und die Platte ist bei Beginn der Querrinne fast rund (statt quer-oval). Damit ergeben sich Anklänge an *Stegocrinus bloosi*.

Die Unterseite (u) mißt in der Mitte des Stäbchens 3,4 mm bei 4,8 mm Gesamtbreite. Sie ist ganz schwach konvex und höhlt sich erst kurz vor dem Distalrande etwas aus.

Der verzierte Querstreifen der seitlichen Nahtflächen ist mit längeren und kürzeren, wurmförmig gewundenen Leistchen, stellenweise auch mit Körnchen bedeckt. Die Höhe dieses Streifens mißt proximal schätzungsweise reichlich ein Drittel, distal etwa die Hälfte der Gesamthöhe von n. Dellen sind anscheinend nicht vorhanden.

Die beiden (Ligament?-)Furchen l und l′ oberhalb der seitlichen Nahtflächen und die dazwischenliegende Längsleiste sind relativ gut erhalten. Die Leiste ist gerundet und mit einer Körnchenreihe versehen.

Der Distalrand springt stumpfwinklig vor. Der Scheitel dieses Winkels liegt nicht ganz in der Mittellinie.

Stegocrinus sp.

Taf. 14 Fig. 5

Material: Stück D_3 aus der Slg. DOHM, gesammelt in grauen, bröckligen *Subtransversa*-Mergeln der oberen Calceola-Schichten; Südseite des Heiligensteins bei Gerolstein.

Erhaltung: Das Stück ist an beiden Enden beschädigt; von dem plattenförmigen Vorsprung der Unterseite ist nur die Basis erhalten. Die seitlichen Nahtflächen sind infolge Anwitterung fast unkenntlich. Trotzdem wurde dieser Fund abgebildet, weil die Dachfläche der Querrinne durch ihre Länge von 5,2 mm alle anderen Platten übertrifft.

Maße: Erhaltene Gesamtlänge (GL) 19,0 mm; Länge von Beginn der Querrinne bis zum Distalrand (L) 13,8 mm; Breite (B) und Dicke (D) bei Beginn der Querrinne 4,4 und 3,6 mm. L : B etwa 3,1.

Wenn der Erhaltungszustand nicht täuscht, bilden Ober- und Unterseite (o und u) wie bei *Stegocrinus dohmi* die Breitseiten der Platte. Auch das querovale Profil bei Beginn der Querrinne, die Verschiebung des Vorsprungs zur einen Längskante hin und „Spuren" von Dellen sprechen für eine Verwandtschaft mit der Typusart. Es ist möglich, daß D_3 eine schmale und zugleich etwas längere Abart von *dohmi* darstellt.

Stegocrinus bloosi n. sp.

Taf. 14 Fig. 6 und Abb. 7

Material: Ein Exemplar der Slg. Sieverts-Doreck (S_2, jetzt Slg. Dohm). Fleringer Schichten, oberes Mitteldevon; Höhe 437 des Dachsbergs bei Gerolstein.

Erhaltung: Die Platte ist am proximalen Ende beschädigt. Der proximale Teil des Dachs über der Querrinne und der plattenförmige Vorsprung der Unterseite sind abgebrochen.

Maße: Erhaltene Gesamtlänge 12,6 mm; Länge vom Beginn der Querrinne bis zum Distalrand (L) $\sim$ 10,7 mm; Breite (B) und Dicke (D) beim Einsetzen der Querrinne 3,0 und 3,2 mm. L : B = $\sim$ 3,6.

Diagnose: Plättchen nahezu walzenförmig, relativ lang, schmal und dick; im jetzigen Erhaltungszustand mehr als viermal so lang wie breit. L : B am Typus-Exemplar = 3,6. Querschnitt bei Beginn der proximalen Querrinne fast rund. Hauptfläche der Unterseite wesentlich schmäler als die Oberseite und kurz vor dem Distalende zungenartig verbreitert. Der etwas beschädigte Distalrand schief vorgezogen.

Seitliche Nahtflächen sehr hoch; Gesamthöhe (H) in der Mitte der Platte 2,0 mm; Länge (L') des glatten Teils am Typusexemplar 10,4 mm. L' : H = rund 5.

Holotypus: Das einzige hierhergehörige Exemplar S_2.

Name: Nach dem Kunstmaler und Fossilsammler Willi Bloos, früher an der Düsseldorfer Akademie, seit etwa 1918 in Gerolstein wohnhaft und dort am 25. 12. 1960 im Alter von 74 Jahren verstorben. (Freundliche Mitteilung von Dr. B. Dohm.)

Bemerkungen: Die Unterseite (u) mißt in der Mitte des Stäbchens 1,4 mm bei 3 mm Gesamtbreite. Dellen sind auf dem glatten, proximalen Teil der seitlichen Nahtflächen offenbar nicht vorhanden.

Beziehungen: *Stegocrinus bloosi* unterscheidet sich von *Stegocr. dohmi* durch die fast stäbchenförmige Gestalt. Im einzelnen ist das zu *bloosi* gestellte Stäbchen relativ länger und dicker; seine Breite ist hingegen geringer. Der Querschnitt des Stäbchens ist bei Beginn der Querrinne annähernd rund (bei *dohmi* queroval); die seitlichen Nahtflächen sind höher (L' : H = $\sim$ 5 gegenüber 7,4 bei *dohmi*), und Dellen fehlen

wahrscheinlich. Die Hauptfläche (u) der Unterseite unterscheidet sich durch ihre geringe Breite und die zungenförmige Verbreiterung am Distalende leicht von der entsprechenden Fläche der Typusart.

Zusammenfassung

Einzeln gefundene Tubusplatten aus dem Mitteldevon von Gerolstein werden als Randplatten aus dem Dach der Proboscis gedeutet. Für diese Plättchen wird die neue Gattung *Stegocrinus* mit den Arten *dohmi* n. sp. und *bloosi* n. sp. errichtet. Randplatten mit vergleichbaren Begrenzungsflächen sind bereits aus dem Karbon und Perm bekannt.

Schriftenverzeichnis

MOORE, R. C.: The use of fragmentary crinoidal remains in stratigraphic palaeontology. — Bull. Denison Univ., Journ. Sci. Labs., **33**, S. 165—250, 14 Abb., 4 Taf., Denison (1938) 1939.

— & F. B. PLUMMER: Upper Carboniferous crinoids from the Morrow subseries of Arkansas, Oklahoma, and Texas. — Bull. Denison Univ., Journ. Sci. Labs., **32**, S. 209 bis 313, 37 Abb., 5 Taf., Denison (1937) 1938.

— — Crinoids from the Upper Carboniferous and Permian strata in Texas. — Univ. Texas, Contrib. to Geology (1939), Bull. 3945, 468 S., 78 Abb., 21 Taf., Austin, Texas, 1940.

SPRINGER, F.: Unusual forms of fossil crinoids. — Proc. U. S. Nat. Mus., **67**, Art. 9, 1—137, 10 Abb., 26 Taf., Washington, D. C., 1926.

STRUVE, W.: Die Frage der Eifler Crinoiden-Schicht (Mittel-Devon) im Lichte feinstratigraphischer Untersuchungen. — Senck. leth., **35**, S. 279—316, 5 Abb. Frankfurt a. M. 1955.

WANNER, J.: Die permischen Echinodermen von Timor. I. Teil. Paläont. von Timor, Liefg. VI, Abh. XI, VIII + 329 S., 88 Abb., 19 Taf., Stuttgart 1916.

— Die permischen Krinoiden von Timor. 2e Nederl. Timor-Exped. 1916, II, VIII + 348 S., 61 Abb., 22 Taf., 's-Gravenhage 1924. (Jaarb. Mijnw. Ned. O.-Indië, Verh. 1921, III.)

— Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Echinodermen von Timor. XIV. Poteriocrinidae. 3. Teil. — Palaeontographica, Suppl.-Bd. **IV**, S. 215—242, 23 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1940.

WRIGHT, J.: The Scottish Carboniferous Crinoidea. — Transact. Roy. Soc. Edinburgh, **60**, pt. I (1939—1940), 78 S., 86 Abb., 12 Taf., Edinburgh 1939.

— A Monograph of the British Carboniferous Crinoidea. Part III. — Palaeontograph. Soc., 1951, 47—102, Abb. 15—41, Taf. 13—31, London 1951.

Manuskript eingegangen am 5. 3. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 117—131	Taf. 15–20	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Zdimir Barrande (Brachiopoda) Redefined

Arthur J. Boucot Pasadena (USA) and Agemar Siehl Bonn

Mit den Tafeln 15–20

Zusammenfassung

Die großwüchsigen, berippten Pentameriden aus dem Greifensteiner Pentamerusquarzit, den Pentamerenkalken des Grazer Devons und der Assise de Bure der Ardennen wurden neu beschrieben und abgebildet. Diese Untersuchung und der Vergleich mit Exemplaren aus Mittelböhmen und dem Ural brachten folgende neue Ergebnisse:

1. Die bearbeiteten Pentameriden gehören alle zur Gattung *Zdimir* Barrande 1881. *Conchidiella* Khodalevitch 1939 ist ein jüngeres Synonym dieser Gattung.
2. Die Form der Brachialplatten, das kurze ventrale Medianseptum und die deutliche Interarea bei *Zdimir* sind typische Merkmale der Gypidulinae und schließen eine Zuordnung zu den Pentameriinae aus. *Zdimir* ist daher vielleicht von *Sieberella* oder *Gypidula* aus dem Emsium, keinesfalls aber, wie bisher angenommen, vom silurischen *Conchidium* abzuleiten.

Introduction

The seemingly anomalous stratigraphic distribution of the pentamerinid genus *Conchidium* (worldwide in strata of Ludlow age, restricted to the Old World in the Eifelian and Givetian, and unknown in the Early Devonian) was partly resolved by Khodalevitch's reassignment (1939) of some of the Russian "*Conchidium*" from the Middle Devonian to the new genus *Conchidiella*. Unfortunately Khodalevitch (1939) implied, and subsequent Russian work (Sarycheva, 1960) has continued to conclude, that *Conchidiella*, as the name suggests, is closely related to *Conchidium*. The Greifenstein pentameroids enabled the writers to reopen the question of the generic and sub-familial affinities of these abundant, large, strongly costate Middle Devonian pentameroids. In essence, the older assignments of large, strongly costate Middle Devonian pentameroids to *Conchidium* rather than to any of the other pentameroid genera appear to have been unduly influenced by the relatively large size and strongly costate ornamentation. It is now clear that previous students of these large, plicated shells have tended to overlook the internal structures in both valves and the presence of well defined interareas. Restudy of Barrande's type

material has enabled us to conclude that the poorly known genus *Zdimir*, whose pedicle valve was originally described as a pelecypod and whose brachial valve was assigned to a new species of *Porambonites*?, is actually a senior synonym of *Conchidiella*. *Zdimir* is admittedly very closely related to *Gypidula* sensu strictu, but the two genera can be distinguished in well preserved specimens by the presence of anteriorly bifurcating costae in *Zdimir*. In addition, some of the specimens of *Zdimir* are almost monstrous in size, as contrasted with other members of the Gypidulinae.

Since the publication of the volume on the Orthoidea and Pentameroidea (Schuchert and Cooper, 1932), a great deal of confusion has arisen regarding the distinctions between the two subfamilies (Gypidulinae and Pentameriinae) of the Pentameridae. Deeply involved in this confusion is the status of the so-called *Conchidium* from the Middle Devonian of the Old World (currently assigned to the genus *Conchidiella*) and the hitherto poorly known genus *Zdimir*. As a result of collecting a large number of well preserved impressions of pentamerids from presumed Massenkalk age rocks (Givetian) near Greifenstein during the field trip of the 1960 Arbeitstagung in Bonn on the Silurian and Devonian the authors found themselves in a position to re-evaluate this problem. The primary distinctions between the two subfamilies are as follows:

1. The outer, inner and septal plates of the Pentameriinae are essential subparallel structures (in septate forms like *Pentameroides* there is a secondary baso-medial inclination and curvature of the proximal part of the septal plates to form the septum), whereas in the Gypidulinae the septal plates are gently convex basally and outer and inner plates are strongly convex medially. The marked change in curvature of the gypidulinid brachial plates produces a characteristic sinuous, somewhat lyre-shaped cross-section, in contrast to the subparallel cross-section of the pentamerinids. It is worth noting, following Schuchert and Cooper (1932, p. 171—173), that the brachial plates of *Clorinda* and *Antirhynchonella* possess a somewhat different structure (they have a medially directed carina at the junction of the inner and outer plates) than the other members of the Gypidulinae.

2. The Pentameriinae lack a well developed interarea, whereas the Gypidulinae (including *Clorinda* and *Antirhynchonella*) possess a well developed interarea. The presence or absence of an interarea would appear to be an easily determinable character, but unfortunately in specimens broken out of hard limestone (which includes much of the Uralian material) the interarea is normally so damaged that its presence or absence is not easily determinable. This problem is well exemplified by impressions of *Zdimir rhenanus* in which rubber replicas admirably demonstrate the presence of an interarea whereas in Uralian specimens of the very similar form *Z. baschkiricus* it is uncertain whether an interarea is present in most specimens. (Examination of the interiors of *Z. baschkiricus* shows that it belongs to the Gypidulinae).

3. The pedicle valve of the Gypidulinae invariably has a relatively small spondylium and very short median septum, unlike that of most pentamerinids, in which a relatively large spondylium and long median septum are present. However, among the pentamerinids, both *Virgiana* and *Platymerella* are characterized by a relatively short spondylium and septum in the pedicle valve and short brachial plates in the

brachial valve, and among the later Silurian pentamerinids *Cymbidium* lacks a median septum in the pedicle valve. *Holorhynchus*, one of the two earliest known members of the pentamerinids, also lacks a median septum in the pedicle valve, but in both *Holorhynchus* and *Cymbidium* the spondylium is relatively long. The placement by AMSDEN (1953, p. 147) of both *Virgiana* and *Platymerella* in the Stricklandidae is not supported by their lack of well defined interareas, which all stricklandids have, and the completely different form of the brachial plates. In stricklandids the outer plates are planar and inserted normal to the floor of the valve. The outer plates sharply intersect the inner plates (which essentially parallel the floor of the valve), almost at right angles, along sutures defining the brachial process, unlike the typical pentamerinid condition present in both *Virgiana* and *Platymerella* in which outer and inner plates are almost co-planar.

In her review of the Pentameracea, RZHONSNITZSKAJA (1961) makes a number of changes in classification:

1. *Conchidiella*, *Zdimir*, and *Leviconchidiella* are assigned to a new subfamily of the Pentameridae, the Conchidiellinae;

2. the Gypidulinae are removed from the *Pentameridae* and made into a separate family, the Gypidulidae;

3. *Clorinda*, *Antirhynchonella* (= *Barrandella*), *Clorindina* and *Pentamerella* are removed from the Gypidulinae and made into a separate family, the Clorindidae;

4. it is suggested that *Biseptum* may be a synonym of *Zdimir*.

These changes do not take into account what we now know to be the relationships between the morphology of the pentamerinids and gypidulinids (including *Clorinda*, *Clorindina*, and *Antirhynchonella*). *Leviconchidiella* is essentially a smooth *Gypidula* without prominent fold or sulcus, and *Zdimir* (= *Conchidiella*) is really a costate *Gypidula* of large size characterized by anteriorly bifurcating radial ornamentation. In view of their internal and external morphology, neither *Leviconchidiella* nor *Zdimir* can be derived from the pentamerinids, although they fit with no difficulty into the Gypidulinae. In fact, it may well be questioned whether *Leviconchidiella* and *Zdimir* should have been separated from *Gypidula* in the first place. *Biseptum* has the internal and external characters of a costate *Gypidula* with non-bifurcating costae, lacking fold or sulcus and thus cannot be a synonym of *Zdimir*, which has anteriorly bifurcating costae.

We here make the following recommendations in regard to classification:

1. the Gypidulinae should remain a subfamily of the Pentameridae, and the subfamily Conchidiellinae should be considered as a junior synonym of the Gypidulinae;

2. the family Clorindidae should be reduced to subfamily range and assigned to the Pentameridae;

3. *Pentamerella* should be removed from the Clorindinae—it properly belongs in the Gypidulinae as it lacks the medially directed carina at the junction of the inner and outer plates that characterizes *Clorinda*, *Antirhynchonella*, and *Clorindina*.

It should be noted that RZHONSNITZSKAJA's Clorindinae, emended, would take precedence over NIKIFOROVA's family Antirhynchonellidae (in SARYCHEVA, 1960, p. 205), which essentially lumps together all those gypidulids with medially conjunct outer plates.

Superfamily Pentameracea Schuchert, 1896
Family Pentameridae Mc Coy 1844
Subfamily Gypidulinae Schuchert 1929

Genus *Zdimir* Barrande 1881 (= *Conchidiella* Khodalevitch 1939)

Système Sil. de la Bohème, Vol. 6, Pl. 292, figs. 17—20, 1881.
Système Sil. de la Bohème, Vol. 5, Pl. 80, fig. II, Pl. 94, fig. VII, 1879.

Type species: The type species of *Zdimir* would be assumed to be *Zdimir solus* Barrande, 1881, but our conclusion that *Porambonites? robustus* Barrande, 1879, is conspecific with *Z. solus*, albeit brachial rather than pedicle valves, requires that *P.? robustus* be the type species of *Zdimir*.

Diagnosis: Exceptionally large gypidulinids possessing relatively fine radial costellae which increase in number by bifurcation. A fold is usually absent.

Comparison: *Zdimir* is easily distinguished from the smooth members of the subfamily *(Clorinda, Antirhynchonella,* and *Devonogypa)* by the presence of prominent radial costellae. *Zdimir* may be distinguished from *Gypidula* by the former's larger size, the presence of radial costellae which bifurcate anteriorly, and by the absence of either a prominent fold or sulcus. *Zdimir* may be distinguished internally from *Sieberella* by the absence in the former of medially non-convergent brachial lamellae and their presence in the latter. It should also be noted that *Sieberella* does not reach the large dimensions of *Zdimir*. *Sieberella sieberi*, the type species of *Sieberella*, does possess costellae which bifurcate, but they are relatively infrequent, and such is the exception rather than the rule for most of the species currently assigned to *Sieberella*. *Pentamerella* bears a fold on the brachial valve, whereas the other members of the subfamily have it on the pedicle valve if it is present.

Discussion: In his later papers (1957, 1959) Khodalevitch regarded his genus *Conchidiella*, erected in 1939, as a Middle Devonian derivative of the large, costellate Silurian genus *Conchidium*, to which indeed the species assigned by Khodalevitch to *Conchidiella* had previously been assigned. Investigation of the well preserved casts and molds from Greifenstein, of the specimens figured by Tschernychew and Nalivkin, and of unfigured material identified by Khodalevitch now permits "*Conchidiella*" to be redefined and its position in the Subfamily Gypidulinae rather than in the Pentameriinae made clear. *Zdimir (= "Conchidiella")* possesses well developed interareas in both the pedicle and brachial valve, features not well developed in the members of the Pentameriinae. *Zdimir* possesses a relatively short spondylium and median septum, unlike *Conchidium*, *Pentamerus*, and many other members of the Pentameriinae. *Zdimir* possesses brachial plates which are convex laterally near the junction of outer plates and septal plates, a feature characteristic of the Gypidulinae but not the Pentameriinae, where the inner plates descend vertically to meet the outer plates, i. e., they are co-planar.

Generically it might be argued that *Zdimir* is merely a junior synonym of *Gypidula* but as noted above under "Comparison" this appears unlikely. It is considered possible that *Zdimir* was derived from an Emsian form similar to *Sieberella sieberi* which had some increase of costellae by bifurcation and which lacks a very pro-

minent fold and sulcus and medially conjunct brachial lamellae, or from an Emsian form similar to "*Conchidium*" *hercynicum* MAILLIEUX 1941 non HALFAR 1879.

Species assigned

Pentamerus bashkiricus MURCHISON, DE VERNEUIL and KAYSERLING, 1845, Géologie de la Russie d'Europe etc., vol. 2, London-Paris, pp. 117—118, pl. 7, figs. 3a—3e.

Pentamerus rhenanus F. ROEMER, 1856, Bronn's Lethaea geognostica, 3rd edition, vol. 1, part. 2, pp. 349—350.

Pentamerus languedocianus DE TROMMELIN and DE GRASSET, 1877, Assoc. franc. avanc. scient., p. 4.

Porambonites ? robustus BARRANDE, 1879, Syst. Sil., vol. 5, pl. 80, fig. II, pl. 94, fig. VII.

Pentamerus hercynicus HALFAR, 1879, Über eine neue *Pentamerus*-Art aus dem typischen Devon des Oberharzes. — Z. deutsch. geol. Ges., vol. 31, pp. 705—715, pl. 19.

Zdimir solus BARRANDE, 1881, Syst. Sil., vol. 6, pl. 292, figs. 17—20.

Pentamerus oehlerti, BARROIS, 1882, Recherches sur les Terrains Anciens des Asturies et de la Galice. — Mém. Soc. Géol. du Nord, vol. 2, Mem. I, pp. 270—272, pl. 11, fig. 7.

Pentamerus pseudobaschkirikus TSCHERNYSCHEW, 1885, Die Fauna des Unteren Devon am West-Abhange des Urals. — Mém. Com. Géol., vol. 3, no. 1, p. 55, pl. 9, figs. 108, 110.

Pentamerus petersi HOERNES, 1886, Über die Gliederung der Devonbildungen von Graz. — Mitt. naturwiss. Verein Steiermark, vol. 22, pp. LXXVIII—LXXIX.

Pentamerus (Gypidia) karpinskii TSCHERNYSCHEW, 1893, Die Fauna des Unteren Devon am Ostabhange des Ural. — Mém. Com. Géol., vol. 4, no. 3, p. 86, pl. 10, figs. 3—4.

Pentamerus (Gypidia) rossicus KARPINSKI in TSCHERNYSCHEW, Die Fauna des Unteren Devon am Ostabhange des Ural. — Mém. Com. Géol., vol. 4, no. 3, p. 85, pl. 10, figs. 1—2.

Conchidium hassiacum FRANK, 1898, Beiträge zur Geologie des SE-Taunus. — Inaug.-Diss. Marburg/Lahn, p. 32, pl. 1, figs. 1—4.

Conchidiella pseudobaschkirika var. *longicephala* KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally is eifelskich boksitonosnych otloschenii wostotschnogo sklona srednego i severnego urala. — Minist. Geol. USSR, Moskva, p. 32, pl. 13, figs. 1—4.

Conchidiella aff. *pseudobaschkirika* KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally etc., Minist. Geol. USSR, Moskva, p. 31, pl. 2, fig. 3, pl. 4, figs. 3—5.

Conchidiella triangulicostata ANDRONOW in KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally etc., Minist. Geol. USSR, Moskva, p. 39, pl. 14, figs. 1—6.

Species rejected

Conchidiella calvata KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally etc., Minist. Geol. USSR, p. 33, pl. 7, figs. 1—3, pl. 8, figs. 2—4, pl. 9, figs. 2—3.

Conchidiella calvata var. *larga* KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally etc., Minist. Geol. USSR, p. 34, pl. 6, figs. 1—2, pl. 8, fig. 1.

Conchidiella calvata var. *degener*, KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally etc., Minist. Geol. USSR, p. 35, pl. 9, fig. 1.

Conchidiella longiplutea KHODALEVITCH, 1959, Brachiopody i korally etc., Minist. Geol. USSR, p. 37, pl. 15, figs. 1—5.

Distribution

Germany:

Pentamerus - Quarzit, Greifenstein near Wetzlar, ? Givetian: *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER, 1856 (original description).

Orthocrinus-beds near Altenhundem in southern Sauerland, Eifelian: *Pentamerus (Conchidium)* cf. *hercynicus* Halfar; W. E. Schmidt, 1914, *Cultrijugatus*-Zone und unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. — Jahrb. Preuss. geol. Landesanstalt, vol. 33, part 2, p. 317, pl. 23, fig. 11.

Massenkalk of the Lindener Mark near Giessen, Givetian: *Conchidium hassiacum* Frank, 1898 (original description).

Lowest beds with *Calceola sandalina*, Mittlerer Schalker Teich, Oberharz, Eifelian: *Pentamerus hercynicus* Halfar, 1879 (original description).

Laucher beds NE of Honigseifen, Salmerwald-Mulde in the Eifel, Eifelian: *Conchidium* cf. *hercynicum* Halfar; K. Krömmelbein, E. Hotz, W. Kräusel and W. Struve, 1955, Zur Geologie der Eifelkalkmulden. — Beihefte Geol. Jahrb., vol. 17, p. 23.

France:

Beds with *Paraspirifer cultrijugatus* from Fourmies, Ardennes: *Pentamerus (Sieberella) hercyniae* Halfar; Le Maître, 1929, La Faune des couches à *Spirifer cultrijugatus* à Fourmies, Soc. Géol. du Nord, Ann. 54, p. 60, pl. 3, figs. 2, 4, 5, 6 ?

Le calcaire à polypiers de Cabrières (Hérault): *Pentamerus oehlerti* var. *languedocianus* de Trommelin and de Grasset; Barrois, C., 1886, Sur le calcaire à polypiers de Cabrières (Hérault), Ann. Soc. Géol. du Nord, vol. 13, pp. 83—86, pl. 1, fig. 3.

Belgium:

Strata of Early Couvinian (Cola, Colb, Colc) age of the Assise de Bure from the Ardennes: *Conchidium hercynicum* Halfar; E. Maillieux, 1938, Le Couvinien de l'Ardenne et ses faunes, Mus. Roy. Hist. Nat. Belge, Mem. 83, pp. 31—34, fig. 2.

Spain:

Strata of early Eifelian or late Emsian age in northern Spain: *Pentamerus oehlerti* Barrois, 1882; Recherches sur les terrains anciens des Asturie et de la Galice, Mém. Soc. Géol. du Nord, vol. 2, Mém. I, pp. 270—272, pl. 11, fig. 7.

Austria:

Pentamerenkalke of the „Grazer Paläozoikum", middle Devonian: *Pentamerus petersi* Hoernes, 1886 (original description).

Middle Devonian of the Carnic Alps near Wolayer See-Plöcken: *Pentamerus pseudobaschkirikus* Tschernyschew; M. Gortani, 1912, La Serie devoniana nella giogaia del Coglians. — Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. 43, pp. 249—250, pl. 2, fig. 6.

Czechoslovakia:

Trebotov-limestone from Hlubočepy near Prague, Eifelian: *Porambonites ? robustus* Barrande, 1879 (original description). *Zdimir solus* Barrande, 1881 (original description).

? Poland:

Middle Devonian of Kielce-Sandomierz, Lysa Gora: *Pentamerus* cf. *pseudobaschkiricus* Tschernyschew; D. N. Sobolew, 1909, Mater. Geol. Ross., vol. 24, p. 497.

USSR:

Urals

Middle Devonian of the Western Ural: *Pentamerus pseudobaschkiricus* Tschernyschew, 1885 (original description).

Pentamerus baschkiricus Murchison, DeVerneuil, and Kayserling; Tschernyschew, 1885, Mém. Com. Géol., vol. 3, no. 1, p. 51, pl. 8, fig. 107, pl. 9, fig. 109.

Middle Devonian of the eastern Ural: *Pentamerus baschkiricus* Murchison, DeVerneuil, and Kayserling, 1845 (original description).

Pentamerus (Gypidia) rossicus KARPINSKI in TSCHERNYSCHEW, 1893, (original description).

Pentamerus (Gypidia) karpinski TSCHERNYSCHEW, 1893 (original description).

Conchidiella pseudobaschkirika TSCHERNYSCHEW; KHODALEVITCH, 1939, Trudy Uralsk. geol. uprawl., p. 31, fig. 47.

Conchidiella triangulicostata ANDRONOW in KHODALEVITCH, 1959 (original description).

Kusnetzk Basin

Devonian of the Kusnetzk basin: *Pentamerus baschkiricus* MURCHISON, DEVERNEUIL, and KAYSERLING, 1845; PEETZ, 1901, Trudy geol. tschasti Kab. E. I. W., vol. 4, p. 168.

Ferghana

Middle Devonian of the Ferghana-Basin, Turkestan: *Conchidium pseudobaschkiricus* TSCHERNYSCHEW; NALIVKIN, 1930, Trudy Geol. Com., n. s. 180, p. 46, pl. 2, fig. 10.

Conchidium bashkiricus MURCHISON, DE VERNEUIL, and KAYSERLING; NALIVKIN, 1930, Trudy Geol. Com., n. s. 180, pp. 45—46, pl. 3, figs. 7, 12.

Novaya Zemlya

Zdimir sp.; SARYCHEVA, 1960, Oznovi Paleontologii, Brachiopodii, p. 204, pl. XXIII, fig. 5. [This material can only be assigned doubtfully as the presence of a large interarea is not evident, nor are the internal structures described or illustrated.]

Zdimir robustus (BARRANDE 1879)

(Pl. 18 figs. 1–7)

1879 *Porambonites ? robustus* J. BARRANDE, Syst. Sil., vol. 5, pl. 80, fig. II; pl. 94, fig. VII.

1881 *Zdimir solus* J. BARRANDE, Syst. Sil., vol. 6, pl. 292, figs. 17—20.

1886 *Zdimir solus* BARRANDE; F. FRECH, Z. deutsch. geol. Ges., vol. 38, p. 920.

1888 *Pentamerus (Zdimir) solus* BARRANDE; O. NOVAK, Z. deutsch. geol. Ges., vol. 40, pp. 588—590, figs. 1—4.

1932 *Zdimir solus* BARRANDE; C. SCHUCHERT and G. A. COOPER, Mem. Peabody Mus., vol. 4, part 1, p. 177.

1956 *Zdimir solus* BARRANDE; V. HAVLIČEK, Sborn. Ústr. Úst. Geol., vol. 22, odd. paleont., pp. 547—549.

Lectotype: herein, pl. 18, fig. 2.

Locus typicus and stratum typicum: The type of rock in which BARRANDE's originals are preserved (light gray limestone) resembles the uppermost part of the Trebotov-limestone, i. e. the uppermost part of the Zone of *Gyroceratites gracilis* (uppermost lower Eifelian). These beds were in the 19th century exploited in many quarries at Hlubočepy near Prague and from that layer come many other of BARRANDE's types, his "band g_3" (CHLUPAČ, 1960, written communication).

We are indebted to Docent Dr. F. PRANTL, Prague, for permission to study BARRANDE's types and for providing photographs of this material.

Exterior of brachial valve: The shells are subcircular in outline, one specimen (No. CF 1456) being slightly elongate laterally and the other (No. CF 1455) being slightly elongate longitudinally. Both brachial valves are gently convex, with only about one-third to one-quarter the convexity of the pedicle valve (for this character also see HAVLIČEK, 1956, pl. 12, figs. 6, 8). A sulcus is definitely not present. The lateral margins are evenly rounded as is the rectimarginate, crenulate anterior margin. The nature of the interarea is not apparent on these two specimens, but it appears to be of about the same width as that in the pedicle valve. The radial orna-

mentation consists of costellae similar to those of the pedicle valve, with increase in number by bifurcation. The point of greatest width is near the midlength. The beaks appear to be slightly incurved.

Interior of brachial valve: It was not possible to prepare the two specimens available for study, but in their exfoliated condition the nature of the basal portions of the brachial lamellae is evident. The brachial lamellae are well separated (i. e., gypidulid rather than sieberellid) in both specimens. In the posterior region of specimen No. CF. 1455, which is more deeply exfoliated than No. CF 1456, the brachial lamellae flare laterally after curving away from the median line in a manner similar to that observed in both *Sieberella* and *Gypidula*. The shell material is impunctate. The impression of the external costellae is very strong peripherally in both specimens but is absent umbonally in the larger specimen, presumably due to the deposition of secondary material. The brachial lamellae extend well forward to the midlength or a point slightly anterior of the midlength.

Exterior of pedicle valve: The shells (only two pedicle valves are available for study) are longitudinally elongate in outline, the greatest width being near the midlength. The beak is moderately incurved, and the delthyrium includes an angle of about 60 degrees. The anterior margin appears to be rectimarginate and crenulate, but the poor condition of the material precludes certainty. A fold is definitely absent. The radial ornamentation consists of costellae with rounded cross-sections separated from each other by interspaces with rounded cross-sections. The costellae increase by bifurcation.

Interior of pedicle valve: A relatively short median septum supports the spondylium for only a small part of the length of the spondylium in the single specimen whose interior is available for study. Anteriorly a low ridge, the anterior prolongation of the median septum, extends to about the midlength. The median septum bears well-developed, crescent-shaped growth lines.

Remarks: It is unfortunate that Barrande described such fragmentary material (the two extant pedicle valves and the two available brachial valves are not well preserved), and his conclusion that the pedicle valves were lamellibranchs is understandable as neither specimen possesses very good bilateral symmetry. However, the possession of a well developed spondylium, a short median septum, a short interarea, and characteristic radial costellae leave no doubt that the pedicle valves belong with the Pentameracea.

The conclusion that the two brachial valves previously described by Barrande, (1879), as *Porambonites? robustus* actually are conspecific with *Zdimir solus* makes possible the conclusion that the brachial lamellae of the genus are gypidulid rather than sieberellid. Thus it is evident from the characteristics present in both valves that the Czech species *Zdimir robustus* (Barrande, 1879) is generically similar to the abundant large, costellate gypidulinids of Germany, Austria, Belgium, France, Spain, and the Soviet Union. It is very unfortunate that the type species of *Zdimir* should have been first described in such a confusing manner with the pedicle valves being assigned to the Lamellibranchiata and the brachial valves questionably to a form like *Porambonites*, but the available evidence, both morphologic and stratigraphic (both valves are from the same Eifelian age limestone at Hlubočepy) makes this the

only reasonable conclusion. We agree with NOVAK (1888) that *Zdimir* is a pentameroid, and because of the presence in *Zdimir* of gypidulinid characters (interarea, short median septum in pedicle valve, curved brachial lamellae similar to those of *Gypidula* and *Sieberella*, disagree with HAVLIČEK (1956, p. 548) that it is related to *Conchidium*. We are indebted to Dr. V. HAVLIČEK for pointing out the pentameroid nature of *P.? robustus*.

Zdimir rhenanus (F. ROEMER 1856)

(Pl. 15, figs. 1–6; Pl. 16, figs. 1–4)

1832 *Pentamerus knightii* SOWERBY; A. GOLDFUSS in DE LA BECHE's Handbuch der Geognosie, Berlin, p. 523.
1842 *Pentamerus knightii* SOWERBY; D'ARCHIAC and DEVERNEUIL in MURCHISON and SEDGWICK, Transact. Geol. Soc. London, vol. 6, pp. 369, 393.
1844 *Pentamerus* sp. indet.?, F. ROEMER, Das Rheinische Übergangsgebirge, Hannover, pp. 76, 77, 85.
1856 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER in BRONN's Lethaea geognostica, 3rd edition, vol. 1, part 2, pp. 349—350.
1861 *Pentamerus knightii* SOWERBY; F. A. QUENSTEDT, Epochen der Natur, Tübingen, p. 322.
1874 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; Z. deutsch. geol. Ges., vol. 26, pp. 752—776.
1875 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; v. DECHEN, Z. deutsch. geol. Ges., vol. 27, pp. 730—731.
1879 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; A. HALFAR, Z. deutsch. geol. Ges., vol. 31, pp. 710—712, pl. 19, figs. 4—4b.
1881 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; F. MAURER, N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 1, p. 73.
1894 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; E. KAYSER and E. HOLZAPFEL, Jb. preuß. geol. Landesanst., vol. 14, p. 255.
1897 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; F. FRECH, Lethaea geognostica, part 1, vol. 2, pp. 154—156.
?1898 *Conchidium hassiacum* W. FRANK, Inaug.-Diss. Marburg/Lahn, p. 32, pl. 1, figs. 1—4.
1900 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; L. BEUSHAUSEN, Jb. preuß. geol. Landesanst., vol. 20, pp. 173—179.
?1900 *Conchidium hassiacum* FRANK; H. LOTZ, Schriften z. Beförd. d. Naturwissensch., Marburg, vol. 13, p. 231, pl. 4, figs. 1—3.
1901 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; H. LOTZ, Jb. preuß. geol. Landesanst., vol. 21, pp. 64—69.
1903 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; H. LOTZ, Jb. preuß. geol. Landesanst., vol. 23, pp. 101—102.
1907 *Pentamerus rhenanus* F. ROEMER; E. KAYSER, Erläut. zur geol. Karte Preußen, Lief. 101, Bl. Herborn, pp. 13—14.

Holotype: herein, Pl. 15, fig. 1 (As F. ROEMER never figured a specimen of the species described by him and nowhere designated one or more specimens as very typical, we here elect the holotype).

Locus typicus: 1.5 km SW of Greifenstein near Wetzlar on the footpath to the Grünwieser Schloss; coordinates: r 34 49 280; h 56 08 720.

Stratum typicum: *Pentamerus*-Quarzit, ? Givetian.

Exterior of brachial valve: The valve is longitudinally elongate to subcircular in outline, with longitudinally elongate shells being more abundant than subcircular specimens. The point of maximum width is from one-third to one-half the distance

anterior of the posterior margin of the valve. The posterior margin is semi-circular in those shells with a subcircular outline to sharply rounded in those with a longitudinally elongate outline. The longitudinally elongate shells tend to have a spatulate, almond-shaped outline. The valve appears to have lacked a sulcus, but the poor preservation of the anterior margins does not preclude the presence of a very shallow, broad sulcus. The valve is evenly convex, with a curvature about one-third that of the pedicle valve. The interarea is well developed and has a width of about one-third to one-half that of the maximum width. The inclination of the interarea is orthocline. The interarea is relatively flat and has about the same length as that of the pedicle valve. The notothyrium is open, unmodified, and includes an angle of about 45 to 90 degrees. The inner plates join the medial margins of the interarea so as to form several grooves, parallel to the sutures of the inner plates and interarea, which presumably served an articulatory function. The anterior margin is evenly crenulate. The beak does not extend posterior of the apex of the notothyrium and is not incurved. The valve is ornamented by costellae with a rounded cross-section separated by interspaces which also have a rounded cross-section. The costellae increase by bifurcation. Growth lines are not prominent. On large shells there are about 5 to 7 costellae per centimeter with 6 being about the average. In the beak region (1.5 cm from the beak) there are about 10 costellae per centimeter.

Interior of brachial valve: The cardinalia consist of well developed pentamerid-type lamellae. The inner plates are convex medially; they are relatively narrow when viewed from above, but extend more than half of the distance from the interarea to the floor of the valve when viewed from the side. The outer plates are very narrow in contrast with the inner plates, diverge dorsally and join along a fairly distinct edge, bearing the intervening base of the brachial process, with the septal plates. The septal plates converge dorsally, reach about one-third of the valve height and extend anteriorly about half to two-thirds the length of the valve. Either of the septal plates bear longitudinally more or less deep muscle grooves which begin at the end of the posterior third of the septal plate and disappear at their frontal end. The anterior edge of the inner plate descends gently dorsally, and the descent is continued by the outer and the septal plate. The posterior portions of the outer and septal plates are curved in such a manner that they form a bulbous notothyrial cavity. The notothyrial cavity is smooth internally. A prominent myophragm or very low median septum is present in the anterior third to half of the valve. Secondary material has been laid down in the posterior half to two-thirds of the area enclosed by the brachial lamellae so as to simulate a cruralium, but inspection of the lateral faces of the brachial lamellae shows that they intersect the floor of the valve well lateral of the midline. Umbonal cavities are well defined by the intersection of the interarea and the inner plates, and are not filled by secondary material. The interior of the shell, except for the umbonal region, is strongly crenulated by the impress of the costellae.

Exterior of pedicle valve: The valve is similar in outline to the brachial valve. The posterior margin is evenly rounded. The beak extends slightly posterior of the apex of the delthyrium and is incurved. The degree of incurvature of the beak is moderate. The interarea width is similar to that of the brachial valve, but the

length is slightly greater. The interarea is incurved and gently apsacline. The apparently unmodified delthyrium includes an angle of about 60 degrees. The valve appears to lack a fold, but the poor preservation of the anterior margins does not preclude the presence a very low, broad fold. The valve is strongly convex as contrasted with the relatively gently convex brachial valve. The anterior margin is evenly crenulate. The radial ornamentation is similar to that of the brachial valve.

Interior of pedicle valve: The hinge teeth are relatively stout and have a triangular cross-section. The spondylium is relatively short and includes an angle of about 60 degrees. The hinge teeth border the spondylium and do not project over it medially. The spondylium is basally supported by a duplex median septum. The median septum descends very abruptly from the anterior edge of the spondylium. The base of the median septum may be prolonged as a low median ridge for half to two-thirds the distance to the anterior margin. The umbonal cavities are not filled by secondary material. The regions peripheral to the umbonal cavities are strongly crenulated by the impress of the external ornamentation.

Zdimir cf. *hercynicus* (A. HALFAR 1879)

(Pl. 16, fig. 5; Pl. 17, figs. 1–6)

Synonymy: See G. SOLLE, 1934, Senck. leth., 16, p. 112.

Lectotype: A. HALFAR, 1879, pl. 19, fig. 1. (Selected by G. SOLLE, 1934, p. 112.)

The description is based on material from the "Pentamerenkalke" (Middle Devonian) of Talwinkel near Graz, Austria, housed in the Geological Institute of the University of Graz and in the Museum "Joanneum", Graz. We were able to study this material through the courtesy of Prof. Dr. H. FLÜGEL, Graz.

Exterior of brachial valve: Valve in outline broad spatulate to elongate amygduloid, very variable. Ratio of the length to width is strongly altered due to deformation, but broad spatulate shells appear to be more frequent than those which are longitudinally elongate. The maximum width occurs most commonly in the anterior third of the valve. A well developed sinus and fold are absent. Anterior margin rectimarginate to faintly sulcate. Beak blunt, not incurved, interarea present, but due to bad preservation not distinct. The notothyrium is apparently open, with sharp margins including an angle of 60 to 100 degrees. The shell surface bears radial bifurcating costellae, whose number at the anterior margin varies between 3 and 7 per cm. In fine-ribbed shells both costellae and furrows are sub-circular in section, whereas in coarse-ribbed forms the costellae are angular and the furrows rounded. The radial costellae are crossed by growth lines, which are very prominent in some specimens. In the anterior parts of the valve the shell is very thin, so that the impress of the ornamentation is seen on the internal mold.

Interior of brachial valve: Inner plates short (about one-quarter of the valve length) and high (about half of the valve height), concave laterally, and covered with prominent growth lines. They descend anteriorly, due to the lowering of its ventral margin up to the distinct junction—line with the outer plates. The outer plates are long (up to half of the valve length) and low (about one-fifth of the valve height), bounded against the inner plates by sharp edges. They diverge dorsally

and are separated from the septal plates by the base of brachial support. The septal plates reach about one-quarter of the valve height and more than half of the valve length. They are concave outward and converge dorsally, joining individually the bottom of the valve. The lines of junction are separated from each other by one twelfth to one-fifteenth of the valve width. Thus the three pairs of plates form a notothyrial cavity, which is bulbous, and broadened in the region of the outer and septal plates. Secondary filling is present either only in the most posterior part or altogether absent.

Exterior of pedicle valve: Outline of the anterior part of the shell similar to that of the brachial valve. Posteriorly, the strongly incurved beak projects over the brachial valve. Interarea distinct, apsacline, incurved; extends to half the valve width. Delthyrium open, its margins including an angle of about 60 to 90 degrees. Curvature of the valve about twice that of the brachial valve. Sinus and fold lacking or poorly developed. Shell ornamentation similar to that of the opposite valve, with a beak region faintly ribbed to smooth.

Interior of pedicle valve: Teeth stout, rising from the junction of the delthyrial and cardinal margins. Dental lamellae thin, converge ventrally with an angle of about 70 to 100 degrees and unite to form a spondylium which extends about one-quarter to one-third the length of the valve. It is arched convexly ventrally and supported in its posterior parts by a thin duplex septum, which is very short (about one-fifth to one-tenth of the valve length) and extends on the floor of the valve into a short low ridge. Secondary material thickens the umbonal region and fills the umbonal cavities.

Comparison: The numerous, mostly undeformed specimens of *Z. rhenanus* from Greifenstein show great variation, not only in outline and curvature, but also in such internal features as length and thickness of the ventral septum. As the few well preserved specimens from Talwinkel near Graz show, the following features could be used for distinguishing between these two closely related forms:

Brachial valve: In the Greifenstein specimens the three pairs of plates are not so sharply separated from each other. The septal plates are laterally less concave and bear more or less deep muscle grooves. They join the floor of the shell a relatively short distance from each other, and deposits of secondary material often simulate a crualium.

Pedicle valve: The pedicle valve includes the most important distinguishing features. *Z. rhenanus* possesses a relatively thick median septum (up to 4 mm), which prolongs into a thick, low median ridge about two-thirds of the valve length, in contrast to the very short and thin septum of *Z.* cf. *hercynicus*. Also diagnostically significant are the dental lamellae, which are considerably thickened at the junction with the septum in *Z. rhenanus*, but remain thin in *Z.* cf. *hercynicus*.

The Talwinkel specimens are assigned questionably to *Z.* cf. *hercynicus* because of their highly deformed condition, which precludes certainty regarding the details of the external form and ornamentation. *Z.* cf. *hercynicus* as figured by Solle (1934, fig. 1) from the Harz is characterized by relatively coarse costae and a well developed fold, as are the very similar specimens from the Assise de Bure figured in this paper, whereas deformation has obscured these characters in the Talwinkel specimens.

Zdimir hercynicus (HALFAR 1879)

(Pl. 18, figs. 8–10; Pl. 19, figs. 1–8; Pl. 20, figs. 1–5)

1938 *Conchidium hercynicum* E. MAILLIEUX, Mus. Roy. Hist. Nat. Belge, Mémoire no. 83, p. 31—34, text figures 2, 2a, 2b.

This description is based on Belgian material housed in the Royal Museum of Natural History, Brussels, which was examined through the courtesy of Prof. Dr. M. LECOMPTE, who also generously provided photographs illustrating the morphology of the Belgian specimens.

Exterior of brachial valve: The valve is subcircular in outline, some specimens being laterally elongate and others anteriorly elongate. The maximum width is near the midlength. A well developed fold and sulcus are present in the anterior region of large specimens, but absent in small specimens. The anterior margin in large specimens is uniplicate and crenulate. The hinge line is straight and equal to about three-quarters of the maximum width. The interarea is very narrow, and its degree of inclination was not determined. The shell is ornamented by strong radial costae, some of which bifurcate anteriorly in large specimens. The interspaces and the costae have U-shaped cross-sections. The radial ornamentation is crossed by relatively subdued concentric growth lines. The fold and sulcus bear from four to six costae and each flank about six to eight primary costae. The lateral margins are evenly rounded.

Interior of brachial valve: The brachial plates are tripartite as in all pentameroids. The septal plates almost meet basally in the midline, and deposits of secondary material may give the impression that a cruralium is present. The septal plates extend anteriorly about one-half the distance to the anterior margin. The septal plates are evenly concave upward toward their sharp junction with the outer plates at the base of the brachial process. The inner plates are strongly concave laterally and are oriented almost normal to the floor of the valve. The inner plates extend anteriorly slightly less than the outer plates. The brachial process itself was not observed, although its presence is indicated by the well defined base of the brachial process which separates the septal and outer plates. In the notothyrial cavity there is a striated, bulbous region which may have served for diductor attachment. The interior is strongly crenulated by the impress of the external ornamentation, except in the umbonal region.

Exterior of pedicle valve: The pedicle valve is slightly larger than the brachial valve, and is also subcircular in outline with variants being laterally or anteriorly elongate. The beak is incurved over that of the brachial valve. The interarea is about three-quarters of the maximum width. The delthryium appears to be open and includes an angle of about 90 degrees. The valve bears a prominent fold anteriorly in large specimens. The interarea is apsacline and incurved. The pedicle valve is about twice as deep as the brachial valve. The radial ornamentation is similar to that of the brachial valve.

Interior of pedicle valve: Stout hinge teeth are present on either side of the delthyrium. The dental lamellae converge medially to form a spondylium and duplex median septum. The spondylium is relatively small, as in all gypidulinids, and ex-

tends anteriorly no more than a small fraction of the distance to the anterior margin. The median septum may extend from 5 to 50 percent of the distance to the anterior margin but is usually very short. The interior is strongly crenulated by the impress of the external ornamentation except in the umbonal region.

Occurrence in Belgium: Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle au N. de 31 (1) in Colb (IG 8390); Pl. Rochefort 8675b, Route de Champlon au S. d'Ambly, S. de 8675a in Colb (IG 5746); Pl. Grupont 7236b, 300 m. SE Bure, in Couv. Inf. Colc Assise de Bure (IG 5746); Pl. Grupont 8662, 115 m. N. station Grupont, in Couv. inf. Colb Assise de Bure (IG 5746). The above collections were studied by Boucot. In addition Maillieux (1938, p. 34) reports the following: Rochefort 31 (1) and Grupont 8688a from Cola; Rochefort 31 (2, 5, 6, 7), 8675b, Grupont 11, 8662, Hotton 7925, and Couvin 6152, 8712 from Colb; and Rochefort 31 (8) and Grupont 7234, 7236b from Colc.

Remarks: In the collections of the Royal Museum of Natural History in Brussels there are a number of gypidulinids from the Late Emsian Assise de Hierge (including Olloy 618b, IG 12442, and Grupont 8669, IG 5391) which are labeled "*Conchidium hercynicum*" following the unillustrated report of Maillieux (1941, p. 22), but none of these specimens appear to be of the great size or have the anteriorly bifurcating costae requisite for an assignment to *Zdimir* rather than *Gypidula*. However, the general similarity of the late Emsian specimens to those from the Assise de Bure strongly suggests that *Zdimir* was derived from *Gypidula* at about this time, which is consistant with the known occurrence of *Zdimir* always in Middle Devonian strata but never in Early Devonian strata.

References cited

Amsden, T. W., 1953, Some notes on the Pentameracea: Jour. Washington Acad. Sci., v. 43, no. 5, p. 137—147, Washington.

Barrande, J., 1879, Système Silurien du centre de la Bohème, vol. 5, Ordre des Brachiopodes: p. 1—226, pl. 1—153, Prague-Paris.

— 1881, Système Silurien du centre de la Bohème, vol. 6, Ordre des Acéphalés: p. 1—342, pl. 1—361, Prague-Paris.

Beushausen, L., 1900, Zur Frage nach dem geologischen Alter des *Pentamerus rhenanus* F. Roemer: Jb. preuß. geol. Landesanst., vol. 20, p. 173—179, Berlin.

Halfar, A., 1879, Über eine neue *Pentamerus*-Art aus dem typischen Devon des Oberharzes: Z. deutsch. geol. Ges., vol. 31, p. 705—715, pl. 19, Berlin.

Havlíček, V., 1956, The brachiopods of the Branik and Hlubočepy limestones in the immediate vicinity of Prague: Sborn. Ústr. Úst. Geol., vol. 22, odd. paleont., p. 535 to 665. Prague.

Hoernes, R., 1886, Über die Gliederung der Devonbildungen von Graz: Mitt. naturwissensch. Verein Steiermark, vol. 22, p. LXXVIII—LXXIX, Graz.

Khodalevitch, A. N., 1939, Werchnesilurskije brachiopody wostoschnogo sklona Urala: Trudy Uralsk. geol. upravl. Sverdlovsk.

— 1959, Brachiopody i korally is eifelskich boksitonosnych otloschenii wostotschnogo sklona srednego i sewernogo Urala. Minist. geol. USSR, Uralsk. geol. upravl., p. 1—282, Moskva.

& M. G. Breivel, 1957, Ob odnom is predstawitelei roda *Conchidiella*, naidennom
— w eifelskich otloscheniach Urala: Akad. Nauk USSR, Trudy gornogeol. Inst., no. 28, p. 63—69, Sverdlovsk.

LOTZ, H., 1901, *Pentamerus*-Quarzit und Greifensteiner Kalk: Jb. preuß. geol. Landesanst., vol. 21, p. 64—69, Berlin.

MALLIEUX, E., 1938, Le Couvinien de l'Ardenne et ses faunes: Mém. no. 83, Mus. Roy. Hist. Nat. Belge, p. 1—57, Bruxelles.

— 1941, Les Brachiopodes de l'Emsian de l'Ardenne: Mém. no. 96, Mus. Roy. Hist. Nat. Belge, p. 1—74, Bruxelles.

NALIVKIN, D., 1930, Brachiopody werchnego i srednego devona Turkestana: Trudy Geol. Kom., n. s. 180, p. 1—221, Moskva,

NOVAK, O., 1888, Bemerkungen über *Pentamerus (Zdimir) solus* BARRANDE aus Etage G—g_3 von Hlubočepy bei Prag: Z. deutsch. geol. Ges., vol. 40, p. 588—590, Berlin.

ROEMER, F., 1856, BRONN's Lethaea geognostica: 3rd ed. vol. 1, part 2, p. 349—350, Stuttgart.

RZONSNITZKAJA, M. A., 1961, K sistematike i filogenii Pentameracea: Akad. Nauk USSR, Paleont. Journ., no. 1, p. 38—49.

SARYCHEVA, T. G., 1960, Osnovi Paleontologii, Mooshanki, Brachiopody: Izdatelstvo Akademii Nauk USSR, p. 343, Moskva.

SCHUCHERT, C. & G. A. COOPER, 1932, Brachiopod genera of the suborders Orthoidea and Pentameroidea: Mem. Peabody Mus. Nat. Hist., vol. 4, pt. 1, p. 270, New Haven.

SOLLE, G., 1934, *Conchidium hercynicum* HALFAR und die Stellung der Pentamerenkalke im Grazer Devon: Senck. leth., vol. 16, p. 110—126, Frankfurt/M.

TSCHERNYSCHEW, T., 1885, Die Fauna des unteren Devon am Westabhange des Ural: Mém. Com. Géol., vol. 3, no. 1, p. 1—107, Petersburg.

— 1893, Die Fauna des unteren Devon am Ostabhange des Ural: Mém. Com. Géol., vol. 4, no. 3, p. 1—221, Petersburg.

Manuskript eingegangen am 28. 3. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 132–159	2 Abb.	Taf. 21–22	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Zur Geologie der Dhrontal Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang

(Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge)*

Von

JOHANNES STETS, Hannover

Mit 2 Abbildungen und den Tafeln 21—22

Kurzfassung

Die im westlichen Hunsrück nördlich des Idarwaldes einheitlich aus Quarziten (Dhroner Quarzite) und Tonschiefern (Hunsrückschiefer) aufgebaute Schichtfolge wird auf petrographischer Basis unter Benutzung der bestehenden stratigraphischen Befunde gegliedert und beschrieben, der stratigraphische und fazielle Wert der einzelnen Schichtglieder sowie ihre Stellung zum Hunsrückschiefer wird diskutiert.

Die geologische Aufnahme ergab kombiniert mit kleintektonischen Untersuchungen Aufschluß über die regional bedeutsamen großtektonischen Bauelemente. Es zeigt sich, daß im westlichen Hunsrück mit streichenden Aufschiebungen gerechnet werden muß, durch die jeweils die Nordwestflügel der Sattelstrukturen unterdrückt wurden. Die Problematik dieser Aufschiebungen und ihre Stellung zu den Vergenzen innerhalb des Arbeitsgebietes wird kurz beleuchtet.

Inhalt

I. Einleitung 133

II. Der Schichtaufbau in seinem faziellen Wechsel 133
1. Stratigraphische Problemstellung 133
2. Die Schichtfolge 135
3. Die Stellung der „Dhroner Quarzite“ 146

III. Die Lagerungsverhältnisse 148
1. Tektonische Problemstellung 148
2. Die großtektonischen Bauelemente 149

IV. Zusammenfassung 158

Schriftenverzeichnis 159

---

*) D 77 gekürzt aus: Schichtfolge und Tektonik des Unterdevons im Raum Bernkastel–Neumagen–Thalfang/Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) unter besonderer Berücksichtigung der kleintektonischen Verhältnisse.
Dissertation, Mainz 1960.

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit behandelt die fazielle Ausbildung und die Lagerungsverhältnisse der Dhrontal Schichten und Hunsrückschiefer im westlichen Hunsrück zwischen der Mittelmosel bei Bernkastel und Neumagen/Mosel im Nordwesten und dem Idarwald bei Morbach und Thalfang im Südosten. Das Arbeitsgebiet erstreckt sich über einen Teil der Messtischblätter Bernkastel (6008), Neumagen (6107), Morbach (6108), Beuren (6207) und Morscheid (6208). Im Vordergrund der Arbeit stand die Klärung der Lagerungsverhältnisse der Dhrontal-Schichten im angegebenen Gebiet. Es stellte sich bei der Bearbeitung jedoch die Notwendigkeit heraus, neben rein tektonischen Untersuchungen auch eine geologische Kartierung vorzunehmen, deren Ergebnisse hier vorgelegt werden sollen.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und für das rege Interesse an ihrem Fortgang gilt mein besonderer Dank meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. Falke, Mainz.

II. Der Schichtaufbau in seinem faziellen Wechsel

1. Stratigraphische Problemstellung

Hunsrückschiefer und „Dhroner Quarzite" bauen weite Teile des westlichen Hunsrück nördlich des Idarwaldes auf. Sie waren wiederholt Gegenstand eingehender stratigraphischer Untersuchungen (vgl. Nöring, 1939; Solle, 1950). Über die stratigraphische Stellung der „Dhroner Quarzite" bestehen seither die unterschiedlichsten Ansichten:

Lossen (1867), Grebe (1881), Leppla (1923/24), Scholtz (1930) und Nöring (1939) betrachten die „Dhroner Quarzite" als Äquivalent des Taunusquarzits. Gosselet (1890) stellt aufgrund petrographischer Untersuchungen den Taunusquarzitcharakter dieser Serie in Frage. Paeckelmann (1926; 1927), Asselberghs & Henke (1935a; 1935b) und Kutscher (1935b; 1937) sehen in den Quarzitfolgen ein selbständiges Schichtglied, das altersgleich mit dem Taunusquarzit ist. v. Dechen (1876), Grebe (1892) und Leppla (1896; 1901; 1924/25) fassen dagegen die „Dhroner Quarzite" als jüngere Einlagerungen im Hunsrückschiefer auf. U. a. wurde auch die Ansicht vertreten, daß die „Dhroner Quarzite" den obersten Hunsrückschiefern (= Bornicher Schichten des Mittelrheins) entsprechen (Fuchs, 1907).

Die aus dieser kurzen Übersicht hervorgehenden Meinungsgegensätze verschiedener und z. T. derselben Bearbeiter unterstreichen die Problematik der Stellung der beiden Schichtglieder zueinander. Größere Klarheit brachten die Untersuchungen von Kutscher (1935b; 1937), Nöring (1939) und Asselberghs & Henke (1935a), die Faunen vom Siegener Typus in den „Dhroner Quarziten" nachweisen konnten, und es ergab sich, daß ein großer Teil dieser Serie in die mittlere bis obere Siegen Stufe gehören. Da die Quarzite in allen Fällen von jüngeren Gesteinsfolgen vom Typus der Hunsrückschiefer überlagert werden, wird ihre Stellung als Einlagerung oder als jüngstes Glied der Hunsrückschiefer ausgeschlossen.

Die Beziehung der „Dhroner Quarzite" zum Hunsrückschiefer wird von Solle (1950, S. 345, 348) erörtert. Dabei zeigt er, daß den „Dhroner Quarziten" keinerlei

stratigraphischer sondern nur fazieller Wert beizumessen ist und ersetzt diesen Begriff durch die Bezeichnung Dhrontal Schichten. Die Entscheidung darüber, ob die Dhrontal Schichten mit eingelagerten Dhroner Quarziten als tiefste Hunsrückschiefer oder als Äquivalent des Taunusquarzits aufzufassen sind, bleibt noch offen.

Eine Untergliederung der im Hangenden der „Dhroner Quarzite" auftretenden Schichtfolge in Zerfer und Kauber Schichten erfolgte durch NÖRING (1939). SOLLE

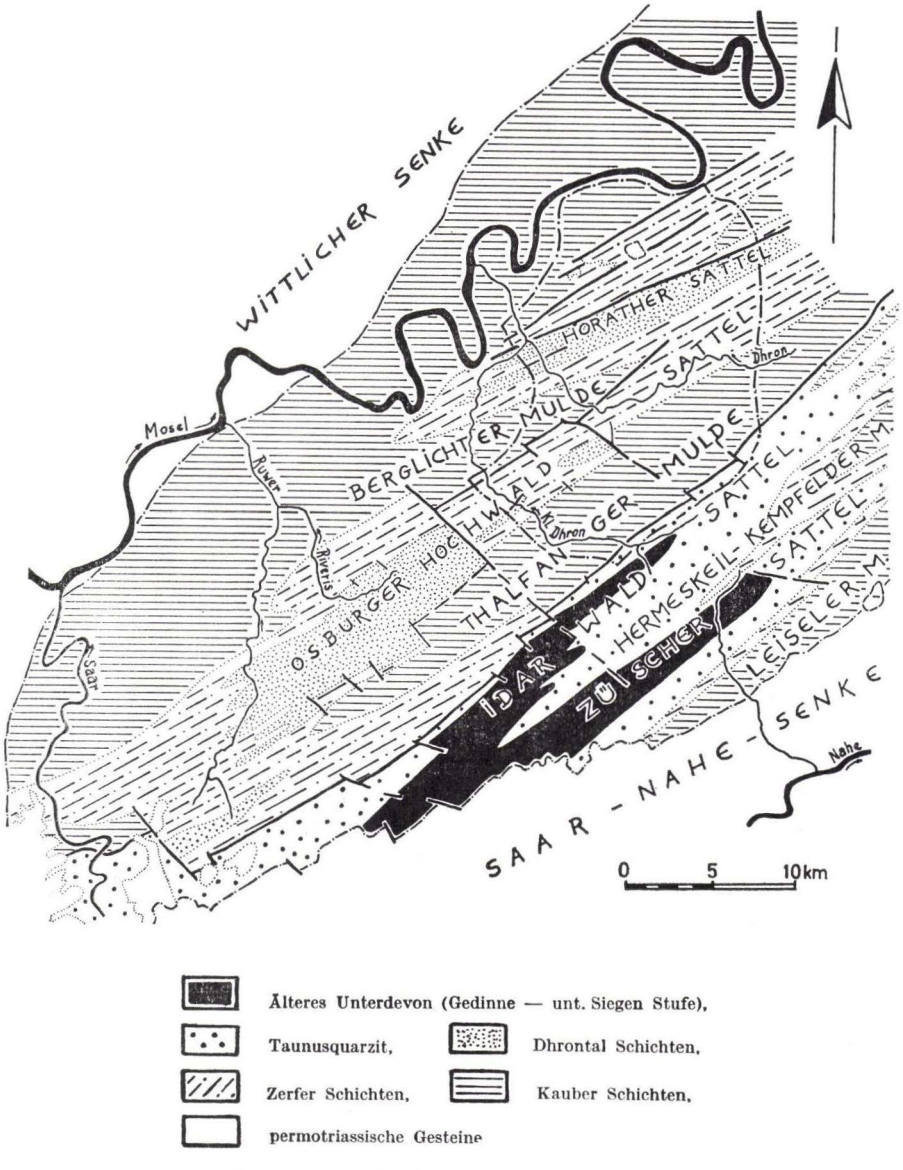


Abb. 1. Geologisch-Tektonische Übersichtskarte des westlichen Hunsrück (nach LEPPLA, NÖRING, SOLLE und eigenen Aufnahmen).

(1950) bestätigte diese Gliederung. Allerdings vereinigt er die Zerfer und die Kauber Schichten in der Ulmen Gruppe (= oberste Siegen Stufe) im Gegensatz zu NÖRING, der beide Schichtglieder in die Unterems Stufe stellt.

Die bisherigen Untersuchungen im westlichen Hunsrück haben gezeigt, daß eine feinstratigraphische Gliederung der Schichtfolge auf paläontologischer Basis allein nicht einwandfrei durchzuführen ist. Gründe hierfür sind ein weitgehender Mangel an Fossilien und eine meist untypische, mit aufsteigendem Profil wenig differenzierte und faziesgebundene Fauna. Weiterhin fehlen faunistisch und petrographisch belegbare Leithorizonte, die eine Abgrenzung und Auskartierung biostratigraphisch belegbarer Schichtglieder erlauben.

Durch die ausgeprägte Differenzierung der Schichtfolge im Arbeitsgebiet in stark sandige Glieder (Dhrontal Schichten) auf der einen und stark tonige (Kauber Schichten) auf der anderen Seite ergibt sich jedoch die Möglichkeit zu einer großräumigen Gliederung auf lithologischer Basis. Unter Berücksichtigung der bisherigen stratigraphischen Befunde wurden daher aufgrund von Profilaufnahmen petrographisch gekennzeichnete Serien ausgeschieden. Aus der Kartierung der zwischen den Profilen liegenden Gebietsabschnitte konnten unter Beachtung der kleintektonischen Gegebenheiten Fazies- und Mächtigkeitsänderungen abgeleitet werden. Erst die Kombination von kleintektonischer Aufnahme und Kartierung zeigte die Zusammenhänge innerhalb der Schichtfolge des gesamten Gebietes auf und ließ dadurch Schlüsse auf die übergeordneten Lagerungsverhältnisse zu. In Anbetracht der angewandten Arbeitsmethode bleibt jedoch, da stratigraphische Bezugshorizonte fehlen, zu beachten, daß die ausgeschiedenen Schichtglieder in erster Linie faziellen und nur untergeordnet stratigraphischen Wert haben.

2. Die Schichtfolge

2. 1 Allgemeines

Die im Arbeitsgebiet vorliegende Schichtfolge setzt sich aus klastischem Material zusammen, das der Korngröße nach zu den Psammiten und Peliten gehört. Diese Gesteine liegen heute weitgehend verfestigt als Quarzite, quarzitische Sandsteine und sandige bis milde Tonschiefer vor. Als Sandsteine werden dabei sämtliche Gesteine bezeichnet, die aus silikatischem Detritus bestehen und Korngrößen über 0,02 mm (bis 2,0 mm) aufweisen (FÜCHTBAUER, 1959, S. 609). „Quarzitische Sandsteine" besitzen einen Verfestigungsgrad, der über den der normalen Sandsteine hinausgeht und durch Verkieselung entstanden ist. Mikroskopische Untersuchungen an einzelnen Gesteinsproben vom Sandsteintypus aus dem Arbeitsgebiet zeigten, daß in den meisten Fällen nur sehr geringfügige Feldspat- und Gesteinsanteile enthalten sind, so daß die Bezeichnung „Grauwacke" nicht gerechtfertigt erscheint. Daher wird bei der folgenden Darstellung der einzelnen Serien der Begriff „Sandstein" im oben erläuterten Sinne gegenüber dem der „Grauwacke" bevorzugt, bevor eingehende petrographische Untersuchungen vorliegen.

Zur Gliederung wurden außer der Korngröße die texturellen Eigenschaften der betr. Gesteine mit herangezogen. Wichtige Kriterien waren dabei die Art der Schichtung — Bänderung, plattige Absonderung, Bankung — die Bankmächtigkeit, die Dichte

der Aufeinanderfolge und das fazielle Verhalten sandiger und toniger Bänke. Für die Beurteilung des faziellen Verhaltens größerer Gesteinsserien war insbesondere der Grad der Sonderung der Korngrößen innerhalb einer Bank und innerhalb der Wechsellagerungsfolgen von Interesse.

Die Charakterisierung der Schichtglieder erfolgte jeweils durch jene Gesteine, die durch ihren überwiegenden Anteil die betr. Gesteinsfolge auszeichnen. Da der Gebrauch der Bezeichnungen für die im Rheinischen Schiefergebirge auftretenden Gesteine nicht einheitlich ist, seien die hier angewandten kurz erläutert:

Unter Quarzit wird ein einheitlich aus Quarz und untergeordnet Glimmer zusammengesetztes Gestein verstanden, das im Dünnschliff Verzahnung der Quarze, beruhend auf orientiertem Wachstum, aufweist.

Sandsteine: vgl. ob.; falls makroskopisch Gesteinsbruchstücke in größerer Zahl zu erkennen sind, wird der Begriff „Grauwacke" und bei entsprechender Verfestigung „quarzitische Grauwacke" verwandt. Glimmer- und eisenreiche Sandsteine ohne einen entsprechenden Verfestigungsgrad werden unter gleichen Bedingungen als „Grauwackensandsteine" bezeichnet.

„Grauwackenschiefer" nehmen korngrößenmäßig eine Mittelstellung zwischen Sandsteinen und Tonschiefern ein. Der Sandanteil dieser Gesteine ist wesentlich höher als bei den Tonschiefern. Diese Gesteine weisen meist eine weitständige Schieferung auf.

Als „Tonschiefer" werden alle Gesteine bezeichnet, die makroskopisch keine Korngröße mehr erkennen lassen. Zu ihrer näheren Charakterisierung wird jeweils die relative Bezeichnung stark bzw. schwach sandig oder mild hinzugefügt. Als texturelle Eigenschaft kommt eine engständige Schieferung hinzu.

Ein regionaler Vergleich der auf oben angeführter Basis ausgeschiedenen Schichtglieder mit den Ergebnissen von NÖRING und SOLLE ergab Übereinstimmung mit ihrer Gliederung. Deshalb werden die Bezeichnungen Zerfer und Kauber Schichten beibehalten. Inbezug auf die „Dhroner Quarzite" schließt sich Verf. dem Vorschlag von SOLLE an und bezeichnet die betreffende Folge als Dhrontal Schichten.

2. 2 Die Schichtglieder und ihre fazielle Ausbildung

2. 21 Dhrontal Schichten und Dhroner Quarzite

Wegen der Vielfalt der Meinungen über die stratigraphische Stellung der „Dhroner Quarzite" seien hier nochmals die neueren Ergebnisse denjenigen von LEPPLA gegenübergestellt:

LEPPLA verstand unter den „Dhroner Quarziten" jegliche sandigen Einlagerungen im Hunsrückschiefer, die in Form geschlossener Bankfolgen von Quarziten bzw. quarzitischen Sandsteinen im westlichen Hunsrück auftreten. Dieses geht aus den Kartierungen der Meßtischblätter Neumagen, Morbach, Beuren und Morscheid und den Erläuterungen zu diesen Blättern hervor.

Der Begriff „Dhroner Quarzite" wurde zuerst von NÖRING (1939) stratigraphisch fest umgrenzt. Er beschränkte diese Bezeichnung auf jene Quarzitfolgen nördlich des Idarwaldes, die auf Grund ihres Fauneninhaltes zur mittleren bis oberen Siegen Stufe gehören. Er sah in ihnen eine Fazies des nach Norden auskeilenden Taunusquarzits. Nach Fauna und petrographischer Beschaffenheit unterscheidet er untere und obere „Dhroner Quarzite" entsprechend dem unteren und oberen Taunusquarzit. Durch die Einengung

des Begriffes war er gezwungen, jene Quarzitfolgen, die in die hangenden Zerfer Schichten (Unterems) hinaufreichen, als „oberste Dhroner Quarzite" abzutrennen.

Solle (1950) versteht unter den „Dhroner Quarziten" lediglich eine Faziesbezeichnung für die Quarzit- und quarzitischen Sandsteinfolgen innerhalb der von ihm aufgestellten Dhrontal Schichten. Diese entsprechen stratigraphisch den „Dhroner Quarziten" von Nöring. Eine Unterteilung in eine liegende und eine hangende Folge innerhalb der Dhrontal Schichten entsprechend den unteren und oberen „Dhroner Quarziten" Nörings läßt sich nach der Revision der Faunen durch Solle (1950) nicht aufrechterhalten.

Das Alter der Dhrontal Schichten ist aufgrund der Faunenfunde von Asselberghs & Henke (1935a), Kutscher (1935b; 1937), Nöring (1939) und durch die Revision der Faunen durch Solle (1950) als mittleres bis oberes Siegen belegt. Dieses gilt allerdings nur für einen Teil dieses Schichtgliedes mit Sicherheit.

Sichere Dhrontal Schichten wurden innerhalb des Arbeitsgebietes bisher für das Gebiet der Stronzbuscher Haardt durch die Fauna vom Harpelstein (Mtbl. Neumagen 6107; vgl. Kutscher, 1935b, S. 702) nachgewiesen (vgl. Abb. 2, Fundpunkt 1).

Das lithologische Bild der Dhrontal Schichten dieses Vorkommens ist durch eine Wechsellagerung von Quarzitfolgen und sandigen Tonschiefern gekennzeichnet. Die Quarzitfolgen setzen sich aus deutlich gebankten, grauen bis grüngrauen, auch blaugrauen Quarziten zusammen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke überschreitet selten 0,5 m und liegt in der Regel um 0,3 m. Hin und wieder tritt eine Flaserung auf. Diese ist z. T. auf tektonische Einflüsse zurückzuführen. Der Glimmergehalt der Quarzite ist gering. Häufig sind Tonflatschen und -gallen in ihnen enthalten.

Die im Tal angeschnittenen grauen Quarzite sind auf den Höhen stark gebleicht und weisen weißliche und rötliche Verfärbung auf, die meist uneinheitlich ist und sich auf Flecken und ringförmige Verfärbungen beschränken kann. Ein Altersunterschied zwischen diesen beiden Quarziten (vgl. Nöring, 1939) ist nicht gegeben. Die hellen Quarzite auf den Höhen liegen bedingt durch die Lagerungsverhältnisse in der streichenden Fortsetzung der im Tal anstehenden grauen.

Die Tonschiefer zwischen den Quarzitfolgen sind z. T. stark sandig und immer deutlich engscharig zerschert. Auf den Höhen sind sie selten als Lesesteine erhalten. In Weg- und Bachanschnitten treten sie dort als gelblich oder rötlich verfärbte Bruchstücke auf.

Die Abgrenzung der Dhrontal Schichten auf petrographischer Basis ist dort, wo Quarzite auftreten, durch die liegendste und hangendste Bankfolge, die sich über weitere Ersteckung verfolgen läßt, gegeben. In jenen Gebieten, in denen Quarzite innerhalb dieses Schichtgliedes fehlen oder nur untergeordnet auftreten, ist eine Abgrenzung gegen die hangenden Zerfer Schichten nur schwer durchzuführen. Im allgemeinen ist dann der Grad der Sonderung der Korngrößen, der in den Zerfer Schichten geringer ist, für die Grenzziehung maßgebend.

Das Vorkommen der Dhrontal Schichten mit eingelagerten Dhroner Quarziten in der beschriebenen Ausbildung beschränkt sich innerhalb des Arbeitsgebietes auf zwei erzgebirgisch streichende Züge (vgl. Taf. 22):

a. Die Stronzbuscher Haardt im Nordwesten und
b. auf die Verlängerung des Osburger Hochwaldes nordöstlich der Kleinen Dhron.

Die Dhrontal Schichten der Stronzbuscher Haardt (vgl. Abb. 2)

Im Bereich der Stronzbuscher Haardt erlauben das Tal der Großen Dhron (Mtbl. Neumagen, 6107) und das Hinterbachtal (Mtbl. Morbach, 6108) einen Einblick in den Aufbau und die fazielle Entwicklung der Dhrontal Schichten.

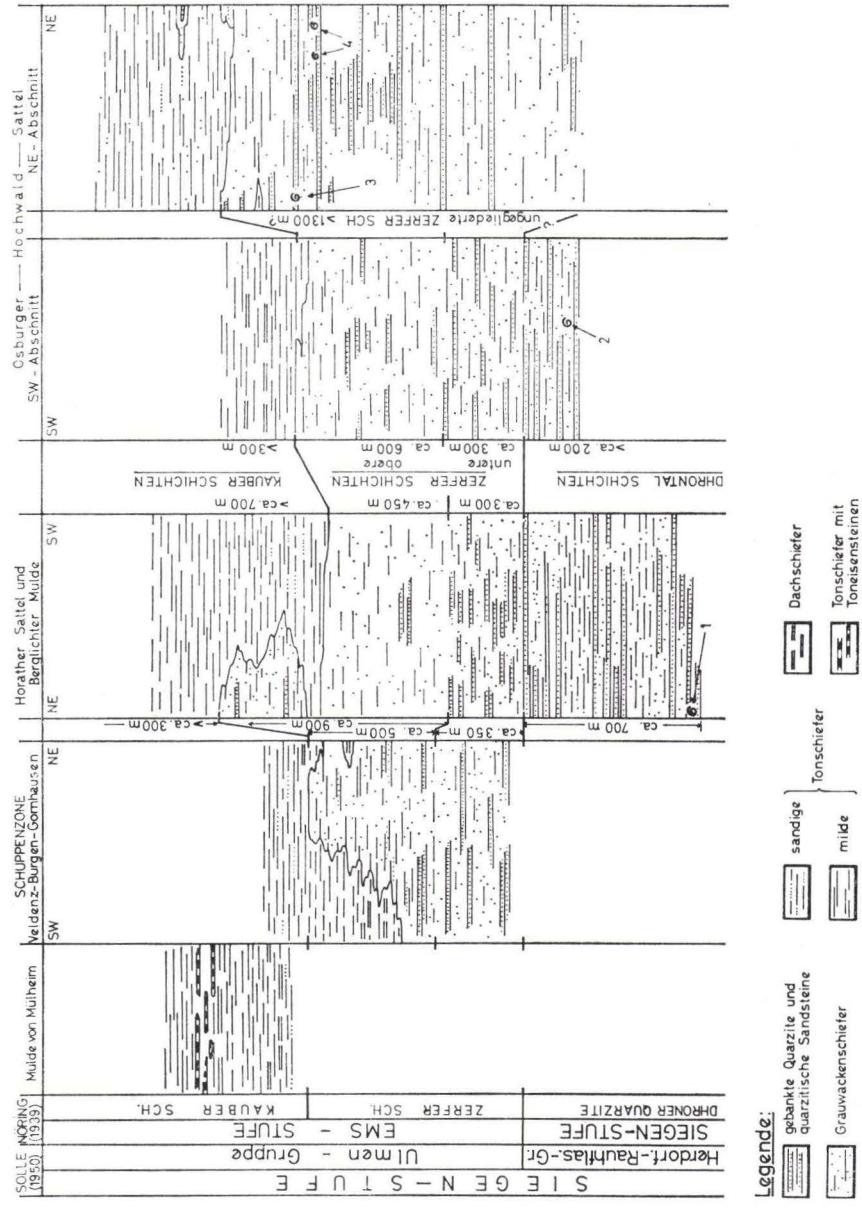


Abb. 2. Die fazielle Ausbildung der Schichtfolge in den verschiedenen Gebietsabschnitten.

Im Gebiet des Dhrontales treten bedingt durch die Lagerungsverhältnisse Dhrontal Schichten südlich Papiermühle und am Harpelstein westlich der Ortschaft Horath auf (vgl. KUTSCHER, 1935b; 1937).

Die Dhrontal Schichten vom Harpelstein setzen sich aus drei Quarzitfolgen zusammen, zwischen die sich zwei mächtige Tonschieferserien einschalten. Aber auch die Quarzitfolgen sind ihrerseits nicht einheitlich aufgebaut. Sie enthalten Quarzite, quarzitische Sandsteine in der beschriebenen Ausbildung und eingeschaltet geringmächtige, stark sandige Tonschiefer. Das fazielle Verhalten der Quarzitbänke ist außerordentlich uneinheitlich. Schon innerhalb des Tales lassen sich einzelne Bänke nur bedingt von einer Talseite auf die andere hinüberverfolgen.

Die Gesamtmächtigkeit der Dhrontal Schichten im beschriebenen Profilabschnitt beträgt ca. 700 m. Die drei stärker sandigen Folgen sind jeweils ungefähr ca. 100 bis 150 m mächtig. Der Anteil der Quarzite am Gesamtaufbau ist jedoch wesentlich geringer als durch diese Verhältnisse angegeben wird. Er beträgt etwa 5—10 %.

Die Dhrontal Schichten südlich von Papiermühle zwischen der Ortschaft im Norden und dem Heusprungbach im Süden sind ebenfalls durch das Auftreten von Quarziten und quarzitischen Sandsteinfolgen vom Dhroner Typus gekennzeichnet. Allerdings lassen sich diese Schichten wegen mangelnder Aufschlüsse und z. T. erheblicher Spezialfaltung nicht deutlich gliedern. Die petrographischen Kennzeichen und das Verhältnis von Quarziten zu Tonschiefern entspricht dem der Dhrontal Schichten vom Harpelstein. Die Zugehörigkeit dieser Folge zur mittleren bis oberen Siegen Stufe ist faunistisch noch nicht gesichert.

Die Dhrontal Schichten von Papiermühle sind nach Nordosten über den Gornhäuser Bach und den Wellersbach (Mtbl. Morbach, 6108) bis in das Tal des Hinterbaches zu verfolgen und fast überall durch Quarzite vom Dhroner Typus belegt. Nur der Abfolge am Hinterbach fehlen mächtige Quarzitfolgen. Dafür sind hier quarzitische Sandsteine und Grauwacken häufiger vertreten. Sie liegen in enger Wechsellagerung mit sandigen Tonschiefern vor. Der Grad der Sonderung der Korngrößen ist nicht so ausgeprägt wie im Dhrontal. Der faunistische Nachweis für die Zugehörigkeit dieser Schichten zu den Dhrontal Schichten bleibt noch zu erbringen. Die regionalgeologischen Verhältnisse — Lage in der streichenden Verlängerung der Dhrontal Schichten des Dhrontales bei steiler Lagerung der Schichten ohne erhebliche Spezialfaltung und ohne Querstörungen — sprechen für ihre Zugehörigkeit zu diesem Schichtglied.

Die Dhrontal Schichten nordöstlich der Kleinen Dhron (Abb. 2)

Weitere Vorkommen von Dhrontal Schichten mit eingelagerten Dhroner Quarziten treten im Tal der kleinen Dhron nördlich der Ortschaft Prosterath und im Thalfanger Hardtwald auf (beide Vorkommen auf Mtbl. Beuren, 6207). Sie liegen in der streichenden Fortsetzung der „Dhroner Quarzite" des Osburger Hochwaldes und sind von diesen durch querschlägige Verwerfungen getrennt.

Außer der regionalen Anordnung und der petrographischen Ausbildung gibt eine von NÖRING (1939, S. 40) am Nordabhang des Wehlen Berges nordwestlich der Ortschaft Prosterath aufgefundene kleine Fauna einen Hinweis für die Zugehörigkeit der

dort aufgeschlossenen Schichten zu den Dhrontal Schichten (vgl. Abb. 2, Fundpunkt 2). Für den Bereich des Thalfanger Hardtwaldes steht der Nachweis noch aus.

Wie in den vorangehend beschriebenen Vorkommen setzen sich die Dhrontal Schichten vom Kleinen Dhrontal aus einer Wechselfolge von geringmächtigen, deutlich gebankten, grüngrauen Quarziten, quarzitischen Sandsteinen und sandigen Tonschiefern zusammen. Im Gegensatz zu den Vorkommen im Tal der Großen Dhron am Harpelstein verteilen sich die Quarzitbänke ohne Schwerpunktbildung über den gesamten Profilabschnitt. Die Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Dhrontal Schichten beträgt etwa 250—300 m, doch ist aufgrund streichender Aufschiebungen die volle Mächtigkeit nicht aufgeschlossen.

Die Dhrontal Schichten des Thalfanger Hardtwaldes sind in einem Steinbruch bei der Ortschaft Gielert zu beobachten. Dort stehen ebenfalls graue bis grünlichgraue Quarzite in der üblichen Ausbildung an, die zusätzlich eine große Anzahl von Tonflatschen, -gallen und Tonschieferlagen zwischen den einzelnen Bänken aufweisen.

Das fazielle Verhalten der Dhrontal Schichten spiegelt sich in der faziellen Entwicklung der Quarzitfolgen wider, während im Gegensatz dazu die Tonschieferfolgen inbezug auf ihr Sand/Ton-Verhältnis gleichbleiben.

Im Bereich der Stronzbuscher Haardt sind nur einzelne Partien dieses Schichtgliedes über längere Erstreckung im Streichen erschlossen. Verfolgt man die Schichten mit eingelagerten Dhroner Quarziten vom Tal der Großen Dhron nach Nordosten über das Tal des Kieselbornbaches, des Gornhäuser Baches und des Wellersbaches bis zum Hinterbachtal bei Annaberg, so zeigt sich, daß vom Tal des Gornhäuser Baches ab die Quarzitbankfolgen abnehmen. Die Quarzite werden in dieser Richtung in zunehmendem Maße durch quarzitische Sandsteine, später durch Grauwackenschiefer und stark sandige Tonschiefer ersetzt. Die gesamte Schichtfolge nimmt im Streichen das petrographische Aussehen der Zerfer Schichten (vgl. S. 144f.) an.

Eine ähnliche fazielle Entwicklung findet auch vom Großen Dhrontal (Lok. Harpelstein) in Richtung auf die Dhrontal Sperre nach Südwesten statt. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich eine Häufung der Sandanteile innerhalb der Dhrontal Schichten für das Gebiet des Haardt- und Ranzenkopfes (Stronzbuscher Haardt, Mtbl. Morbach, 6108). Leider lassen sich diese Schlußfolgerungen nicht im Aufschluß überprüfen. Immerhin geben Lesesteinaufsammlungen und die geschlossene Morphologie des Höhenzuges einen deutlichen Hinweis auf derartige Verhältnisse.

Die fazielle Entwicklung der Dhrontal Schichten im Tal der Kleinen Dhron und im Thalfanger Hardtwald läßt sich nicht überblicken, da querschlägige Verwerfungen einen Vergleich der beiden Vorkommen erschweren.

2. 22 Zerfer Schichten

Das im Hangenden der „Dhroner Quarzite" bzw. Dhrontal Schichten auftretende Schichtglied wurde von NÖRING (1939) als Zerfer Schichten bezeichnet und in die Unterems Stufe gestellt. SOLLE (1950, S. 349 ff.) fügte aufgrund paläontologischer Untersuchungen und regionalgeologischer Erwägungen der Siegen Stufe als vierte, selbständige stratigraphische Einheit die Ulmen Gruppe hinzu. Ihr ordnete er nach einer kritischen Bearbeitung der aufgefundenen Faunen die Zerfer und Kauber Schich-

ten zu und bezweifelte ihre Zugehörigkeit zu der Unterems Stufe. Außerdem untergliederte er die Zerfer Schichten aufgrund einer unterschiedlichen Petrofazies in untere und obere Zerfer Schichten.

Eine einwandfreie altersmäßige Zuordnung petrographisch ähnlicher Schichtkomplexe zu den Zerfer Schichten ist im Arbeitsgebiet nur dort möglich, wo sie auf sicheren Dhrontal Schichten (vgl. S. 137) auflagern bzw. von Kauber Schichten überlagert werden. In allen anderen Fällen wurde die Einstufung auf Grund der petrofaziellen Ausbildung und der bisher bekannten Faunen (vgl. Nöring, 1939; Solle, 1950) durchgeführt. Sie ist nicht überall gesichert.

Die petrographische Ausbildung der Zerfer Schichten ist durch ihre Übergangsposition zwischen den Dhrontal Schichten mit extrem sandigen Einlagerungen im Liegenden und den Kauber Schichten in der extrem tonigen Ausbildung in Form milder Tonschiefer im Hangenden gegeben. Die Abfolge der Zerfer Schichten zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von quarzitischen Sandsteinen, Grauwackenschiefern und stark sandigen Tonschiefern aus. Die quarzitischen Sandsteine sind ein wesentlicher Bestandteil der liegenden Partien der Zerfer Schichten. Sie sind meist blaugrau und enthalten sehr untergeordnet Glimmer, häufig Pyrit, der mikroskopisch feinverteilt oder in Würfelform auftritt. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke ist geringer als bei den Quarziten vom Dhroner Typus und liegt in den meisten Fällen um und unter 0,3 m. Oft ist eine plattige Absonderung der Sandsteine zu beobachten. Außerdem treten Grauwackenschiefer und sandige Tonschiefer, besonders in den hangenden Partien, auf. Milde Tonschiefer und Dachschiefer fehlen in der Normalfazies der Zerfer Schichten. Sie sind ein wesentliches Kennzeichen der Kauber Schichten. Allerdings können Schichten von der petrofaziellen Ausbildung der Kauber Schichten die obersten Partien der Zerfer Schichten seitlich vertreten.

Nach der Art der Wechselfolge und dem Grad der Sonderung der Korngrößen können zwei Ausbildungsformen der Zerfer Schichten unterschieden werden:

a. Ein Teil der Zerfer Schichten läßt sich in der von Solle vorgeschlagenen Weise in eine untere, stärker sandige (untere Zerfer Sch.) und in eine obere, weniger sandige Folge (obere Zerfer Sch.) aufteilen.
b. Ein zweiter gestattet eine derartige Untergliederung dieses Schichtgliedes nicht. Er zeigt eine stärkere Differenzierung in einzelne sandige Bankfolgen mit zwischenlagernden Tonschiefern (Zerfer Sch. ungegliedert).

(a) Die unterteilbare Fazies der Zerfer Schichten zeigt folgendes petrographisches Erscheinungsbild:

In den unteren Zerfer Schichten treten kennzeichnend sandige Gesteine — quarzitische Sandsteine und „Grauwacken" — auf. Untergeordnet sind Quarzite auf der einen und stark sandige Tonschiefer auf der anderen Seite am Aufbau beteiligt. Der Grad der Sonderung der Korngrößen zwischen den sandigen und den tonigeren Bänken ist gering; sandige Bänke gehen sehr häufig im Streichen ohne scharfe Grenze in Grauwackenschiefer über. Bankfolgen, die nach Art der Dhroner Quarzite über einige Erstreckung im Streichen zu verfolgen sind, fehlen weitgehend.

Die oberen Zerfer Schichten sind durch sandige Tonschiefer und Grauwackenschiefer charakterisiert. Quarzitische Sandsteine treten nur untergeordnet an der Basis dieses Schichtgliedes auf. Die Sonderung der Korngrößen ist ebenfalls gering.

Als besondere Kennzeichen dieser Fazies der Zerfer Schichten läßt sich folgendes herausstellen:

Die unteren Zerfer Schichten sind faziell beständiger und weisen Anklänge an die Dhrontal Schichten auf. Erst die oberen Zerfer Schichten bilden das eigentliche Übergangsglied zwischen der liegenden, stärker sandigen und der hangenden, stärker tonigen Folge, ohne daß jedoch ein scharfer Schnitt zwischen beiden besteht. In mehreren Profilen des Arbeitsgebietes reicht die Petrofazies der Kauber Schichten bis in die oberen Partien der oberen Zerfer Schichten hinunter (vgl. Abb. 2). Dieser Umstand erschwert eine Grenzziehung zwischen den oberen Zerfer und den Kauber Schichten und betont den vorwiegend faziell zu wertenden Charakter der ausgeschiedenen Schichtglieder und -grenzen.

(b) Im Gegensatz dazu steht die Fazies der ungegliederten Zerfer Schichten. Die am Aufbau beteiligten Gesteine sind die gleichen. Der Unterschied liegt in einer stärkeren Sonderung der Korngrößen. Quarzite und quarzitische Sandsteine treten in Form geschlossener Bankfolgen auf, die sich im Streichen über gewisse Entfernungen verfolgen lassen. Die Korngrößengegensätze zwischen den sandigen Folgen und den zwischenlagernden Tonschiefern sind wie bei den Dhrontal Schichten deutlich. Ein petrofazieller Übergang zu den Kauber Schichten, wie er oben beschrieben wurde, deutet sich nur untergeordnet darin an, daß der Sandgehalt in den Tonschiefern zum Hangenden hin abnimmt. Fazielle Änderungen im Streichen kommen im Verhalten der sandigen Bankfolgen zum Ausdruck.

Die Abgrenzung der Zerfer Schichten zum Liegenden und Hangenden ist, da fast überall fazielle Übergänge bestehen, schwierig. Bei der Kartierung wurden folgende Kriterien angewandt:

Die Liegendgrenze ist dort, wo Dhrontal Schichten auftreten, durch diese gegeben. Da in fast allen Fällen Schichten vom Typus der unteren Zerfer Schichten die Dhrontal Schichten überlagern, ist der geringere Grad der Sonderung der Korngrößen für die Grenzziehung verwertbar. Er kommt im häufigen Wechsel von im Sandgehalt sich nur geringfügig unterscheidenden Bänken zum Ausdruck, die im Streichen meist ineinander übergehen und nicht durch zwischenlagernde milde Tonschiefer scharf gegeneinander abgegrenzt sind.

Die Hangendgrenze bildet die erste geschlossene Folge von milden Tonschiefern mit Dachschiefereinlagerungen, soweit eine Verzahnung derselben mit oberen Zerfer Schichten nicht nachgewiesen werden kann.

Das Auftreten der Zerfer Schichten erstreckt sich einmal auf die Umrahmung der großtektonischen Sättel des westlichen Hunsrück (vgl. NÖRING, 1939, S. 53). Außerdem bauen sie südlich der Mosel im Bereich der Ortschaften Veldenz, Burgen Gornhausen und Papiermühle eine Anzahl tektonisch bedingter Schuppen auf. Eine Sonderstellung nehmen jene Zerfer Schichten in der Verlängerung des Osburger Hochwaldes nach Nordosten ein. Eine Beschreibung der Ausbildung der Zerfer Schichten in den einzelnen Gebietsabschnitten zeigt die petrofaziellen Unterschiede:

Zerfer Schichten im Raum Veldenz-Burgen-Gornhausen-Papiermühle

Die Zerfer Schichten des Gebietes zwischen Veldenz, Burgen und Gornhausen (Mtbl. 6108) lassen sich deutlich in eine untere und eine obere Folge untergliedern. Besonders

erwähnenswert ist für diesen Bereich die fazielle Verzahnung der oberen Zerfer Schichten mit Schichten vom Kauber Typus (vgl. Abb. 2). Westlich der Ortschaften Burgen und Hirzlei (Mtbl. 6107/08) werden die oberen Zerfer Schichten durch eine stark tonige Fazies mit Dachschiefern vertreten. Das gleiche gilt auch für das Gebiet östlich der Ortschaft Monzelfeld (Mtbl. 6108), wo sich nach Nordosten hin in zunehmendem Maße Ton- und Dachschiefer in die oberen Zerfer Schichten einschalten

Verfolgt man die Zerfer Schichten nördlich der Ortschaft Gornhausen nach Südwesten bis Papiermühle im Dhrontal, so zeigt sich, daß sie in dieser Richtung in die ungegliederte Fazies übergehen. Quarzitische Sandsteinfolgen, die über das gesamte Profil verteilt sind, kennzeichnen dort das Erscheinungsbild dieses Schichtgliedes.

Zerfer Schichten im Tal der Großen Dhron zwischen Papiermühle und Horath

Am Heusprung- und Lierensbach (Mtbl. 6107) und im Hangenden der Dhrontal Schichten vom Harpelstein sind die Zerfer Schichten wieder deutlich zu gliedern. Dabei stehen am Heusprung- und Lierensbach untere Zerfer Schichten an, die an einer Störung gegen die Dhrontal Schichten am Harpelstein grenzen.

Bei Horath, westlich davon im Tal der Dhron und im Lichterbachtal ist das gesamte Profil der unteren und oberen Zerfer Schichten in typischer Ausbildung aufgeschlossen. Die oberen Zerfer Schichten zeigen nach Westen fortschreitend intensive fazielle Verzahnung mit den hangenden Kauber Schichten (vgl. Abb. 2).

Zerfer Schichten in der nordöstlichen Verlängerung des Osburger Hochwaldes

Die Zerfer Schichten, die im Hangenden der Dhrontal Schichten von Prosterath, im Tal der Kleinen Dhron und im Thalfanger Hardtwald auftreten, sind in gleicher Weise ausgebildet wie es für das Gebiet des Großen Dhrontales südlich des Harpelsteines bereits beschrieben wurde.

Anders dagegen ist die Ausbildung dieses Schichtgliedes nördlich von Prosterath und in der nordöstlichen Verlängerung des Thalfanger Hardtwaldes zwischen den Ortschaften Gielert und Rapperath.

Die Petrofazies der Zerfer Schichten zwischen Gielert und Rapperath entspricht dem ungegliederten Typ dieses Schichtgliedes. Quarzit- und quarzitische Sandsteinfolgen mit zwischenlagernden Tonschiefern bauen dieses Gebiet auf. Durch die im Hangenden auftretenden Kauber Schichten ist dieses Schichtglied als Zerfer Schichten gekennzeichnet. Im Gegensatz zu den bereits beschriebenen Vorkommen greifen die Kauber Schichten hier nicht wesentlich in das Niveau der Zerfer Schichten hinein. Ein geringfügiger fazieller Wechsel kommt im Verhalten der sandigen Bänke zum Ausdruck. Aus Kartierung und Vergleich einer Reihe von Säulenprofilen zeigt sich, daß von der Ortschaft Gielert nach Nordosten zunehmend sich quarzitische Sandsteinfolgen einschalten, die weiterhin zum Teil in Quarzitfolgen vom Dhroner Typus übergehen. Ebenso nehmen die zwischenlagernden Tonschiefer nach Nordosten an Sandgehalt zu.

Das Alter der Schichten zwischen Gielert und Rapperath wird von SOLLE (1950) unter Berücksichtigung der Faunenfunde von KUTSCHER (1937) und NÖRING (1939) mit Ulmen Gruppe bzw. Zerfer Schichten angegeben (vgl. Abb. 2, Fundpunkte 3 u. 4). KUTSCHER und NÖRING stellen einen Teil der Quarzit- und quarzitischen Sandsteinfolgen, insbesondere jene nördlich der Ortschaft Weiperath, die Anklänge an die „Dhroner Quarzite" des Dhrontales zeigen, zu den „Dhroner Quarziten". Verfolgt man jedoch die Quarzitfolgen von Weiperath, aus denen die Faunenaufsammlungen stammen, nach Nordosten, so zeigt sich, daß sie ungefähr in dem gleichen Niveau mit jenen liegen, die die bei Rapperath beschriebenen Faunen lieferten. Ein derartiger Vergleich ist bei den verhältnismäßig leicht überblickbaren Lagerungsverhältnissen durch die Parallelisierung einzelner Profile möglich. Die Faunen von Rapperath sprechen jedoch für ein Zerfer Alter dieses Schichtgliedes. Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß außer einem petrofaziellen wohl auch ein biofazieller, sehr wahrscheinlich aber kein altersmäßiger Unterschied der beschriebenen Folgen besteht. Daß allerdings, insbesondere an der Basis dieser Schichtfolge Dhrontal Schichten in der petrofaziellen Ausbildung der Zerfer Schichten enthalten, faunistisch aber nicht zu fassen sind, muß in Betracht gezogen werden. Ein begrenztes Vorkommen, wie es NÖRING (1939) angibt, ist auf Grund fehlender Isoklinalfaltung unwahrscheinlich.

Die Zerfer Schichten im Kleinen Dhrontal nördlich von Prosterath zeigen ein ähnliches Bild. Allerdings ist die Differenzierung in einzelne Bankfolgen nicht so ausgeprägt wie in dem zuletzt beschriebenen Vorkommen. Der Mangel an bezeichnenden Faunen in diesem Gebiet macht eine altersmäßige Einstufung unsicher. Doch scheint aufgrund der regionalen Anordnung und der petrofaziellen Ausbildung eine Zuordnung zu den Zerfer Schichten gerechtfertigt.

Zusammenfassend läßt sich über die regionale fazielle Ausbildung der Zerfer Schichten innerhalb des Arbeitsgebietes folgendes sagen:

Die Zerfer Schichten zeigen in ihrer Tendenz die gleiche fazielle Entwicklung wie die Dhrontal Schichten. Für das Gebiet der Stronzbuscher Haardt und nördlich davon ergibt sich eine Abnahme des Sandgehaltes sowohl in nordöstlicher (bei Monzelfeld) als auch in südwestlicher Richtung (Burgen-Hirzlei, westlich Horath). Dadurch wird eine Konzentrierung des Sandgehaltes auch innerhalb dieses Schichtgliedes auf den Bereich des Haardt- und Ranzenkopfes betont.

Zwischen Gielert und Rapperath, südlich der Stronzbuscher Haardt, deutet sich innerhalb der ungegliederten Zerfer Schichten eine Zunahme des Sandgehaltes in nordöstlicher Richtung an.

Die faziellen Verhältnisse im Raum des Thalfanger Hardtwaldes und des Kleinen Dhrontales bei Prosterath sind ohne eine ausgesprochene Tendenz.

2. 23 Kauber Schichten

Im Hangenden der Zerfer Schichten tritt im gesamten Arbeitsgebiet eine Schichtfolge auf, die sich vorwiegend aus Tonschiefern aufbaut. Gemäß der bisher allgemein üblichen Nomenklatur wird dieses Schichtglied, sofern es im Hangenden einer sandigeren Serie in der typischen Ausbildung der Hunsrückschiefer auftritt (Zerfer

Sch., Sauertaler Sch., Mayener Sch.), als Kauber Schichten bezeichnet (vgl. NÖRING, 1939; SOLLE, 1950, S. 359 ff.).

Die Petrofazies dieses Schichtgliedes ist weitgehend einheitlich. Überwiegenden Anteil am Aufbau haben milde und schwach sandige Tonschiefer. An der Basis sind meist einzelne Dachschieferhorizonte eingelagert, die aber in keinem Falle als Leithorizonte stratigraphische Bedeutung erlangen. Die Tonschiefer können seitlich durch Bänderschiefer, vereinzelt auch durch geringmächtige Lagen von Grauwackenschiefer vertreten werden. Ausgesprochene Wechsellagerung zwischen stärker sandigen und tonigen Bänken fehlt. Eine deutliche Sonderung der Korngrößen ist lediglich in den Bänderschiefern, in denen Sand- und Tonlagen miteinander abwechseln, verwirklicht. Vor allem die sandigen Tonschiefer sind schlecht gesondert. In allen Fällen jedoch überwiegt die tonige Komponente in den Gesteinen dieses Schlichtgliedes.

Eine Ausnahme von den eben geschilderten Verhältnissen macht eine sandige Einschaltung am unteren Simmbach (Mtbl. 6208), die den petrographischen Charakter der Zerfer Schichten besitzt. Aufgrund der derzeitigen Aufschlußverhältnisse läßt sich nicht entscheiden, ob es sich bei diesem Vorkommen um eine sedimentär bedingte Einlagerung oder um eine tektonische Wiederholung von Zerfer Schichten in Form einer Schuppe in den Kauber Schichten handelt (vgl. Taf. 22).

Im Hangenden der Kauber Schichten wurde nördlich des Idarwaldes im tektonisch Liegenden der Aufschiebung des Taunusquarzits auf die nordwestlich vorgelagerten Hunsrückschiefer eine stärker sandige Schichtenfolge beobachtet:
Serie von Hoxel — Deuselbach — Malborn. Es ist bisher fraglich, ob sie noch zu den Kauber Schichten gehört und den Beginn eines hangenden, sandigen Schichtgliedes, etwa den Bornicher Schichten des Mittelrheinprofiles vergleichbar (FUCHS, 1907), andeutet oder ob sie, im Liegenden der Aufschiebung des Taunusquarzits ebenfalls aufgeschuppt, den Zerfer Schichten entspricht. Die bisherigen Faunenfunde erbrachten keine Klärung dieser Frage (vgl. auch Erl. Bl. Morscheid, 6208).

Die Liegendgrenze der Kauber Schichten ist, wie bereits betont, eine reine Faziesgrenze, die Hangendgrenze in fast allen Fällen (mögliche Ausnahme nördlich des Idarwaldes) tektonisch bedingt. Da die Petrofazies der Kauber Schichten sich als am wenigsten horizontbeständig herausstellte, ist eine stratigraphisch exakte Grenzziehung in jedem Falle problematisch.

Mächtigkeitsangaben aus den Gebieten, in denen Kauber Schichten anstehen, sind aufgrund der mangelhaften Aufschlußverhältnisse und der Schwierigkeit beim Erkennen und Verfolgen des Schichtverlaufes nicht mit Sicherheit zu machen.

Schichten vom Typus der Kauber Schichten treten in größerer Ausstrichbreite in folgenden Gebietsabschnitten auf:
a. Südlich der Mosel bei Mülheim,
b. im Tiefenbachtal südlich Bernkastel,
c. in der Umgebung der Ortschaften Berglicht und Gräfendhron,
d. nördlich des Idarwaldes.

Kauber Schichten südlich der Mosel

Milde Tonschiefer mit einzelnen Dachschieferlinsen kennzeichnen die Schichtfolge dieses Gebietes. Eine sichere stratigraphische Zuordnung dieser Serie zu den Kauber

Schichten ist bisher nicht möglich, da sie — durch eine streichende Aufschiebung von den Zerfer Schichten getrennt — mit diesen keinen konkordanten Verband bildet. Immerhin gibt die Petrofazies einen Hinweis auf ihre Zugehörigkeit zu den Kauber Schichten.

Eine Besonderheit innerhalb der Schichtfolge bilden Toneisensteinlagen und -linsen, die in sehr milde Tonschiefer eingelagert sind (Abb. 2). Beide Gesteine bilden eine typische Folge innerhalb der Tonschiefer vom Kauber Typus. Sie beschränken sich auf zwei Vorkommen nördlich der Ortschaft Veldenz. Eine weitere Verfolgung über das Arbeitsgebiet hinaus ist bisher nicht gelungen. Es ist daher anzunehmen, daß es sich hier um eine lokale Fazies innerhalb der Kauber Schichten handelt.

Kauber Schichten im Tiefenbachtal südlich Bernkastel

Südlich der Ortschaft Monzelfeld (Mtbl. 6108) stehen Tonschiefer vom Kauber Typus an. Sie liegen auf oberen Zerfer Schichten, verzahnen sich mit diesen und greifen nach Nordosten immer weiter in deren Niveau hinab. Dieses fazielle Verhalten erklärt die wesentlich größere Ausstrichbreite der Kauber Schichten im Tiefenbachtal südlich Bernkastel, welche rein tektonisch mit einem Abtauchen der Faltenachsen nicht erklärbar ist.

Kauber Schichten von Berglicht und Gräfendhron

In der Umgebung der Ortschaften Merschbach, Gräfendhron und Berglicht (Mtbl. 6108—6207) sind Kauber Schichten in größerer Mächtigkeit und typischer Ausbildung mit Dachschiefervorkommen aufgeschlossen. Die Auflagerung dieser Schichten auf Zerfer Schichten kennzeichnet auch sie als echte Kauber Schichten. Sie reichen nach Südwesten hin in zunehmenden Maße in das Niveau der oberen Zerfer Schichten hinab und verzahnen sich mit diesen.

Kauber Schichten nördlich des Idarwaldes

Die größte Ausstrichbreite innerhalb des Arbeitsgebietes erreichen die Kauber Schichten nördlich des Idarwaldes.

Südwestlich der Ortschaft Thalfang ist diese Serie einheitlich aus milden Tonschiefern mit einzelnen Dachschieferlinsen an der Basis (unweit Ortschaft Burtscheid) aufgebaut. Nach Nordosten nimmt der Sandgehalt innerhalb dieser Serie zu. Diese Tatsache äußert sich in vermehrtem Auftreten sandiger Tonschiefer und Bänderschiefer. Auch die „sandige Einschaltung" am unteren Simmbachtal fällt in dieses Gebiet.

Auf die Problematik der stratigraphischen Stellung der Serie von Hoxel — Deuselbach — Malborn wurde bereits eingegangen.

3. Die Stellung der „Dhroner Quarzite"

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln die petrographische Beschaffenheit und das fazielle Verhalten der einzelnen im Arbeitsgebiet auftretenden Schichtglieder

behandelt worden ist, bleibt noch die Erörterung der Stellung der „Dhroner Quarzite" innerhalb der gesamten Schichtfolge. Bei der Beschreibung der Dhrontal Schichten wurde bereits auf die unterschiedliche Auffassung des Begriffes „Dhroner Quarzite" bei den früheren Bearbeitern hingewiesen. Bei der in diesem Kapitel folgenden Stellungnahme bleibt zu bedenken, daß die Folgerungen nur für das bearbeitete Gebiet gelten und noch nicht auf die „Dhroner Quarzite" des gesamten westlichen Hunsrück ausgedehnt werden dürfen.

Quarzit- und quarzitische Sandsteinfolgen vom Typus der „Dhroner Quarzite" treten innerhalb der Schichtfolge des Arbeitsgebietes sowohl in den Dhrontal Schichten als auch in der ungegliederten Fazies der Zerfer Schichten auf. Der Anteil der Quarzite am Aufbau der Zerfer Schichten ist jedoch wesentlich geringer als in den Dhrontal Schichten. Die Quarzite und quarzitischen Sandsteine verhalten sich faziell unbeständiger als die Tonschiefer, in die sie eingelagert sind. Bei der Beschreibung der Schichtfolge wurde bereits darauf hingewiesen, daß allen diesen stark sandigen Folgen lediglich fazieller und kein stratigraphischer Wert beizumessen ist. Nicht einmal innerhalb der Schichtglieder erlangen sie lokal leitende Bedeutung, da sie nur selten über weitere Erstreckung im Streichen zu verfolgen sind.

Das Verhältnis von Quarziten zu Tonschiefern in den Dhrontal Schichten ist wie bereits beschrieben unterschiedlich. In sämtlichen beobachtbaren Profilen überwiegt der Anteil der Tonschiefer. Diese Tatsache führte Solle (1950) dazu, den stratigraphischen Begriff „Dhroner Quarzite" zugunsten einer Faziesbezeichnung für die Quarzitfolgen innerhalb der von ihm geschaffenen Dhrontal Schichten aufzuheben. Der Befund allerdings, daß sandige Folgen von den nunmehr petrofaziell zu wertenden „Dhroner Quarziten" bis in das Niveau der Zerfer Schichten hinaufreichen, macht eine Erörterung der Beziehung der Dhrontal Schichten und Dhroner Quarzite zu den Hunsrückschiefern (i. Sinne Solles, 1950, S. 312) notwendig. Die hier gemachten Folgerungen basieren aufgrund der angewandten Arbeitsmethode vorwiegend auf lithologischen und petrofaziellen Überlegungen.

Die Dhrontal Schichten mit ihren Quarzitfolgen sind nach den Untersuchungen von Asselberghs & Henke, Kutscher, Nöring und Solle der mittleren bis oberen Siegen Stufe zuzuordnen. Sie entsprechen somit zeitlich dem Taunusquarzit. Vergleicht man die Petrofazies des Taunusquarzits mit der der Dhrontal Schichten, so ergeben sich jedoch erhebliche Unterschiede. Abgesehen von unterschiedlicher petrographischer Beschaffenheit fehlen den Dhrontal Schichten geschlossene Quarzitserien größerer Mächtigkeit vollständig. Außerdem zeichnen sie sich durch stärkere fazielle Unbeständigkeit und Verzahnung mit Schichten vom Typus der unteren Zerfer Schichten aus. Eine stratigraphisch verwertbare, faunistisch oder petrographisch belegte Abgrenzung gegen die hangenden Zerfer Schichten fehlt weitgehend. Wie die Untersuchungen gezeigt haben, ist die Grenze überwiegend eine Faziesgrenze.

Die Korngrößenentwicklung innerhalb der Schichtfolge von den Dhrontal Schichten über die Zerfer zu den Kauber Schichten zeigt generell mit aufsteigendem Profil eine kontinuierliche Abnahme der Korngröße, die hin und wieder durch zwischengeschaltete, stärker sandige oder tonige Partien unterbrochen wird. Die gesamte Abfolge stellt somit durch Korngrößenübergänge verbunden ein einheitliches Ganzes ohne strikte Grenze dar.

Bei der Erörterung des faziellen Verhaltens der einzelnen Schichtglieder wurde eine Verzahnung zum Liegenden und Hangenden aufgezeigt. Soweit beobachtbar reicht sie jedoch nur soweit, daß die hangendsten Partien des jeweils liegenden Schichtgliedes durch die tiefsten des nächst höheren vertreten werden. Daraus geht hervor, daß die Abfolge Dhrontal — Zerfer — Kauber Schichten im großen und ganzen stratigraphischen Wert besitzt, was für die Deutung der Lagerungsverhältnisse von Bedeutung ist. Die ausgeschiedenen Schichtglieder für sich gesehen sind aber in erster Linie Faziesglieder.

In den tieferen Abschnitten dieser Abfolge treten als Lokalfazies die Dhroner Quarzite auf. Dort wo sie in den Bereich der Dhrontal Schichten fallen, stellen sie ein Äquivalent des Taunusquarzits dar. Dadurch, daß sie aber auch noch darüber hinaus höher im Profil hinaufreichen können, ist eine Einengung des Faziesbegriffes Dhroner Quarzite auf die Dhrontal Schichten allein nicht gegeben, sondern er muß auf die Zerfer Schichten erweitert werden.

Vom lithologischen Standpunkt aus scheint somit wegen der Korngrößenentwicklung, der faziellen Verzahnung der einzelnen Schichtglieder untereinander und wegen des Verhaltens der Dhroner Quarzite eine Abtrennung der Dhrontal Schichten von den hangenden Hunsrückschiefern schwer durchführbar und nicht gerechtfertigt. Es bleibt daher in Erwägung zu ziehen, ob aufgrund der petrofaziellen Verhältnisse nicht besser der Begriff Hunsrückschiefer, dessen Fassung weitgehend faziell ist, zum Liegenden erweitert und die Dhrontal Schichten mit hinzu gerechnet werden sollten.

III. Die Lagerungsverhältnisse

1. Tektonische Problemstellung

Das regionaltektonische Erscheinungsbild des westlichen Hunsrück wird weitgehend durch die Materialgegensätze zwischen Quarziten — Taunusquarzit und Dhroner Quarzite — und Tonschiefern bestimmt. Die Quarzite treten in einer Reihe von großtektonischen Sätteln zutage, die größtenteils durch streichende Auf- und Überschiebungen nach Nordwesten hin begrenzt sind. Die weniger starren Tonschiefermassen bilden die Füllung der Mulden (vgl. Abb. 1).

Die bisherige tektonische Bearbeitung des westlichen Hunsrück ging im wesentlichen von stratigraphischen und nur untergeordnet von tektonischen Gesichtspunkten aus. GREBE gab 1880 die erste Karte über die Verbreitung der Quarzite im westlichen Hunsrück heraus und versuchte ihre „Sattelstellung" nachzuweisen. LEPPLA (1924/25) beschreibt erstmalig die tektonischen Verhältnisse genauer, zieht allerdings zur Erklärung von Strukturen als „Hauptablösungsflächen" sowohl Schicht- als auch Schieferungsflächen heran. ASSELBERGHS & HENKE (1935b, S. 974 ff.) gliedern den südwestlichen Hunsrück, nachdem sie das mittlere bis obere Siegen Alter der „Dhroner Quarzite" erkannt hatten, in eine Anzahl erzgebirgisch ausgerichteter Sättel und Mulden. NÖRING (1939) übernimmt diese Gliederung und stellt die Strukturen in einer Übersichtskarte dar. Außerdem geht er kurz auf die „Innere Tektonik" ein, d. h. Faltenbau, Vergenz und Überprägung vorhandener Strukturen.

Kleintektonische Untersuchungen führte SCHOLTZ (1930) erstmalig im Hunsrück durch, wobei die Bearbeitung der Schieferungs- und Schubklüftungsprobleme im Vordergrund seiner Untersuchungen standen. In neuester Zeit bearbeitete HOEPPENER (1956, 1957) das Gebiet der Moselmulde nach kleintektonischen Gesichtspunkten und weitete seine Untersuchungen auch auf den südöstlich anschließenden Hunsrück aus.

Die tektonische Aufgaben- und Problemstellung der vorliegenden Arbeit besteht in einer möglichst eingehenden Analyse der Lagerungsverhältnisse. Ihr liegen die geologische Kartierung und kleintektonische Untersuchungen im Aufschluß zugrunde. Erst die Kombination beider Untersuchungsmethoden ergab einen Einblick in die großtektonischen Strukturen und ihren inneren Aufbau, da Vergenzwechsel, intensive Spezialtektonik und mangelhafte Aufschlußverhältnisse bei Anwendung nur einer der beiden Methoden das Bild nicht erhellen.

In dieser Arbeit werden nur die Ergebnisse über das großtektonische Gefüge vorgelegt. Die Ergebnisse der kleintektonischen Untersuchungen, denen eine große Anzahl von Gefügebeobachtungen und Messungen der flächigen und linearen Gefügeelemente zugrunde liegen, werden nur insoweit herangezogen, wie sie zum Verständnis und zur Deutung des übergeordneten Gefüges notwendig sind. Die Spezialuntersuchungen bleiben einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

Von den Sätteln und Mulden des südwestlichen Hunsrück queren der Horather Sattel, der Osburger Hochwald Sattel und randlich der Idarwald Sattel das Arbeitsgebiet. Zwischen ihnen liegen die Berglichter Mulde und die Thalfanger Mulde. Hinzu kommen südlich der Mosel eine Mulde und südöstlich anschließend eine Schuppenzone bei Veldenz, Burgen und Gornhausen (vgl. Abb. 1).

Die geologische Kartierung erbrachte im Zusammenhang mit den kleintektonischen Untersuchungen den Hinweis auf eine Anzahl regional bedeutsamer Verschiebungen. Dabei handelt es sich um steile Aufschiebungen, die im Streichen der Faltenachsen bzw. spitzwinklig dazu angeordnet sind. Sie bilden jeweils die nordwestliche Begrenzung der genannten großtektonischen Sattelstrukturen. Außerdem werden im Kern des Horather und des Osburger Hochwald Sattels streichende Aufschiebungen vermutet, die diese Sättel in je zwei Schuppen aufgliedern. Die Kartierung dieser Aufschiebungen im Gelände ist nur dort möglich, wo Schichtglieder unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung aneinander grenzen und wo die Aufschlußverhältnisse einen Einblick in den Innenbau der Strukturen gewähren. Da keine dieser Verschiebungen im Gelände direkt zu beobachten ist und die Kleintektonik nur geringe Anhaltspunkte gibt, bleibt ihre Existenz problematisch. Auf Grund der geologischen Kartierung, des stratigraphischen Befundes und aufgrund von Mächtigkeitserwägungen liegt es jedoch nahe, das Vorhandensein derartiger Aufschiebungen anzunehmen.

2. Die großtektonischen Bauelemente

2.1 Die Sattel-, Mulden- und Schuppenstrukturen

In den folgenden Kapiteln werden die großtektonischen Strukturen innerhalb des Arbeitsgebietes behandelt, die in der Größenordnung von mehreren km Ausdehnung

vorliegen. Die Beschreibung erfolgt in der Reihenfolge von Nordwesten nach Südosten und beginnt südlich der Mosel mit der Mülheimer Mulde.

2. 11 Mülheimer Mulde

Tonschiefer vom Typus der Kauber Schichten mit eingelagerten Toneisensteinlinsen und -lagen bilden südlich der Mosel zwischen den Ortschaften Mülheim und Veldenz eine flache Mulde. Der Verlauf dieser Mulde läßt sich anhand der toneisensteinreichen Fazies, die im Kern liegt, auskartieren. Aufgrund des in den Aufschlüssen beobachteten Schichtverlaufes handelt es sich um eine nordwestvergente Mulde mit einem flachen Nordwestflügel ohne wesentliche Spezialfaltung und einem steilen, spezialgefalteten Südostflügel. Die Nordwestvergenz wird durch die nördlich der Moselachse (vgl. SCHOLTZ, 1930) flach nach Südosten einfallende 1. Schieferung unterstrichen. Die Muldenachse streicht etwa 50—60° und fällt flach nach Nordosten ein.

2. 12 Schuppenzone von Veldenz—Burgen—Gornhausen

Die Schuppenzone von Veldenz — Burgen — Gornhausen schließt sich südöstlich an die Mülheimer Mulde an und läßt sich von Nordwesten nach Südosten in drei Einzelschuppen aufgliedern, die jeweils durch streichende oder spitzwinklig zum Streichen liegende Aufschiebungen voneinander getrennt sind (vgl. Taf. 21, Prof. 5a u. 5b):

a. Schuppe südlich Veldenz und Burgen,
b. Schuppe von Hirzlei und
c. Schuppe von Rotenberg — Hofbach — Papiermühle.

(a) Die Schuppe südlich Veldenz und Burgen. Südlich der Ortschaften Veldenz und Burgen grenzt unter Ausfall der oberen Zerfer Schichten eine stark sandige Schichtfolge vom Typus der unteren Zerfer Schichten unmittelbar an Kauber Schichten der Mülheimer Mulde. Auf diese unteren Zerfer Schichten, die stark spezialgefaltet sind und flach nach Südosten einfallen, legen sich im Hangenden in normaler Abfolge obere Zerfer Schichten. Es liegt hier somit der Südostflügel einer großräumigen Sattelstruktur vor, deren Nordwestflügel zum größten Teil durch eine streichende Verschiebung unterdrückt ist. Dabei handelt es sich nach der Kartierung um eine steil nach Südosten einfallende, streichende bis spitzwinklig zum Generalstreichen verlaufende Aufschiebung, die sich von Bernkastel nach Südwesten in Richtung Veldenz und Burgen verfolgen läßt. Südwestlich von Burgen tauchen die unteren Zerfer Schichten infolge Achsenabtauchen nach Südwesten unter. Die oberen Zerfer Schichten im Hangenden gehen dort in eine tonige Fazies über, die den Kauber Schichten der nordwestlich vorgelagerten Mülheimer Mulde sehr ähnlich sieht und dadurch eine weitere Verfolgung von Aufschiebung und Schuppe nach Südwesten unmöglich macht.

Die quarzitischen Sandsteine in den Zerfer Schichten dieser Schuppe zeigen eine intensive Spezialfaltung, deren Faltenspiegel im Grenzbereich horizontal liegt und südöstlich anschließend flach nach Südosten einfällt. Eine einheitliche Vergenz über das gesamte Gebiet mit ausgesprochener Tendenz fehlt. Die Achsen der Spezialfalten bilden südlich von Veldenz eine flache Kulmination, in deren Kern der Quarz-

porphyr von Gornhausen liegt. Südlich und südwestlich der Ortschaft Burgen tauchen die Faltenachsen nach Südwesten ab.

(b) Im Kern der Schuppe von Hirzlei grenzen untere Zerfer Schichten (Lokalität Hirzlei, Mtbl. 6107) mit einer Aufschiebung nördlich der Ortschaft Hirzlei an die in toniger Fazies ausgebildeten oberen Zerfer Schichten der nordwestlich vorgelagerten Schuppe bei Burgen. Die unteren Zerfer Schichten werden im Bereich der Schuppe von einer geringmächtigen Folge von oberen Zerfer Schichten in der Normalfazies und anschließend nach Südosten in der tonigen Fazies der Kauber Schichten überlagert. Bedingt durch diesen Fazieswechsel und ein Achsenabtauchen der Schuppe nach Südwesten, ist ihre weitere Verfolgung nach Südwesten wie die der Aufschiebung nicht möglich. Ebenso ist wegen der stärker sandigen Ausbildung aller beteiligten Schichtglieder weiter im Nordosten eine Verfolgung in dieser Richtung verwehrt.

Die Schichten innerhalb der Schuppe sind intensiv spezialgefaltet. Die Achsen der Spezialfalten und der -fältelung liegen mehr oder weniger horizontal und fallen lokal nach Südwesten hin ein. Der Faltenspiegel ist ebenfalls wie bei der nordwestlichen Schuppe nach Südosten geneigt (vgl. Taf. 21, Prof. 4).

(c) Die Schuppe von Rotenberg—Hofbach—Papiermühle. Die dritte Schuppe läßt sich von der Ortschaft Monzelfeld (Mtbl. 6108) über Gornhausen nach Papiermühle (Mtbl. 6107) verfolgen. Sie grenzt mit einer ca. 50—60° streichenden Aufschiebung an die nordwestlich vorgelagerten Schuppen von Veldenz—Burgen und Hirzlei.

Der innere Aufbau dieser Schuppe ist im Streichen unterschiedlich und läßt sich in einer Anzahl von Querprofilen kontrollieren (vgl. Taf. 21). Zwischen dem Hinterbachtal im Nordosten (Mtbl. 6108) und dem Kieselbornbach im Südwesten (Mtbl. 6107) ähnelt der innere Aufbau weitgehend dem der beiden zuvor beschriebenen Schuppen. Die Schichten sind ebenfalls intensiv spezialgefaltet. Die Achsen der Spezialfalten und die Schnittkanten zwischen Schichtung und 1. Schieferung fallen größtenteils nach Nordosten ein. Der Faltenspiegel ist weiterhin nach Südosten geneigt, aber etwas steiler als in den nordwestlich vorgelagerten Schuppen. Südlich von Monzelfeld bildet der Faltenspiegel eine flache Mulde, in deren Kern Kauber Schichten auftreten. Die Achse dieser Mulde streicht etwa 55° und hebt sich nach Südwesten heraus. Weiter im Südwesten bei Gornhausen ist diese Mulde weder stratigraphisch noch tektonisch nachzuweisen.

Eine völlig anders strukturelles Bild weist diese Schuppe im Großen Dhrontal nördlich von Papiermühle (Mtbl. 6107) auf. Die Schichten stehen saiger oder fallen steil nach Süosten ein. Dementsprechend ist die Ausstrichbreite hier wesentlich geringer. Außer flexurartigen Verbiegungen der Schichten fehlt jegliche weitere Spezialfaltung. Das Achsengefälle der Flexurachsen ist nach Südwesten gerichtet.

2. 13 Horather Sattel

Bereits Grebe (1880, S. 257) beschreibt für den Quarzitrücken der Stronzbuscher Haardt im Dhrontal südlich von Papiermühle eine „Sattelbildung", an deren Nord-

seite die Quarzite mit 70° NW und an der Südseite mit 70—80° SE einfallen sollen. Auch ASSELBERGHS & HENKE (1935 b, S. 975) nehmen eine Antiklinale in diesem Gebiet an, die auf der Altersdatierung der „Dhroner Quarzite" beruhte und durch KUTSCHER (1935 b) ihre Bestätigung fand.

Die kleintektonische Untersuchung im Bereich des Nordabschnittes der als Horather Sattel bezeichneten Struktur erbrachte in keinem Fall Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen GREBES. Überall fallen die Dhrontal Schichten und eingelagerten Dhroner Quarzite nach Südosten hin ein bzw. stehen saiger. Sie grenzen überall an die Zerfer Schichten der nordwestlich vorgelagerten Schuppe von Papiermühle. Das Verhältnis von Schichtung zu 1. Schieferung (Schichtung fällt nach SE, 1. Schieferung steil nach NW ein) schließt in jedem Falle eine Überkippung der Schichten aus.

Daraus geht hervor, daß der Nordwestflügel des Horather Sattels in ähnlicher Weise wie bei den Schuppen südlich Veldenz und Burgen fehlt. Es muß auch in diesem Fall mit einer tektonischen Unterdrückung durch eine streichende Aufschiebung gerechnet werden. Sie verläuft nach der Kartierung von der Ortschaft Papiermühle bei einem Streichen von ca. 65° über Gornhausen bis in das Tiefenbachtal (Mtbl. 6108). Das Streichen der Verschiebung ist etwa 5° flacher als das Generalstreichen der nordwestlich vorgelagerten Schuppen, wodurch auch das Verschwinden der Mulde nordöstlich von Gornhausen (s. ob.) erklärbar ist.

Ein Profil durch diese Struktur ist im Tal der Großen Dhron zwischen Papiermühle im Nordwesten und Horath im Südosten aufgeschlossen (vgl. Taf. 21, Prof. 2):

Unmittelbar südlich Papiermühle fallen die quarzitischen Sandsteine und Quarzite der Dhrontal Schichten steil nach Südosten ein (80—85° SE) oder stehen saiger. Daran schließt sich nach Südosten am Heusprung- und Lierensbach (Mtbl. 6107) ein schmaler Streifen von Dhrontal und Zerfer Schichten an, die spezialgefaltet sind. Der Faltenspiegel fällt mittelsteil nach Südosten ein, die Achsen der Spezialfalten tauchen mit max. 35° SW ab und bedingen ein Untertauchen der Dhrontal Schichten unter Schichten vom Zerfer Typus nach Südwesten.

Am Harpelstein, südlich des Heusprungbaches, setzen erneut Dhrontal Schichten mit eingelagerten Dhroner Quarziten ein, die wiederum steil nach Südosten (75 bis 85° SE) einfallen und vereinzelt flexurartig verbogen sind. SOLLE (1950) hält diese Folge von Dhrontal Schichten für die älteste. Das gleiche Schichteinfallen bleibt auf dem gesamten Südostflügel bestehen. In normaler Abfolge legen sich Zerfer und Kauber Schichten auf die Dhrontal Schichten.

Das zweimalige Auftreten von Dhrontal Schichten im beschriebenen Profilabschnitt legt bei einheitlichem Einfallen der Schichten bzw. des Faltenspiegels nach Südosten den Schluß nahe, daß der Horather Sattel durch eine streichende Aufschiebung in zwei Schuppen gegliedert ist.

2.14 Berglichter Mulde

Südlich des Horather Sattels schließt sich die Berglichter Mulde an, deren Kern von Tonschiefern der Kauber Schichten eingenommen wird. Die nördliche Umrandung der Mulde bilden Zerfer Schichten, die generell 65—70° streichen und mit 70—80° SE einfallen. Sie bilden mit den Kauber Schichten einen konkordanten Verband.

Der Südrand der Mulde ist wahrscheinlich durch eine Aufschiebung tektonisch gestört. Durch den zum Streichen der Schichten spitzwinklig angelegten Verlauf der Aufschiebung (45—50°) wird ein Konvergieren der nördlichen und südlichen Muldenbegrenzung hervorgerufen. Im Kartenbild (vgl. Taf. 22) wird dadurch ein umlaufendes Streichen und damit verbunden ein Herausheben der Mulde nach Nordosten vorgetäuscht. Umlaufendes Streichen wurde jedoch weder auf dem nördlichen noch auf dem südlichen Randgebiet beobachtet.

Die mangelhaften Aufschlußverhältnisse lassen keine durchgehende Beobachtung des inneren Aufbaues der Mulde und somit keine Fixierung der Muldenachse zu. Asselbergh & Henke (1935b, S. 975) geben für ihren Verlauf die Linie Berglicht—Elzerath an.

2. 15 Osburger Hochwald Sattel

Eine erneute Aufsattelung südlich der Berglichter Mulde wird durch das Auftreten von Dhrontal und Zerfer Schichten im Kleinen Dhrontal und im Thalfanger Hardtwald nordöstlich des Osburger Hochwaldes belegt.

Bei der Beschreibung der Berglichter Mulde wurde bereits angedeutet, daß die Zerfer Schichten des Osburger Hochwald Sattels auf die Kauber Schichten der Berglichter Mulde aufgeschoben sind. Nach der Kartierung handelt es sich um eine spitzwinklig zum Streichen liegende, steile Aufschiebung, durch die der Nordwestflügel des Sattels unterdrückt worden ist. Sie streicht zwischen den Ortschaften Haag und Berglicht zwischen 45—50° und weiter im Südwesten zwischen 50—60° (vgl. Taf. 22).

Nach der tektonischen Kartierung läßt sich der Osburger Hochwald Sattel innerhalb des Arbeitsgebietes in zwei Bereiche gliedern, deren innerer Aufbau sich wesentlich unterscheidet. Beide Abschnitte werden durch eine ca. 120° streichende Abschiebung am Ostrand des Thalfanger Hardtwaldes südlich Berglicht voneinander getrennt.

Der nordöstliche Abschnitt liegt zwischen den Ortschaften Gielert und Rapperath (Mtbl. 6207—6108). Er baut sich aus ungegliederten Zerfer Schichten auf. Im Südosten werden sie normal von Kauber Schichten überlagert, im Nordwesten grenzen sie tektonisch an Kauber Schichten (Taf. 21, Prof. 3).

Der strukturelle innere Aufbau ist verhältnismäßig einfach: Die Schichten stehen größtenteils saiger oder fallen steil nach Südosten ein. Jegliche Spezialfaltung fehlt mit Ausnahme flexurartiger Verbiegungen und Knickungen einzelner Bänke im m-Bereich, durch die lokal steiles Einfallen nach Nordwesten und Südosten an ein und derselben Bank beobachtet werden kann. Die hierdurch gegebene inverse Lagerung erstreckt sich nur auf einen Bereich von wenigen Metern. Das Verhältnis von Schichtung zu 1. Schieferung schließt eine Überkippung über weitere Erstreckung aus.

Der südwestlich anschließende Abschnitt zeigt ein völlig anderes tektonisches Bild (Taf. 21, Prof. 1): Einen Einblick in den inneren Aufbau vermittelt das Profil im Tal der Kleinen Dhron zwischen Bescheider Mühle im Nordwesten und der Ortschaft Burtscheid im Südosten. Südlich der Bescheider Mühle setzen — durch eine steile Aufschiebung von den Kauber Schichten der Berglichter Mulde getrennt — ungegliederte Zerfer Schichten ein. Die Schichten stehen saiger und fallen anschließend

steil nach Südosten ein (75—80° SE). An die steilstehenden Schichten schließt sich nach Südosten eine Zone intensiver Spezialfaltung an. Neben einer übergeordneten Faltung, die Größenordnungen von mehreren 100 m erreichen kann, tritt eine Spezialfaltung im m-Bereich auf. Beide weisen Südostvergenz auf, verdeutlicht durch flaches Einfallen der Nordwest- und steiles Einfallen der Südostflügel der Falten sowie eine nach Nordwesten einfallende 1. Schieferung. Die Achsen der Falten streichen zwischen 50—60° und tauchen flach nach Südwesten ab.

Südöstlich anschließend grenzen am Dauwels Berg nördlich der Ortschaft Prosterath saigerstehende bis steil nach Südosten einfallende Dhrontal Schichten mit eingelagerten Quarziten an die spezialgefalteten Zerfer Schichten. Sie sind an einer ca. 45—50° streichenden Aufschiebung auf die Zerfer Schichten aufgeschoben. Durch den spitzwinklig zum Streichen angelegten Verlauf der Verschiebung ist auf der westlichen Talseite der Kleinen Dhron ein Teil der Quarzite innerhalb der Dhrontal Schichten ausgefallen. Auf die Dhrontal Schichten folgen nach Südosten in normaler Abfolge untere und obere Zerfer Schichten und anschließend Kauber Schichten. Das Südosteinfallen wird lediglich bei Schmelzmühle (Mtbl. 6207) nochmals durch einen flachen Spezialsattel in den Zerfer Schichten unterbrochen. Die Achse dieses Sattels streicht zwischen 50—60°. Sie liegt bei Schmelzmühle horizontal und fällt anschließend nach Südwesten mit ca. 5° SW ein.

2. 16 Thalfanger Mulde

Nach Süden schließt sich an den Osburger Hochwald Sattel die Thalfanger Mulde an (vgl. ASSELBERGHS & HENKE, 1935b, S. 975). Ebenso wie bei der Berglichter Mulde wird auch ihre Füllung von Tonschiefern der Kauber Schichten gebildet.

Am Nordwestrand der Thalfanger Mulde bilden die Kauber Schichten mit den Zerfer Schichten einen konkordanten Verband. Der Grenzverlauf ist faziell bedingt unregelmäßig. Am Südrand der Mulde muß dagegen aufgrund des Schichtverlaufes (einheitliches Einfallen nach Südosten) und wegen des Fehlens einer typischen Folge von Zerfer Schichten im Grenzbereich zum Taunusquarzit mit einer steilen Aufschiebung von Taunusquarzit auf die Serie von Hoxel — Deuselbach — Malborn (vgl. S. 145 gerechnet werden, die unmittelbar an den Taunusquarzit grenzt. Somit wäre bei der Thalfanger Mulde ebenso wie bei der Berglichter Mulde der Südostflügel durch eine streichende Aufschiebung unterdrückt. Die Möglichkeit, in der sandigen Folge von Hoxel — Deuselbach — Malborn einen Südostflügel der Mulde zu sehen, ist aufgrund des Schichtverhaltens nicht gegeben. Allerdings könnte diese Serie im tektonisch Liegenden der Aufschiebung des Taunusquarzits ebenfalls aufgeschuppt worden sein und den Zerfer Schichten entsprechen.

Mangelhafte Aufschlußverhältnisse und das häufige Fehlen einer sedimentär bedingten Vorzeichnung in den Tonschiefern erschweren eine Analyse des inneren Aufbaues der Mulde. Das Profil am Simmbach (Mtbl. 6208) zeigt stetiges Einfallen der Schichten nach Südosten mit geringfügiger Spezialfaltung über den gesamten Profilabschnitt (Taf. 21, Prof. 3). Unter diesen Umständen ist eine Fixierung der Muldenachse nicht möglich.

2. 17 Idarwald Sattel

Den südlichen Abschluß des Arbeitsgebietes bildet der Idarwald Sattel. GREBE (1880), ASSELBERGHS & HENKE (1935b) und LEPPLA (1896) beschreiben für diesen Bereich mehrere Sattelzüge, in deren Kern Taunusquarzit und Schichten der Gedinne Stufe auftreten.

Am Nordrand dieses Sattels sind spezialgefaltete gebankte Quarzite des Taunusquarzits auf die Tonschieferserien der Thalfanger Mulde aufgeschoben. Für das Gebiet von Hermeskeil westlich des vorliegenden Arbeitsgebietes wird eine Aufschiebung von Schichten der Gedinne Stufe des Idarwald Sattels auf die Tonschiefer der Thalfanger Mulde nach den Aufnahmen GREBES erwähnt (ASSELBERGHS & HENKE, 1935b, S. 976). KUTSCHER (1938) spricht auch für das Gebiet von Hoxel die Vermutung aus, daß Taunusquarzit auf die vorgelagerten Hunsrückschiefer aufgeschoben worden ist.

Aufschlüsse am Schweinegruben Berg und an der Lokalität „Am Stein" (Mtbl. 6208) südlich der Ortschaft Hoxel zeigen mehrere Spezialfalten mit Nordwestvergenz im Taunusquarzit, die durch schichtparallele, nach Südosten einfallende Aufschiebungen an den Sattelflanken unterstrichen wird. Die Faltenachsen tauchen flach (05—10° SW) nach Südwesten ab.

Die Aufschiebung am Nordrand des Idarwaldes wird im Arbeitsgebiet von je einer ca. 120° streichenden Verwerfung am Schweinegruben Berg und am Forsthaus Deuselbach (Mtbl. 6208) versetzt. Bei beiden Verwerfungen handelt es sich um antithetisch zu den Spezialfaltenachsen angeordnete schräge Abschiebungen.

2. 2 Vergenz und Vergenzänderungen

Das Gebiet zwischen Mosel und Idarwald weist hinsichtlich seiner Vergenz keine einheitliche Ausrichtung auf. Es lassen sich vielmehr drei erzgebirgisch streichende, unterschiedlich vergente Gebiete gegeneinander abgrenzen. Allerdings stößt die Festlegung der Vergenz, die auf einheitliche Prägung zurückgeht, im Arbeitsgebiet auf Schwierigkeiten. Die üblichen Merkmale [Lage der Faltenachsenebenen und Verhalten der 1. Schieferung(s_1)] sind nur unter Vorbehalten verwendbar, da gebietsweise eine 2. Schieferung (s_2) auftritt, die die ursprüngliche Vergenz überprägt und neue geschaffen hat. Eine Eigentümlichkeit der 2. Schieferung besteht jedoch darin, daß sie innerhalb desselben Gesteinskomplexes nie über weitere Erstreckung auftritt, sondern auf schmale, streichende Streifen beschränkt bleibt. In diesen Streifen treten vom Rand zum Zentrum verschiedene Stärkegrade der Beanspruchung und Überprägung des ursprünglichen Gefüges auf (SCHOLTZ, 1930; HOEPPENER, 1957).

Es stehen demnach im Arbeitsgebiet Bereiche unterschiedlicher tektonischer Bauart sich gegenüber: Solche, in denen die ursprüngliche Vergenz erhalten blieb, und solche, in denen sie teilweise oder ganz verändert wurde. Das streifenweise Auftreten gibt jedoch die Möglichkeit, mit Hilfe gefügekundlicher Methoden den Anteil der späteren Überprägung zu berücksichtigen.

Abgesehen von kleinräumigen Vergenzunterschieden lassen sich innerhalb des bearbeiteten Gebietes drei großräumige Bereiche unterschiedlicher Vergenz ausscheiden

(vgl. HOEPPENER, 1960). Als Hauptbezugsmerkmal für die Festlegung ist die unverformte 1. Schieferung benutzt worden.

a. Nordwestvergentes Gebiet im Bereich der Mosel (Mülheimer Mulde) = Zone III n. HOEPPENER,
b. südostvergentes Gebiet daran nach Südosten anschließend bis zum Nordrand des Idarwaldes = Zone IV n. HOEPPENER,
c. nordwestvergentes Gebiet am Nordrand des Idarwaldes.

Diese drei Gebiete sind durch schmale, erzgebirgisch ausgerichtete Zonen der Vergenzänderung voneinander getrennt: Südlich der Mosel durch die Moselachse (SCHOLTZ, 1930; Vergenzfächer C n. HOEPPENER) und eine Zone meilernder Vergenz am Nordrand des Idarwaldes.

Der Vergenzfächer im Norden des Arbeitsgebietes (Moselachse) läßt sich überall deutlich verfolgen und ist durch eine Veränderung im Einfallen der Flächen der 1. Schieferung (s_1) belegt. Bei der Betrachtung des Verhaltens der s_1-Flächen nördlich und südlich der Moselachse zeigt sich, daß die Nordwestvergenz nördlich der Moselachse wesentlich ausgeprägter ist als die Südostvergenz unmittelbar südlich davon. Von der Mosel bis zur Ortschaft Veldenz erfolgte eine Versteilung der s_1-Flächen von 30° SE bis zur Saigerstellung. Südlich der Achse dagegen pendelt das Einfallen der s_1-Flächen um die Saigerstellung und erlangt maximal ein Einfallen von 70 bis 75° NW. Eine ausgesprochene Vergenz fehlt in diesem Gebiet. Es handelt sich also innerhalb des Arbeitsgebietes zum größten Teil um einen Halbfächer. Weiter nach Südwesten ändern sich die Verhältnisse, so daß dort stellenweise ein mehr oder weniger symmetrischer Fächer ausgebildet ist. Erst südöstlich des Horather Sattels fällt die 1. Schieferung flacher und einheitlich nach Nordwesten ein. Sie erreicht Werte von 50—55° NW und zeigt damit Südostvergenz an.

Die Vergenzänderung am Nordrand des Idarwaldes ist schwieriger zu belegen, da hier zwei Bereiche unterschiedlicher Materialzusammensetzung aneinander grenzen, die nicht unbedingt vergleichbar sind: Die Tonschiefer der Kauber Schichten in der Thalfanger Mulde und die schieferungsfeindlichen Quarzite des Taunusquarzits im Idarwald Sattel. Die Vergenzgegensätze lassen sich jedoch mittels kleintektonischer Beobachtungen nachweisen. Die Tonschiefer der Kauber Schichten zeigen deutliche s_1-Flächen, die mit 50—60° NW einfallen. In den Quarziten dagegen wurde eine nordwestvergente Spezialfaltung mit steil nach Südosten einfallenden Aufschiebungen auf den Nordwestflügeln der Sättel festgestellt. Ein Anteil der 2. Schieferung bei der Ausbildung der Spezialfalten konnte nicht nachgewiesen werden. Somit scheint eine Gegenüberstellung und ein Vergleich der Vergenzen gerechtfertigt. Eine Zone ohne ausgeprägte Vergenz (steilstehende s_1-Flächen bzw. Faltenachsenebenen) zwischen beiden Gebieten fehlt. Somit kann nur unter Vorbehalt von einem Vergenzmeiler gesprochen werden. Es bleibt jedoch zu bedenken, daß eine solche Zone durch die Aufschiebung des Taunusquarzits auf die Tonschiefer der Thalfanger Mulde unterdrückt worden sein kann.

Im Widerspruch zu den geschilderten, beobachtbaren Vergenzverhältnissen stehen die streichenden Aufschiebungen, die in den vorigen Kapiteln bei der Beschreibung der großräumigen Sattel- und Schuppenstrukturen angeführt wurden. Diese betonen, da sie steil nach Südosten einfallen, Nordwestvergenz über das gesamte Gebiet. Diese

gegensätzlichen Verhältnisse lassen sich nur durch eine spätere Vergenzänderung durch Rotation erklären (vgl. SCHOLTZ, 1930; HOEPPENER, 1957), die südlich der Moselachse an einer horizontalen, im Streichen gelegenen Achse nach Südosten stattfand. Die Deutung dieser Verhältnisse bleibt einer späteren Veröffentlichung zusammen mit den Ergebnissen der kleintektonischen Untersuchungen vorbehalten.

2.3 Die streichenden Aufschiebungen

Einleitend und bei der Beschreibung der Sattel- und Schuppenstrukturen wurde bereits darauf hingewiesen, daß Anlaß zur Annahme streichender Aufschiebungen besteht. Sie fallen steil nach Südosten ein und bilden jeweils die nordwestliche Begrenzung der durch das Auftreten der stark sandigen Dhrontal und unteren Zerfer Schichten gekennzeichneten Sättel.

Belegt ist eine solche Aufschiebung bisher nur für den Nordrand des Idarwald Sattels, wo der Taunusquarzit und stellenweise Schichten der Gedinne Stufe auf die Tonschiefer der Thalfanger Mulde aufgeschoben sind. Alle übrigen Aufschiebungen sind wegen mangelhafter Aufschlußverhältnisse bislang noch hypothetisch. Die Beobachtungsbefunde zwischen Mosel im Nordwesten und Idarwald im Südosten lassen zwei Deutungsmöglichkeiten zu:

1. Nimmt man für das Arbeitsgebiet keinen Schuppenbau mit streichenden Aufschiebungen an, so ergeben sich weitgehende stratigraphische und tektonische Konsequenzen:

Zwischen der Mosel und der Aufschiebung des Taunusquarzits gliedert sich unter den durch das Schichteinfallen gegebenen Verhältnissen die angetroffene Sedimentfolge folgendermaßen:

Die Dhrontal Schichten (mittlere bis obere Siegen Stufe) umfassen die gesamte Schichtfolge zwischen Papiermühle im Nordwesten und dem „Osburger Hochwald Sattel" im Südosten. Sie besitzen eine Mächtigkeit von schätzungsweise ca. 4—5000 m. Zu ihnen gehören die Schichten vom Zerfer und Kauber Typus der Berglichter Mulde. Daraus wiederum leitet sich eine tiefgreifende fazielle Differenzierung innerhalb der Dhrontal Schichten mit entsprechenden paläogeographischen Konsequenzen ab. Die „Zerfer" und „Kauber Schichten" zwischen Mosel und „Horather Sattel" bilden das Liegende der Dhrontal Schichten der Stronzbuscher Haardt (Alter?). Zu den echten Zerfer und Kauber Schichten zählen nur noch die Folgen der Thalfanger Mulde. Die Mächtigkeit der gesamten Schichtfolge, die nach SOLLE (1950) die mittlere bis oberste Siegen Stufe umfaßt, beträgt zwischen Mosel und Idarwald größenordnungsmäßig zwischen 11—12000 m.

Tektonisch gesehen bedeutet das Fehlen von streichenden Aufschiebungen in diesem Gebiet ein Fehlen jeglichen Großfaltenbaues. Da im Gebiet der Moselmulde Schichten der Ems-Stufe und des unteren Mitteldevons nachgewiesen wurden (vgl. KOPP, 1955), müßte dort eine streichende Auf- oder Überschiebung mit ungeheurem Verschiebungsbetrag angenommen werden, um das Nebeneinander von Schichten der Ems Stufe und solchen, die älter als die Dhrontal Schichten sind, unter Ausfall der gesamten 11—12000 m mächtigen Folge zu erklären.

2. Die zweite Deutungsmöglichkeit entspricht den von Verf. geschilderten Verhältnissen.

Der Nachweis der im Gelände nicht unmittelbar zu beobachtenden Aufschiebungen wurde einmal durch den Vergleich der geologischen Kartierung mit den kleintektonischen Beobachtungen geführt. Die auskartierten Nordwestgrenzen der Strukturen ließen sich mit dem Verlauf der Schichten nicht in Einklang bringen und gaben damit einen ersten Hinweis auf die Existenz von Verschiebungen, die z. T. unterschiedliches Streichen und Einfallen bezogen auf die Schichtung aufweisen.

Zum anderen gibt der stratigraphische Befund, kombiniert mit den Ergebnissen der kleintektonischen Aufnahme, Hinweise auf streichende Aufschiebungen. Bei stetem Einfallen der Schichten und des Faltenspiegels nach Südosten treten im Profil zwischen Mosel und Idarwald (Querprofil) dreimal Schichten auf, die in die mittlere bis obere Siegen Stufe gehören: Dhrontal Schichten im Kern des Horather Sattels, die gleichen Schichten im südwestlichen Abschnitt des Osburger Hochwald Sattels und der Taunusquarzit des Idarwald Sattels. Im Hangenden der Dhrontal Schichten folgen jeweils nach Südosten in normaler, ungestörter Abfolge Zerfer und Kauber Schichten.

Diese Gründe und Mächtigkeitserwägungen sprechen für die streichenden Aufschiebungen und daraus resultierend für einen Schuppenbau im Arbeitsgebiet. Durch moderne stratigraphische und tektonische Untersuchungen sind auch im Mittelrheingebiet (SCHULZE 1959) und im südlichen Hunsrück (FALKE 1957) Schuppenstrukturen mit steilen Aufschiebungen nachgewiesen worden. Daraus ergibt sich, daß im südlichen Rheinischen Schiefergebirge ein derartiger Baustil nicht fremdartig ist und für das Arbeitsgebiet durchaus in Betracht gezogen werden kann.

IV. Zusammenfassung

Eine Gliederung der Schichtfolge im Arbeitsgebiet auf petrographischer Basis konnte die aufgrund biostratigraphischer Untersuchungen im Hunsrück aufgestellte Dreiteilung in Dhrontal, Zerfer und Kauber Schichten bestätigen. Die faziellen Verhältnisse, gekennzeichnet durch einheitliche Gesteinsausbildung über weite Profilabschnitte mit Korngrößenübergängen und faziellen Verzahnungen zum Liegenden und Hangenden, erschweren eine stratigraphisch belegbare Abgrenzung der einzelnen Schichtglieder untereinander. Diese sind daher vorwiegend Faziesglieder der gesamten Hunsrückschieferabfolge. Die „Dhroner Quarzite" früherer Bearbeiter treten vorwiegend an der Basis der Schichtfolge in Form geschlossener Quarzit- und Sandsteinfolgen in den Dhrontal Schichten auf, reichen jedoch auch teilweise bis in die Zerfer Schichten hinauf. Da sie nicht horizontbeständig sind, haben sie nur faziellen Wert.

Die geologische Kartierung zeigte im Zusammenhang mit der kleintektonischen Aufnahme, daß die Nordwestflügel der großen Sattelstrukturen im westlichen Hunsrück durch streichende, bzw. spitzwinklig zum Streichen der Faltenachsen angelegte Aufschiebungen weitgehend reduziert sind. Die Aufschiebungen sind im Gelände nicht unmittelbar zu beobachten, ergeben sich aber aus dem stratigraphischen Befund zusammen mit der Verfolgung des Schichtverlaufes im Querprofil von Nordwesten nach Südosten.

Drei Gebiete mit unterschiedlicher Vergenz stehen sich im Arbeitsgebiet gegenüber, die durch einen Vergenzfächer und einen – meiler voneinander getrennt sind. Die streichenden Aufschiebungen und die Vergenzverhältnisse stehen gebietsweise zueinander im Gegensatz. Sie lassen sich nur durch eine spätere Rotation um eine horizontale Achse in Einklang bringen.

Schriftenverzeichnis

Asselberghs, E. & Henke, W.: Le Siegenien et le Gedinnien du Hunsrück et du Taunus. — Bull. Acad. roy. Belge, **1935**, S. 865—882, Bruxelles 1935 (a).

— — Contribution à la Tectonique du Hunsrück et du Soonwald. — Bull. Acad. roy. Belge, **1935**, S. 974—979, Bruxelles 1935 (b).

Falke, H.: Zur Geologie von Stromberg (Hunsrück). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 75—113, Wiesbaden 1957.

Füchtbauer, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, **1959**, S. 605 bis 613, Hamburg 1959.

Grebe, H.: Über die Quarzitsattelrücken im südöstlichen Teile des Hunsrück (linksrheinischer Taunus). — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1880, **1**, S. 243—259, Bln. 1880/81.

Hoeppener, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung etc. — Geol. Rdsch., **45**, S. 247—283, Stuttgart 1956.

— Zur Tektonik des Südwestabschnittes der Moselmulde. — Geol. Rdsch., **46**, S. 318 bis 348, Stuttgart 1959.

— Ein Beispiel für die zeitliche Abfolge tektonischer Bewegungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge. — Geologie en Mijnbouw, **39**, S. 181—188, Bruxelles 1960.

Kopp, K.-O.: Die Wittlicher Rotliegendsenke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., **44**, S. 100—147, Meisenh./Stuttgart 1955.

Kutscher, F.: Die Throner Quarzite des hinteren Hunsrück. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 213—218, Bln. 1935 (a).

— Ein Fossilvorkommen in den Throner Quarziten westlich von Horath. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 702—703, Bln. 1935 (b).

— Taunusquarzit, Throner Quarzit und Hunsrückschiefer des Hunsrück und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1936, **57**, S. 186—237, Bln. 1937.

— Eine Taunusquarzitfauna bei Hoxel (Bl. Morscheid/Hunsrück). —Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 622–630, Bln. 1938.

Leppla, A.: Zur Geologie des linksrheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1895, **16**, S. 74—94, Bln. 1896.

— Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges, Begleitworte zu d. Bl. Trier-Mettendorf und Mainz. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1923, **75**, Mber., S. 80—87, Bln. 1924.

— Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuss. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 1—88, Bln. 1924/25.

Nöring, F.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuss. geol. L.-A., NF. **192**, Bln. 1939.
Enthält ausführliche Literaturangaben über den westlichen Hunsrück bis 1939.

Scholtz, H.: Das variskische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. Paläontol., **8**, 25, S. 235 bis 316, Bln. 1930.

Schulze, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und Lorelei. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 246—268, Wiesbaden 1959.

Solle, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**, 1949, S. 299—380, Hannover 1950.

Manuskript eingegangen am 1. 9. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 160–164	2 Tab.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers*

Von **Fritz Kutscher**, Wiesbaden

Mit 2 Tabellen

Kurzfassung

Durch diese Schrift wird eine Veröffentlichungsreihe über die Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers eröffnet. Es ist beabsichtigt, den vorhandenen Stoff zusammenzutragen und kritisch zu beleuchten, aber darüber hinaus auch neue Beobachtungen mitzuteilen, um schließlich eine Monographie über den Hunsrückschiefer in seinen verschiedenen Verbreitungsgebieten zu erlangen.

Die noch offenen Probleme: 1. Die stratigraphische Stellung des Hunrrückschiefers, 2. Die Hunsrückschiefer-Fazies werden kurz umrissen.

Abstract

By this paper a series of publications on the sedimentation and the fossils of Hunsrückschiefer are led off. I intend to combine the literature available and to occupy with it critically; beyond this, however, I shall also give information abount new observations. All this is finally to lead to a monography about Hunsrückschiefer in its various regions of occurrence.

Problems still unsolved as the stratigraphical position and the face of Hunsrückschiefer will briefly be outlined.

Résumé

Par cet écrit on va commencer une série de publications sur le sujet de la sédimentation et de la faune fossile du Hunsrückschiefer. On aura l'intention de composer la littérature disponible et de l'éclaircir critiquement, mais en plus de communiquer aussi des observations nouvelles pour recevoir finalement une monographie sur le Hunsrückschiefer dans ses régions différentes.

Les problèmes encore pendants — la position stratigraphique et la facies du Hunsrückschiefer — sont brièvement esquissés.

Über den Hunsrückschiefer existieren zahlreiche Veröffentlichungen; man sollte annehmen, daß sie ein hinreichend genaues Bild über dieses unterdevonische Schichtglied vermitteln und daß es nicht mehr erforderlich sei, ihnen noch weitere hinzuzufügen. Dies ist leider nicht der Fall.

---

*) Als erster Beitrag erscheint: Kutscher, F. & Horn, M.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläont. Z., H. Schmidt-Festband, Stuttgart, November 1962.

Die Nachrichten über den Hunsrückschiefer sind in der geologischen und paläontologischen Literatur weitgehend zerstreut, z. T. auch nur schwer auffindbar. Der Hunsrückschiefer zog durch seinen interessanten Fossilinhalt immer wieder zahlreiche in- und ausländische Fachkollegen an. Losgelöst von dem Fund- und Ursprungsort wurden vereinzelt gesammelte oder zufällig erworbene Belegstücke später bearbeitet, und darunter befanden sich öfters paläontologische „Raritäten". Sie trugen mit dazu bei, daß allmählich ein interessantes Faunenbild aus dem ehemaligen Hunsrückschiefermeer bekannt wurde, eine Faunenzusammensetzung, die in den übrigen unterdevonischen Schichten auch nicht in angenäherter Form wiederzufinden ist. Man sprach daher von einer besonderen Hunsrückschiefer-Fazies. Zahlreich sind die Bemühungen, diese Fazies zu deuten und zu definieren. Viele Forscher fühlten sich verpflichtet, Fauneninhalt, Faunenerhaltung und Sedimententstehung in Beziehung zu setzen. Bei der kritischen Sicht der Mitteilungen über das Sediment und seine Entstehungsweise muß man leider feststellen, daß den meisten Beiträgen Problematisches und auch Falsches anhaftet. Zufällige Beobachtungen, diese zumeist aus dem Zusammenhang herausgerissen, unzureichende Beobachtungen, aufgebaut auf einer ungenügenden Kenntnis der örtlichen Verhältnisse, stehen neben klaren oder grundlegenden Erkenntnissen. Diese Kontraste erschließen dem unvoreingenommenen Beobachter keineswegs das wahre Bild des Hunsrückschiefersediments; sie sind vielmehr dazu angetan, Verwirrung zu stiften. Die Hunsückschiefer-Fazies wurde mit der Zeit zu einem Hunsrückschiefer-Problem gestempelt.

Diese Tatsache erfaßt aber nur einen Teil des noch nicht endgültig gelösten Fragenkomplexes: Die stratigraphische Zuordnung des Hunsrückschiefers und die klare Stellung in der geologischen Zeittabelle waren ein ebenso großes und offenes Problem.

C. Koch (1880), E. Kayser (1885), F. Maurer (1886) und F. Frech (1889) sahen in dem Hunsrückschiefer zusammen mit dem Taunusquarzit eine Vertretung der Siegener Grauwacke (Tab. 1), eine Anschauung, die lange Zeit in allen Lehrbüchern vertreten wurde.

In der Folgezeit wurden aber auch andere Möglichkeiten erörtert. Unter anderem sah man den Hunsrückschiefer als Faziesglied der Ems-Stufe, als selbständiges

Tabelle 1. Auszug aus einer Tabelle von Frech (1889, S. 225): „Die Gliederung des rheinischen Unterdevons"

	F. Frech 1889	Verbreitung	C. Koch 1880	F. Maurer 1886		E. Kayser 1885
Siegener Grauwacke	Hunsrückschiefer	Hunsrück Taunus Südseite des Hohen Venn Belgien	Hunsrückschiefer	Hunsrückschiefer	Siegener Grauwacke	Hunsrückschiefer
	Taunusquarzit	Hunsrück Taunus Südseite des Hohen Venn Belgien	Taunusquarzit	Taunusquarzit		Taunusquarzit

Schichtglied oder sogar als eigene Hunsrückschiefer-Stufe nebeneinander und auch nacheinander von den verschiedensten Bearbeitern angesprochen.

In einer sehr feinsinnigen Studie hatte A. FUCHS (1930) nach fast einem Lebensalter Forschungen für den Hunsrückschiefer die stratigraphische Stellung nochmals erörtert und zu klären versucht. Ein Erfolg war ihm nicht beschieden. Aber der Titel dieser Arbeit „Versuche zur Lösung des Hunsrückschiefer-Problems" zeigt mit aller Deutlichkeit die Schwierigkeiten auf, wenn man versucht, die stratigraphische Stellung festzulegen.

Es war schließlich SOLLE (1950) vorbehalten, auf breiter Basis und aufgebaut auf den bisherigen Faunenfunden, die stratigraphische Seite des Hunsrückschiefer-Problems zu einem vorläufigen Abschluß zu bringen.

Vor rund 30 Jahren nahm ich die Gelegenheit wahr, einen bescheidenen Beitrag zum Hunsrückschiefer-Problem beizusteuern. Nach dieser langen Pause, in der ich allerdings stets mit dem Hunsrückschiefer und seinen Problemen Fühlung behielt, möchte ich wiederum dazu Stellung nehmen. Es gilt, den reichlichen Stoff der letzten 120 Jahre zu sammeln, kritisch zu sichten und zur Darstellung zu bringen. In einzelnen Beiträgen und unter der eingangs gewählten Überschrift dieser Zeilen möchte ich gemeinsam mit anderen Mitarbeitern und auch allein den Versuch unternehmen, eine Monographie des Hunsrückschiefers zu erarbeiten.

Was ist Hunsrückschiefer?

Bei der Ankündigung einer Veröffentlichungsreihe dürfte es erforderlich sein, den Stoffumfang zu umreißen. Es ergibt sich in dem vorliegenden Falle, insbesondere da man von einem Hunsrückschiefer-Problem spricht, sofort die Frage nach der Definition des Hunsrückschiefers. Trotz der äußerlich klaren stratigraphischen Stellung, die FRECH (1889) dem Hunsrückschiefer zuwies, sagte er auf S. 187 aus, daß sowohl das Gestein wie vor allem die Fauna den Hunsrückschiefer als ein heteropes Gebirgsglied in der normalen Schichtfolge des rheinischen Unterdevons kennzeichnen.

LEPPLA (1924, S. 5—8) definierte in den Erläuterungen zum Blatt Trier-Mettendorf der geologischen Übersichtskarte 1:200000 in folgender Form: „Die Hunsrückschiefer, ursprünglich eine tonige Tiefsee-Ablagerung, führen nur wenige Versteinerungen. Hierzu treten einige algenähnliche Reste. —

In ermüdender Einförmigkeit baut sich die ganze Schichtenreihe aus Tonschiefern von großer Gleichmäßigkeit auf. Überall begegnet man den gleichen schwarzen, dunkelgrauen, höchstens etwas grünlichgrauen, sandarmen, festen, dünnplattigen bis blättrigen Tonschiefern, die auf den Schiefer- und Schichtflächen einen leichten Seidenglanz tragen, im Querbruch dagegen ganz matt und stumpf aussehen."

Aus diesen Worten läßt sich weder eine klare Fassung der Hunsrückschiefer-Fazies herleiten noch eine Altersstellung ablesen. Die Definition LEPPLAS steht am Ende einer 80jährigen Erforschung, seit DUMONT sein „Hunsrückien" begründete, woraus später der Begriff Hunsrückschiefer abgeleitet wurde. Auf der anderen Seite beginnt mit dem Tode LEPPLAS eine stürmische Entwicklung, voll von neuen Ideen über die Entstehung des „eigenartigen" Hunsrückschiefer-Sediments und dem vermehrten Auffinden von interessanten Fossilien und deren Bearbeitung.

Seit Lepplas letzter Veröffentlichung mit der obigen Definition wurden in der geologischen Kartierung Fortschritte erzielt, die die regionale Verbreitung des Hunsrückschiefers in neuem Gesichte sehen lassen. Kannte man früher den Hunsrückschiefer in seinem Hauptverbreitungsgebiet im südlichen Mittelrheintal, im Hunsrück, in den Ardennen und im Taunus, charakterisiert durch die zahlreichen Dachschiefergruben, so ließen sich Schichtverbände vom Alter des Hunsrückschiefers in der Südosteifel, im SO-Siegerland und im Kellerwald nachweisen.

Tabelle 2. Auszug aus der Tabelle auf S. 368 bei Solle 1950

		Ardennen (Mulde v. Dinant)	SO-Siegerland	Bl. Bendorf	SO-Eifel NW-Gebiet	SO-Eifel SO-Gebiet	Kellerwald	Loreley-Gebiet	S-Taunus	SO-Hunsrück	SW-Hunsrück	W-Hunsrück
Ems-Stufe	Tiefere Unterems-Stufe	Grauwacke de Pesche	Unterems von Daaden	Obere Bendorfer Schichten, a. d. Basis Hauptporphyroid; Unt. Bendorf. Schichten; Hunsrück-Bänderschief. Quiring's	Anschauer Schichten; Reudelsterz	Schiefrig-sandig. Unterems a. d. Basis Hauptporphyroid; am Dach sandigere Fazies; Kauber	Michelbacher Schichten; Lücke	Singhofener Schichten mit Porphyroiden; Spitznack-Schichten	Singhofener Schichten mit Porphyroiden; ?; Bornicher Schicht. ohne	Singhofener Schichten mit Porphyroiden; ?; Bornicher Schicht.	abgetragen; ?; Kauber	abgetragen; ?; Kauber
Siegen-Stufe	Ulmen-Gruppe	Grauwacke de Grupont	Schichten der Hüllbuche	Hunsrück-Dachschief.	Schichten	Schichten	Erbsloch Grauwacke	Bornicher Schichten ohne mit Spirifer assimilis; Kauber Schichten an der Basis sandig. Fazies?	mit Sp. assim.; Kauber Schichten; Sauertaler Schichten	Kauber Schichten	Schichten; Zerfer Schichten	Schichten; Zerfer Schichten
		Grauwacke	Gilsbacher	Gilsbacher	Saxler-Schichten	Mayener Schichten						
	Herdorf-Gruppe	de Petigny	Quarzit; Herdorfer Schichten	Quarzit; Herdorfer Schichten	Herdorfer Schichten	Gilsbach Quarzit; Herdorfer Schichten	Kieselgallenschiefer	Tiefste Hunsrückschiefer	Tiefste Hunsrückschiefer; Oberer Taunus-Quarzit	Tiefste Hunsrückschiefer; Oberer Taunus-Quarzit	Dhron-tal-Sch.; Taunus-Quarzit	Dhron-tal-Schichten

Aus vielen Mosaikstücken, immer auf der Fauna fußend, hat Solle (1950) in einer umfassenden Arbeit und Kritik die Ulmen-Gruppe geschaffen, die der Siegen-Stufe angeschlossen wurde, in der die biostratigraphisch anzusprechenden Hunsrückschieferschichten untergebracht sind. Diese Tabelle wird hier wiedergegeben (Tab. 2), da sie die stratigraphische Verteilung des Hunsrückschiefers gut übersehen läßt.

Palaeogeographisch wurde das Hunsrückschiefermeer, angelehnt an Kutscher (1931) und Rud. Richter (1931), als ein Wattenmeer gedeutet, mit einer von Osten her kommenden Strömung, das zur Zeit der größten Ausdehnung von der mitteldeutschen Schwelle im Süden bis zur Manderscheider Schwelle im Norden reichte.

Schriftenverzeichnis

Frech, F.: Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hercyn". — Z. deutsch. geol. Ges., **41**, 1889, S. 175—287, Berlin 1889.

Fuchs, A.: Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems. — Sber. preuß. geol. L.-A., **5**, S. 231—245, Berlin 1930.

Kayser, E.: Untersuchungen im Regierungsbezirk Wiesbaden und auf dem Hunsrück. — Jb. preuss. geol. L.-A. für 1884, S. LII—LVI, Berlin 1885.

KOCH, C.: Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. für 1880, S. 190—242, Taf. 6, Berlin 1881.

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.

LEPPLA, A. †: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb.preuß. geol. L.-A. für 1924, **45**, S. 1—88, 1 Abb., 4 Prof., Taf. 1, Berlin 1924.

MAURER, F.: Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon. Darmstadt 1886.

RICHTER, RUD.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, **13**, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.

SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb. für 1949, **65**, S. 299—380, 2 Abb., 3 Tab., Hannover 1950.

Manuskript eingegangen am 19. 4. 1962

Notizb. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 165–172	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Altersstellung von Bornicher Schichten und Spitznack-Schichten (Unter-Devon)

Von

DIETRICH RÖDER, Frankfurt am Main

Resumé

Au moyen-Rhin, le contact de Siegenien et Emsien se repose sur des coupes stratigraphiques établies par FUCHS (1899) qui les croyait reversées tectoniquement. ENGELS (1955) trouvait que leur correcte position tectonique est normale, mais ses conclusions stratigraphiques sont privé de la distinction entre l'identification des formations et le système stratigraphique. Ces méprises étant corrigées, la nouvelle interprétation des coupes-normales du moyen-Rhin admet un nouveau lit de porphyroide à la base des *Spitznack-Schichten* qu'on peut paralleliser aux autres événements géochronologiques à la proximité du contact de Siegenien et Emsien: l'extinction des spiriferes *assimilis* et *prohystericus*, la déposition du lit de porphyroide à la basse-Moselle. Les *Hunsrückschiefer*, avec *Kauber Schichten* et *Bornicher Schichten*, appartiennent au Siegenien, et toutes les formations porphyroidiques, *Spitznack-Schichten* et *Singhofener Schichten*, à l'Emsien.

Abstract

Lower Devonian stratigraphy in the Rhine Mountains is based on type sections established by FUCHS (1899) who wrongly believed parts of them to be overturned. ENGELS (1955) corrected this, but in his stratigraphic conclusions he did not distinguish between implications upon identification of strata and implications upon the stratigraphic system. When relieved of these misunderstandings, ENGELS' structural results lead to a practical definition of the Siegenian/Emsian contact which appears readily applicable in other areas as well.

Kurzfassung

Die Unterdevon-Stratigraphie am Mittelrhein beruht auf den Normalprofilen von FUCHS (1899), der irrtümlich Teile davon als überkippt ansah. ENGELS (1955) berichtigte diese tektonischen Fehler, aber in seinen stratigraphischen Schlußfolgerungen unterschied er nicht zwischen Problemen der Lagerung und Problemen des stratigraphischen Systems. Nach Beseitigung dieser Mißverständnisse ergibt sich aus seinen tektonischen Beobachtungen eine brauchbare Stratigraphie der Grenzschichten Siegen-Ems.

Die unterdevonischen Typenprofile des Loreleygebietes stammen fast alle von FUCHS (1899), einem damals noch verhältnismäßig jungen Mann mit den tektonischen Kenntnissen seines Zeitalters. Mehr als 50 Jahre lang galten sie als die verläßlichsten der wenigen Fixpunkte zur Lösung des Hunsrückschiefer-Problems, die einer Gelände-Überprüfung nicht bedurften. Erst ENGELS (1955) hat sie neu untersucht, diesmal aber unter vorwiegend tektonischen Gesichtspunkten. Seine Ergebnisse weichen von dem bisherigen Schema deshalb ab, weil sich die tektonische Stellung der Typenprofile durch seine Untersuchungen grundlegend geändert hat. In der schriftlichen Fassung von ENGELS (1955) sind einige Schlüsse enthalten, die zunächst den Eindruck machen, als ob der Autor die Arbeit von zwei Generationen von Feldgeologen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge entwerten wolle. Ich glaube, daß dieser Eindruck falsch ist. Die bisher vorliegende Fassung ist deshalb unglücklich, weil in ihr nicht deutlich genug unterschieden wurde zwischen dem abstrakten, geochronologisch verstandenen Namen der stratigraphischen Einheit, und der falschen oder richtigen Identifikation eines an bestimmter Stelle anstehenden Gesteinskomplexes mit einem stratigraphischen Namen. Wo ENGELS auf Kartierfehler hat hinweisen wollen, macht er auf manche Leser den Eindruck, daß er die chronologische Ordnung habe ändern wollen.

Es besteht die Gefahr, daß einerseits ENGELS' (1955) extrem formulierte Schlußfolgerungen ohne vollkommenes Verständnis ihrer Bedeutung übernommen werden, und daß andererseits seine sorgfältigen Ergebnisse keinen Eingang in das Denken der übrigen Autoren finden können, weil man seine Schlußfolgerungen in der vorliegenden Form nicht anerkennen kann. Beide Argumente sind von gleicher Dringlichkeit, zumal, da sie sich in einem besonders wichtigen Gebiet auswirken. Eine kritische Analyse des derzeitigen Zustandes der Typen-Stratigraphie des mittelrheinischen Unterdevons erscheint mir daher wichtig genug, um sie schon jetzt, unabhängig von einer Neu-Untersuchung, zu veröffentlichen.

Im Loreleygebiet werden die Dachschiefer und Schluffsteine des Kauber Schichtenkomplexes überlagert von einem Paket gröberkörniger Gesteine, das FUCHS (1907) Bornicher Horizont nennt. Da diese Einheit eher dem Unterems als den Hunsrückschiefern gleicht, hat FUCHS (1899) die vorher lediglich als „zwischen den rheinischen Dachschiefern und dem Untercoblenz" (KAYSER 1880) definierte Grenze Siegen-Ems an der Basis des Bornicher Horizontes gezogen, ihn aber später (1907) wegen der taxionomischen Verwandtschaft des in ihm vorkommenden *Spirifer assimilis* FUCHS zu dem älteren *Spirifer primaevus* STEIN. noch dem Siegen zugeordnet.

Daß FUCHS bei der Einstufung seines Bornicher Horizontes vor allem an die stratigraphische Lage gedacht hat, und erst in zweiter Linie an ein geringeres phylogenetisches Alter der darin enthaltenen Fauna, geht aus der Wahl der Bezeichnung „Bornicher Horizont" hervor. Die Überlagerung der Kauber Schichten durch Bornicher Schichten ist im Rheinhang zwischen Hahnplatt und Schanze (Bl. St. Goarshausen) gesichert; darin sind sich FUCHS (1899, 1907), SOLLE (1950) und ENGELS (1955) einig. Für FUCHS, der die Schichten des Roßstein-Lennig-Zuges für überkippt hielt, gab es noch einen weiteren Ausstrich des stratigraphischen Kontaktes zwischen Kauber Schichten und seinem Bornicher Horizont. Alle diese Vorkommen liegen in der Umgebung des Dorfes Bornich oder in streichender Verlängerung dazu. Es ist nicht der

geringste Zweifel daran möglich, daß bei einer Neuordnung der Stratigraphie diese Vorkommen den Namen und die Einstufung „Bornicher Schichten" behalten müssen. ENGELS betont, daß die als Bornicher Schichten auf Hahnplatt und Schanze kartierten Schichten stratigraphisch unter dem Porphyroid (von Unterems-Alter) liegen, „. . . nach Ansicht des Verfassers wesentlich tiefer, und zwar in Kauber Schichten" (1955, S. 74). M. E. kann man daraus nicht folgern, ENGELS (1955) hätte die Bornicher Schichten, die nach SOLLE (1950) recht weitgehend die Hauptmasse der Hunsrückschiefer, nämlich die Kauber Schichten, faziell vertreten können, wieder ins Ems gestellt.

Schwieriger wird die Entscheidung der anderen von ENGELS (1955) aufgeworfenen Fragen, z. T. deshalb, weil die Darstellungsweise seiner tektonischen Ergebnisse, in Form von Schichtlagen-Profilen ohne direkt erkennbare Beziehungen zur Topographie, sehr ungünstig für die stratigraphische Auswertung ist.

Die bis heute als gültig angesehene Stratigraphie der höheren Schichtfolge des Loreleygebietes besteht aus (von unten nach oben) Bornicher Schichten (und, in der weiteren Umgebung, Alters-Äquivalente in Kauber Fazies); Grenze Siegen-Ems; früher Plattensandstein, jetzt Spitznackschichten, mit Cypricardellenbänken und *pila*-Bank; Basis-Porphyroid der Singhofener Schichten; Hauptmasse der Singhofener Schichten. Sie basiert auf der Annahme, daß am Spitznack der Kern eines großen nordvergenten Sattels sich befindet, dessen überkippt südfallender Nordflügel die Schichtfolge zwischen Bornicher Schichten und Singhofener Schichten enthält. ENGELS (1955) hat diese Vorstellungen in allen Details widerlegt und an den entscheidenden Stellen normale statt überkippter Lagerung festgestellt. Selbst wenn man den in dieser Schichtfolge zur Verfügung stehenden Kriterien zur Feststellung der Schichtlage nicht vertraut, muß es auffallen, daß in den Profilen von FUCHS (1899, Tafel I u. II, Profil V) heute nicht mehr haltbare tektonische Vorstellungen dargestellt sind. Von vier streichenden Störungen in FUCHS' Darstellung schneiden drei aufwärts durch tiefere Schichten in Bezug auf den Hangendflügel. Die Schleppfaltung am Rigedill paßt weder zu dem dort angenommenen abschiebenden Verwerfungs-Sinn, noch zur angenommenen überkippten Stellung beider Flügel. Die Überschiebung am Lornberg verwirft Jüngeres im Hangendflügel gegen Älteres im Liegendflügel. Auch die Darstellung des Forstbachprofils im Streichen dieser Einheiten wirkt wenig überzeugend.

Die tektonische Auffassung von ENGELS (1955) vermeidet diese Nachteile. Der Spitznacksattel erscheint reduziert auf eine sehr schmale Spezialfaltungszone, die nach ENGELS (1955) sogar recht gut aufgeschlossen ist. (Deshalb benötigte FUCHS die Annahme einer Störungszone auf dem Nordflügel des Spitznack-Sattelkernes zur Rechtfertigung der überkippten Lage der Schichten nördlich davon.) Der Profilabschnitt zwischen dem Spitznack-Sattel und der Überschiebung zwischen Eeg und Loreley enthält in der neuen Auffassung eine ungestörte Schichtfolge der Spitznack-Schichten, die sich von der FUCHSschen Auffassung nur dadurch unterscheidet, daß sie normal gelagert ist und nicht überkippt. Die ältesten Schichten dieser Folge treten daher im spezialgefalteten Sattelkern bei Rigedill am Nord-Ende des Profil-Abschnittes auf. Die Spitznack-Schichten der FUCHSschen *regio typica*, mit mindestens zwei von ENGELS (1955) vermessenen Plattensandstein-Paketen, werden unterlagert, nicht überlagert, von dem schon FUCHS bekannten Porphyroid der Rigedill.

Nach bisheriger Auffassung sind die Spitznack-Schichten älter als die unteremsischen Porphyroide (SOLLE 1950). Da das Rigedill-Porphyroid aber die *sectio typica* der Spitznack-Schichten unterlagert, könnte es sein, daß in dem gesamten Profil-Abschnitt zwischen Spitznack und Loreley irgendein beliebiger Ausschnitt aus den Singhofener Schichten, etwa das Hangende des untersten Singhofener Porphyroides, repräsentiert ist, daß also möglicherweise die *sectio typica* der Spitznack-Schichten Singhofener Alter hat. Es bedarf zusätzlicher Überlegungen, um diese Möglichkeit auszuschalten.

Der den Loreleyfelsen aufbauende Schichtenstoß wurde bisher den Bornicher Schichten zugerechnet (FUCHS 1899, QUIRING 1930, SOLLE 1950), weil in seinem Liegenden eine Bornicher Fauna mit *Spirifer assimilis* gefunden wurde (Galgenkopf, s. FUCHS 1899, S. 62 f). Nach ENGELS (1955) bildet dieser Schichtenstoß aber den Liegendflügel einer südfallenden Aufschiebung mit Spitznack-Schichten der *regio typica* im Hangendflügel. Die mit dieser Aufschiebung verbundenen Schleppfalten sind besonders groß; und selbst wenn man, wie ENGELS (1955), nur einen minimalen Verschiebungsbetrag annimmt, muß die Fortsetzung des Rigedill-Porphyroides im Loreleyflügel der Störung noch unterhalb der dort ausstreichenden Schichtfolge liegen. Die Schichten der Loreley sind also nicht Bornicher Schichten, sondern gehören in die Spitznack-Schichten. Mit Hilfe der petrographischen Profile von ENGELS (1955) ist sogar zu einem gewissen Genauigkeitsgrad eine stratigraphische Parallelisierung zwischen Spitznack und Loreley möglich. Nach ENGELS (1955) erscheint das Porphyroid etwa 60 m unter den am Nordportal des Loreley-Tunnels aufgeschlossenen Schichten. Die Galgenkopf-Fauna, die Siegen-Alter besitzt, muß dicht darunter folgen. Darum ist es sicher, daß das Rigedill-Porphyroid, das mit dem Galgenkopf-Loreley-Porphyroid parallelisiert werden kann, die tiefstmögliche Position über der Grenze Siegen-Ems einnimmt. Die stratigraphische Stellung der Schichten am *locus typicus* der Spitznack-Schichten kann also, wie bisher, an der Basis des Unterems verbleiben.

Die Schichtfolge der Loreley reicht noch etwa 100 m höher hinauf als die zwischen Eeg und Spitznack aufgeschlossene Folge, wie die von ENGELS (1955) aufgenommenen petrostratigraphischen Profile zeigen. Die *sectio typica* der Spitznack-Schichten wird nach oben von einer Überschiebung begrenzt, an der der Zug von Bornicher Schichten zwischen Roßstein und Felsenkopf II im Forstbachtal, mit den *assimilis*-Faunen vom Forstbach und der Umgebung der Rheinhelle, überschoben ist. ENGELS (1955) hat daraus den Schluß gezogen, daß alle Schichten, die jünger sind als die Spitznack-Schichten der *sectio typica*, ins Hangende der Spitznack-Schichten, also in die Singhofener Schichten, gehören. Die Theorie dieser Folgerung ist korrekt, weil damit die universelle Gültigkeit der *sectio typica* als Richtprofil anerkannt wird. Aber es ergibt sich die praktische Schwierigkeit, eine auf solche Weise entstandene Hangendgrenze (nämlich die der Spitznack-Schichten) mit einer stratigraphisch begründbaren Definition auszustatten. ENGELS (1955) hat außerdem lediglich durch Stellung in Parenthese ausgedrückt, daß die bisher an der Loreley kartierten Bornicher Schichten dann als Singhofener Schichten bezeichnet werden müssen, wenn man alle logischen Konsequenzen aus der veränderten tektonischen Situation der Typenprofile zieht (Tabelle S. 74, rechts, zweitletzte Tabellen-Zeile). Es scheint daher dringend nötig, eine neue *sectio typica* für die Spitznack-Schichten an einem Ort auszuwählen, wo ein lücken-

loser Kontakt mit den überlagernden Singhofener Schichten aufgeschlossen ist. Dies ist nirgends in dem von ENGELS (1955) untersuchten Gebiet der Fall.

Aus den bisher diskutierten Punkten der Untersuchungen von ENGELS (1955) ergibt sich also folgende Stratigraphie der im Loreleygebiet aufgeschlossenen Schichten, vom Hangenden zum Liegenden:

Höhere Spitznack-Schichten (Oberer Teil von ENGELS' Loreley-Schichten), etwa 100 m
Spitznack-Schichten der *sectio typica*, 220 m
Rigedill-Porphyroid, 7 m
Bornicher Schichten, unbekannter Mächtigkeit
Kauber Schichten, etwa 1200 m aufgeschlossen

Im Loreleygebiet überlagert sich die praktische Frage der Einstufung der kartierbaren Schichtgruppen mit der theoretischen Frage der Festsetzung der Grenze Siegen-Ems. Diese Frage ist von ENGELS (1955) nicht verfolgt worden; sie muß aber behandelt werden, wenn man die regionalen Auswirkungen der tektonischen Korrekturen von ENGELS (1955) bedenkt.

Die Grenze Siegen-Ems muß eine Zeitfläche sein, da in der deutschen Stratigraphie die Stufe (= *stage*) biostratigraphisch, d. h. gesteins-zeitlich, aufgefaßt wird. An dieser Grenze folgen zwei Stufen aufeinander. Um zu einer biostratigraphischen Grenz-Definition zu gelangen, war es jedoch notwendig (SOLLE 1950), den bestehenden Unter-Einheiten der Siegen-Stufe eine weitere Unter-Einheit, nämlich die Ulmengruppe, anzugliedern; denn der Ersatz der Siegen-Fauna durch die Ems-Fauna hat sich als komplizierter und lange währender Vorgang herausgestellt. Die Ulmen-Zeit wird von den Bearbeitern (SOLLE 1950, RÖDER 1960) so verstanden, daß sie die wesentlichen Schritte der Bildung und Wieder-Auflösung der Siegen-Ems-Mischfaunen enthält. Daraus ergibt sich, als rein theoretische Konsequenz, daß die Grenze Siegen-Ems diejenige Zeitfläche darstellt, auf der das letzte Siegen-Tier ausstirbt.

Nun liegt es aber im Wesen der deutschen Stratigraphie, daß abstrakte, von den geologischen Ereignissen losgelöste biochronologische Zeitpunkte und Grenzflächen kartierbarer Gesteins-Einheiten, also erkennbare geologische Ereignisse unbekannter Datierung, nicht als gleichrangig im wissenschaftlichen Erkenntnisstand aufgefaßt werden (SCHINDEWOLF 1960). Man kann sich daher, wenn man sich dieser Auffassung anschließt, nicht damit begnügen, die kartierbaren Einheiten zu gruppieren und das biochronologische Alter ihrer Grenzflächen an möglichst vielen Stellen zu messen, obwohl mit dieser Methode eine Fülle von Einzelheiten über die Dynamik der Trogfüllungen im rheinischen Unterdevon zu gewinnen wäre.

Im Gegenteil stellt das deutsche stratigraphische System die Aufgabe, die Zeitfläche der biochronologischen Grenze Siegen-Ems mit einer in einem möglichst großen Teil des Rheinischen Schiefergebirges auffindbaren kartierbaren Gesteinsgrenze zu identifizieren. SOLLE (1950) hat den Begriff „Gruppe" für die Ulmengruppe chronologisch aufgefaßt, also nicht als Zusammenfassung mehrerer übereinanderliegender kartierbarer Einheiten ohne zeitlich definierte Grenzen. Das ist durch die besonders vielfältige Fazies-Zersplitterung der Schichten von Ulmen-Alter offenkundig. Eine Grenz-Ziehung zwischen Siegen und Ems nach den Grundsätzen der deutschen Stratigraphie bedeutet also in der Praxis, daß sich der Kompromiß der Eichung zwischen geologischem Vorgang und biochronologischer Zeitskala an eine

andere Stelle des gedanklichen Prozesses verschiebt. Die Praxis wird zeigen müssen, ob sich daraus wesentliche Vorteile ergeben.

In der Verzahnungszone zwischen den Ulmen-Schichten des Hunsrückschiefer-Troges und den Ulmen-Schichten der Manderscheider Schwelle (RÖDER 1960) ist es, allerdings mit einer Reihe von wichtigen Vorbehalten, gelungen, die Lebensdauer des lokal letzten Siegen-Tieres, nämlich *Spirifer prohystericus* MAURER, bis an das Untermosel-Porphyroid heran zu verfolgen. Am Mittelrhein ist *prohystericus* nicht bekannt. Wir haben daher dazu aufgefordert, das Untermosel-Porphyroid mit dem tiefsten Mittelrhein-Porphyroid zu parallelisieren und beide als Grenze Siegen-Ems zu erklären, und zwar unter Vernachlässigung der biostratigraphischen Teil-Ergebnisse, die sich voraussichtlich nicht erweitern lassen. Die Voraussetzungen zu dieser Aufforderung sind durch die Ergebnisse von ENGELS (1955) gegeben, denn nun erscheint auch ein Porphyroid an der Basis der seit je zum Unterems gerechneten Spitznack-Schichten. Es sei aber daran erinnert, daß nicht die geringsten Kausal-Beziehungen bestehen zwischen der Auffassung der Spitznack-Schichten als Unterems und der Lebensdauer des *Spirifer prohystericus* in der Südost-Eifel.

Es sei daher erneut vorgeschlagen, die Grenze Siegen-Ems an die Basis des tiefsten Porphyroides zu legen. Das tiefste Porphyroid ist am Mittelrhein das Rigedill-Porphyroid an der Basis der Spitznack-Schichten. Es ist vermutlich gleich alt mit dem Untermosel-Porphyroid, das überlagert wird von „Singhofener Schichten". Auch in der Umrahmung der Lahnmulde gibt es Bereiche, von denen berichtet wird, daß das tiefstePorphyroid direkt auf Hunsrückschiefern der Kauber Fazies liegt (PAULY 1958). Nach der neuen, von ENGELS (1955) begründeten Porphyroid-Stratigraphie wären dies Hinweise für eine Fazies-Vertretung der Bornicher Schichten durch Kauber Schichten, denn alle im Verbreitungsgebiet des neuen Unterems-Basisporphyroides bisher als Spitznack-Schichten kartierten sandigen Schichten müßten demnach zu den Bornicher Schichten gestellt werden, während die wirklichen Äquivalente der *sectio typica* der Spitznack-Schichten zwischen dem untersten und dem zweituntersten Porphyroid zu suchen wären. Es kann nicht verlangt werden, daß jedes der nach der alten Auffassung kartierten Spitznack-Vorkommen nun auch eine Bornicher Fauna mit Siegen-Leitfossilien liefert.

Diese Erwägungen basieren auf der Voraussetzung, daß die Unterems-Porphyroide einigermaßen horizontbeständige Gebilde darstellen. Vieles deutet zwar darauf hin; aber die tatsächlichen Grundlagen, wie die Gesamtzahl der Horizonte, ihre laterale Verbreitung, ihre charakteristische Petrographie, ihr Sedimentations-Mechanismus, sind noch nicht einmal versuchsweise berührt worden, wenn auch SOLLE (1950) dargelegt hat, daß die Porphyroide zusammen einem geschlossenen Ablagerungs-Raum angehören. Daher kann noch nichts Sicheres über die Verbreitung des Rigedill-Porphyroids gesagt werden; und weitere Untersuchungen sind nötig, um die auf den Grundlagen von ENGELS (1955) und Fuchs (1899) basierende Stratigraphie des Loreley-Gebietes in allen Einzelheiten auf die übrigen Gebiete zu übertragen.

Ein letztes bedeutsames Ergebnis der Untersuchungen von ENGELS (1955) ist der Hinweis darauf, daß *Spirifer assimilis* FUCHS, das letzte Siegen-Tier am Mittelrhein, bis nahe an das Rigedill-Porphyroid hinauf (Grenzfläche Bornicher Schichten-Spitznack-Schichten) noch vorkommt, und nicht, wie SOLLE (1950) aus den inzwischen

veralteten tektonischen Auffassungen folgerte, nur bis zur Mitte der Bornicher Schichten. Es wäre ein besonders glücklicher Zufall, wenn zwei Spiriferen ungefähr zur gleichen Zeit ihr Aussterbe-Datum erreicht hätten, dazu noch an einer geologischen Grenzfläche, die auch kartierbar ist. Vielleicht sind die beiden Spiriferen, *assimilis* und *prohystericus*, doch näher verwandt, etwa zueinander im Verhältnis fazies-abhängiger *subspecies* stehend, als DAHMER (1936) vermutete.

Zusammenfassung

Eine kritische Analyse der Mittelrhein-Stratigraphie hat gezeigt, daß ihre Normal-Profile seit FUCHS (1899) zu Unrecht teilweise für überkippt gehalten wurden. Erst ENGELS' (1955) tektonische Untersuchungen haben neue Voraussetzungen geschaffen, die bisher nicht in das stratigraphische System einbezogen werden konnten, aus Gründen, die z. T. bei ENGELS (1955) selbst liegen. Es besteht keine Veranlassung, ENGELS (1955) tektonische Ergebnisse anzuzweifeln, aber als logische Konsequenz daraus muß die Formulierung seiner stratigraphischen Schlußfolgerungen wie folgt abgeändert werden (von oben nach unten):

Singhofener Schichten mit Porphyroiden
Basisporphyroid der Singhofener Schichten? (noch nicht formell identifiziert)
Obere Loreley-Schichten (für die in der *sectio typica* der Spitznack-Schichten nicht enthaltenen Schichten unter den Singhofener Schichten; sie fallen weg, sobald eine neue *sectio typica* der Spitznack-Schichten bestimmt ist)
Spitznack-Schichten der *sectio typica*, stratigraphisch unvollständig am Dach
Rigedill-Porphyroid

Grenze Siegen—Ems

Bornicher Schichten / Kauber Schichten

Schriftenverzeichnis

DAHMER, G.: Die Fauna der obersten Siegener Schichten von der Unkelmühle bei Eitorf a. d. Sieg. — Abh. preuß. geol. L.-A., NF **168**, Berlin 1936.

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, 1. 12. 1955.

FUCHS, A.: Das Unterdevon der Loreleigegend. — Jb. nass. Ver. Naturk., 52, S. 1—96, Taf. 1—3, Wiesbaden 1899.

— Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, S. 96—119, Berlin 1907.

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—24, Taf. 3, Berlin 1880.

PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**, 138 S., 41 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1958.

QUIRING, H.: Ein geologisches Rheinprofil vom Bacharacher Kopf bei Aßmannshausen bis Oberlahnstein. — 6 S., 1 Profiltafel, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1930.

RÖDER, D.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **31**, 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1960.

SCHINDEWOLF, O. H.: Stratigraphische Methodik und Terminologie. — Geol. Rundsch. **49**, H. 1, S. 1—35, Stuttgart 1960.

SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jahrb., **65**, S. 299—380, Hannover/Celle, Aug. 1950.

Manuskript eingegangen am 12. 2. 1962

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 90 | S. 173–178 | 1 Abb. | 1 Tab. | Wiesbaden, 30. 8. 1962 |

Mittel- und Oberdevon bei Aumenau (Südliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Vorläufige Mitteilung über neue Ergebnisse zur Stratigraphie

Von

PETER ROTHE, Frankfurt am Main

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Kurzfassung

In der „südlichen Randfazies" der Lahnmulde wurden mitteldevonische Tonschiefer und Plattenkalke neben oberdevonischen nachgewiesen. An einem Profil bei Aumenau (Blatt Weilburg, 5515) wird die stratigraphische Verschiedenheit dieser faziell gleichen Gesteine aufgezeigt und beschrieben. Es wird darauf hingewiesen, daß ein Teil der Schiefergesteine in der südlichen Lahnmulde ins Mitteldevon zu stellen ist.

Einleitung

Die hier veröffentlichten Ergebnisse wurden auf Grund von Untersuchungen gewonnen, die im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Frankfurt am Main durchgeführt werden.

Im Zusammenhang mit dieser Arbeit werden die Gesteine im Südostteil der Spezialkarte 1 : 25000 Blatt Weilburg (5515), und in dem unmittelbar im Süden anschließenden Gebiet (Blatt Villmar 5615), neu aufgenommen. Mit Hilfe der Conodontenstratigraphie wird versucht, diese altersmäßig einzustufen.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K. Krejci-Graf, danke ich die Erziehung zu wissenschaftlichem Denken. Für die Anregung der Arbeit und deren ständige Unterstützung möchte ich Herrn Dr. H.-J. LIPPERT (Wiesbaden) meinen herzlichen Dank sagen; ebenso Herrn Dr. H. DENGLER (Weilburg) für manche Hilfe in Geländeschwierigkeiten und für die freundliche Überlassung von Aufzeichnungen aus dem Archiv der Harz-Lahn-Erzbergbau AG. Herrn Dipl.-Geol. S. RIETSCHEL (Frankfurt am Main) sei für das Bestimmen der Conodonten und seine freundschaftliche Hilfsbereitschaft gedankt.

Überblick

Das untersuchte Gebiet wurde erstmals durch C. KOCH & E. KAYSER (1886) bei den Aufnahmen zu Blatt Eisenbach (jetzt Villmar) erwähnt.

Die Gesteine dieses Raumes setzen sich neben Schalsteinen und Diabasen im wesentlichen aus dunklen Tonschiefern zusammen, denen gelegentlich hell- und dunkelgraue Plattenkalke eingelagert sind. Die Tonschiefer sind teilweise sehr feinplattig und haben an einzelnen Orten einen nicht unbeträchtlichen Bergbau auf Dachschiefer veranlaßt. Die wohl bedeutendsten Vorkommen dieser Art liegen im Tal der Langhecke bei der Ortschaft gleichen Namens.

KOCH & KAYSER (1886) prägten in den Erläuterungen zu Blatt Eisenbach (jetzt Villmar) hier den Namen „Bandschiefer" und stuften diese auf Grund einzelner, weit von einander entfernt liegender Fossilfunde in das untere Mitteldevon ein.

AHLBURG (1918 a/b) kartierte die gleichen Gesteine auf den Blättern Weilburg und Weilmünster als „Oberdevon der südlichen Randfazies". In der auf umfassenderen Arbeiten beruhenden „Übersichtskarte zur Geologie der Lahnmulde" (AHLBURG in KEGEL 1922) ist das „Oberdevon der südlichen Randfazies" zwischen dem Schalstein-Hauptsattel und dem wenige km im Süden anstehenden Unterdevon des Taunus über einen größeren Raum vom Weiltal bis in die Gegend von Hahnstätten dargestellt.

AHLBURG fand bei seinen Aufnahmen, daß sich Schiefer der „südlichen Randfazies" mit den oberdevonischen Cypridinenschiefern des Muldeninneren an mehreren Stellen verzahnen. Außerdem konnte in vielen Fällen das Roteisenstein-Grenzlager im unteren Teil der fraglichen Schiefer an der Grenze gegen Schalstein beobachtet werden. Er stellte daraufhin den gesamten Schieferkomplex südlich des Schalstein-Hauptsattels in das Oberdevon („Oberdevon der südlichen Randfazies") und führte nach dem Ort der hauptsächlichen Verbreitung die Bezeichnung „Langhecker Schiefer" dafür ein.

MICHELS (1922) erwähnt von Laubuseschbach mitteldevonische Fauna aus diesen Schichten.

QUIRING (1930) gibt auf seiner Übersichtskarte für die Schiefergesteine in der südlichen Lahnmulde Mitteldevon an.

NIEDER (1931) beschreibt Fossilien des unteren Mitteldevon aus dieser Serie.

Ziel der Neubearbeitung ist der Versuch, diese einander widersprechenden Altersauffassungen biostratigraphisch zu überprüfen. Dazu bieten sich die an mehreren Stellen in die Schiefer eingelagerten Plattenkalke an. Sie führen Conodonten, deren Bestimmung die Notwendigkeit zeigt, einen Teil der nach AHLBURGS Kartierung oberdevonischen Gesteine in das Mitteldevon einzustufen. (Siehe Profilbeschreibung).

Durch die bisherigen Untersuchungen ergibt sich, daß auch Teile der weiter im Süden vorkommenden Schiefergesteine in das Mitteldevon gestellt werden müssen. Damit wird die Verbreitung des Oberdevons in der südlichen Lahnmulde eingeschränkt.

Das Mittel- und Oberdevonprofil bei Aumenau

Die Lahn fließt von Weilburg abwärts in einer verhältnismäßig engen Talschlucht, die im allgemeinen Nord-Süd verläuft. Erst bei Aumenau wird das Flußtal breiter, um schließlich unterhalb Runkel das Limburger Becken zu bilden. Gleichzeitig mit der Erweiterung biegt der Fluß in einen Ost-West-Verlauf um und zeigt einige

große Schlingen mit deutlichem Prall- und Gleithang. Eine besonders charakteristische Schleife bildet die Lahn bei Aumenau. Dort ist am Prallhang östlich und nordöstlich des Ortes ein Profil aufgeschlossen, das sowohl ober-, als auch mitteldevonische Plattenkalke zeigt, die nach Aussehen und Gesteinsverband im Gelände nicht voneinander zu unterscheiden sind.

Das Profil beginnt 300 m nordöstlich des Bahnhofs Aumenau (s. Abb. 1) am Straßenabzweig Weinbach-Elkerhausen (Profilmeter 0, r. 47080 h. 85470) und endet nördlich des „Reinbergs" an einem kleinen Bachtal, das bei Bahn-km 33,6 in die Lahn mündet (Profilmeter 1099, r, 47240 h. 86310).

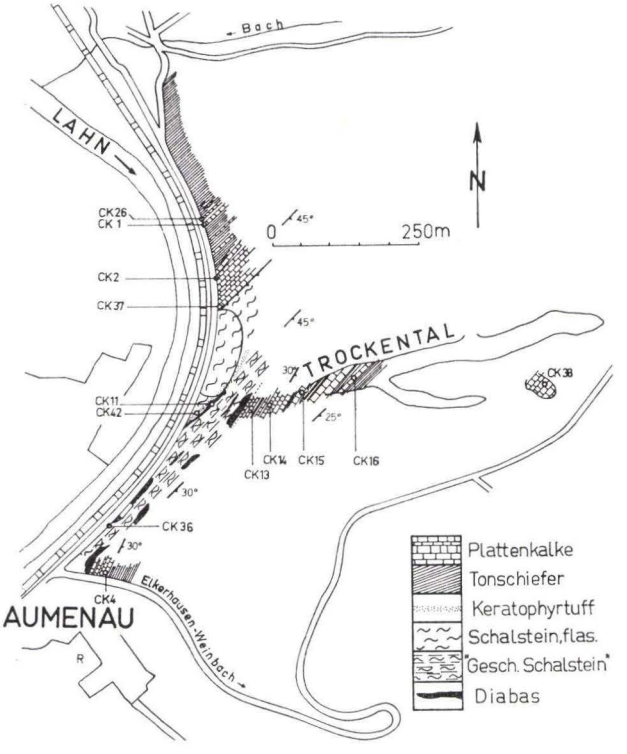


Abb. 1. Geologisches Profil am Prallhang der Lahn bei Aumenau. Die Qerstörungen, die die einzelnen Gesteinspakete nur um geringe Beträge gegeneinander versetzen, bleiben, der besseren Übersicht wegen, unberücksichtigt.

Profilmeter	0— 40:	anstehendes Gestein fehlt
	40—108	feinkörnige bis flaserige Diabastuffe (zum Teil nur wenige cm mächtig), denen mehrfach grünliche und grünlichgraue, feinplattige Tonschiefer (in Paketen bis 10 cm) und tuffitische Plattenkalke (0,5—8 cm mächtig) eingeschaltet sind.
	108—132	dichter, stellenweise feinmandeliger Diabas.
	132—188	Mauerwerk
	188—265	geschieferter Diabas, im Gelände zum Teil von Schalstein nicht zu unterscheiden.

Profilmeter 265—320 zunächst grünliche, feinplattige Tonschiefer im Zusammenhang mit geringmächtigen Diabasen und groben Kristalltuffen.
Die Kristalltuffe können in Bänken bis maximal 0,5 m Mächtigkeit mehrfach übereinander am Steilhang beobachtet werden. Sie enthalten gerolltes Keratophyrmaterial, feine Kalkbröckchen und Schieferbestandteile;
Im weiteren Verlauf des Profils treten zusammen mit den Schiefern wieder dünne Lagen von Plattenkalken auf, gefolgt von Schalstein mit Schieferfetzen.

Die gesamte vom Profilmeter 40—320 beschriebene Folge einschließlich der darin vorkommenden Diabase wurde unter dem Begriff „Geschichteter Schalstein" zusammengefaßt und auf Grund ihrer Conodontenführung in das Mitteldevon gestellt (CK 11 und 36)

Profilmeter 320 dünnplattig spaltende, rote und grünliche Schiefer mit Keratophyrtuffen in einem Band von 0,5 m Mächtigkeit; darin sind dünne Lagen und Linsen tuffitischer Plattenkalke eingelagert. Obwohl diese nur wenig Conodonten enthalten, kann mitteldevonisches Alter als gesichert gelten. (CK 42).

320—519 großer Steinbruch, flaseriger Schalstein unter den Rotschiefer-Keratophyrtuffen.

Über dem Schalstein ist in halber Höhe des Steinbruchs das charakteristische Rotschiefer-Keratophyrtuff-Band zu verfolgen. Darüber folgt der „Geschichtete Schalstein".

519—623 sehr stark spezialgefaltete bankige und plattige Kalke mit schwarzen Hornsteinen und dünnen Schiefermitteln (Proben CK 1, 26 und 37). Der überwiegende Teil dieser Kalke hat tiefes to Iα—Alter.

Lediglich die zwischen CK 1 und 37 entnommene Probe CK 2 enthält eine mitteldevonische Fauna. Es kann sich hier um eine geringfügige Einschuppung von tm handeln, die bei der starken tektonischen Beanspruchung der Kalke ohne weiteres verständlich wäre.

Die Kalke nehmen im weiteren Verlauf des Profils nach Norden an Mächtigkeit ab und bilden über Profilmeter 623 hinaus nur noch geringfügige, linsenförmige Einlagerungen in den folgenden Tonschiefern.

Bei Profilmeter 519 (nördliches Ende des großen Steinbruchs) muß zwischen dem Schalstein unter den Rotschiefer-Keratophyrtuffen und dem darauffolgenden kalkigen Oberdevon eine streichende Störung angenommen werden. Sehr wahrscheinlich ist der Schalstein auf das Oberdevon überschoben.

Profilmeter 623—1099 kieselige Tonschiefer. An einigen Stellen läßt sich auch hier noch Faltung erkennen; die Beanspruchung ist jedoch mit der der oberdevonischen Kalke nicht zu vergleichen.

Die über dem „Geschichteten Schalstein" folgenden Gesteine lassen sich sehr gut in einem annähernd E-W streichenden Trockental studieren, das als tief eingeschnittener Wasserriß am Südrand des großen Steinbruchs mündet.

Unter dem Rotschiefer-Keratophyrtuff-Band ist auch hier der flaserige Schalstein zu beobachten. Darüber tritt der in der Profilbeschreibung aufgeführte „Geschichtete

Schalstein" mit Einschaltungen von Diabasen und unreinen Kalken als streichende Fortsetzung der von Profilmeter 40—320 beschriebenen Gesteinsserie wieder auf.

Dieser Folge lagern nun ausschließlich Plattenkalke, die vereinzelt schwarze Hornsteinbänder führen und Tonschiefer mit seltenen, sehr geringmächtigen Tuffbändern auf. Diese Schichtserie läßt an einigen günstig aufgeschlossenen Stellen Spezialtektonik erkennen. Die dort in ziemlich regelmäßigen Abständen entnommenen Kalkproben (CK 13 bis einschließlich 16) führten bis auf CK 14, in der sich ausschließlich pyritisierte Schwammnadeln fanden, sämtlich mitteldevonische Conodonten.

In den gleichen stratigraphischen Verband – im Streichen weiter nach SW – gehören auch die an der Straße nach Weinbach-Elkerhausen, gegenüber der Gastwirtschaft Löhr (Aumenau), anstehenden, spezialgefalteten Plattenkalke (CK 4)*).

Ungefähr 500 m von der Mündung am Steinbruch entfernt gabelt sich das Trockental. Die Schichtfolge ist hier durch die mächtige Bedeckung mit Lößlehm nicht weiter aufgeschlossen. In Fortsetzung des kleineren (südlichen) Seitenarms stößt man nach etwa 300 m auf einen aufgelassenen Kalksteinbruch (r, 47900; h. 85790). Die anstehenden Kalke unterscheiden sich von den bisher erwähnten durch eine deutlich organo-detritische Beschaffenheit und führen Tentaculiten in Brauneisenerhaltung. Die Conodonten weisen auch diesen Kalk ins Mitteldevon (CK 38).

Tabelle 1. Die wichtigsten Conodonten-Arten.

Probe Nr. CK	1	2	3	4	11	13	15	16	26	36	37	38	42
Ancyrodella rotundiloba (BRYANT)	+												
Icriodus curvatus BRANSON & MEHL								+	+				
Icriodus nodosus (HUDDLE)		+											
Nothognathella angusta STAUFFER	+												
Palmatolepis transitans MÜLLER											+		
Polygnathus cristata HINDE											+		
Polygnathus decorosa STAUFFER	+								+		+		
Polygnathus dubia dubia HINDE	+								+		+		
Polygnathus dubia asymmetrica BISCHOFF & ZIEGLER	+								+		+		
Polygnathus linguiformis HINDE				+		+	+	+		+		+	
Polygnathus pennata HINDE		+											
Polygnathus varca STAUFFER		+			+								
Polygnathus webbi STAUFFER			+	+			+			+		+	
Polygnathus xylus STAUFFER				+		+							
Spathognathodus bidentatus BISCHOFF & ZIEGLER								+					+
Spathognathodus brevis BISCHOFF & ZIEGLER				+							+	+	

Ferner häufig Zahnreihen (*Hindeodella, Ozarkodina, Prioniodina* etc.) sowie *Belodus* sp. sp.

*) Anmerkung während des Druckes:
Im Zuge der weiteren Untersuchungen konnte das gleiche Profil mit „geschichtetem Schalstein", Rotschiefer-Keratophyrtuffen und Plattenkalken im Streichen weiterverfolgt und SE des Bahnhofs Aumenau an der nach Münster führenden Straße nachgewiesen werden.

Zusammenfassung

Es wird über Kartierergebnisse in der südlichen Lahnmulde berichtet. An Hand eines Profils bei Aumenau (Blatt Weilburg) wird eine stratigraphische Neugliederung der Gesteine des „Oberdevons der südlichen Randfazies" (AHLBURG 1918) angedeutet. Bei den Arbeiten ergab sich die Notwendigkeit, Teile der bisher als oberdevonisch angesehenen Gesteine (dunkle Tonschiefer sowie die darin eingelagerten Plattenkalke) südlich des Schalstein-Hauptsattels auf Grund ihrer Conodontenführung in das Mitteldevon einzustufen. Die Verbreitung des Oberdevons ist geringer als bisher angenommen.

Schriftenverzeichnis

AHLBURG, J.: Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Weilburg. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., **32,** 2. S. 438—451, Berlin 1914.

— Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Lfg. 208, Blatt Weilburg mit Erläuterungen. — 1 geol. Kte., 154 S., 7 Taf., 30 Abb., Berlin 1918 (1918 a).

Blatt Weilmünster mit Erläuterungen. — 1 geol. Kte., 77 S., 1 Taf., 13 Abb., Berlin 1918 (1918 b).

DENCKEWITZ, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenberg am Südwestrand der Lahnmulde. — Hess. Lagerstättenarchiv, **2,** 87 S., Wiesbaden 1952.

DENGLER, H.: Bisherige Ergebnisse der Anwendung der Conodontenchronologie im Devon der Lahnmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110,** S. 627, Hannover 1958/59.

HOLZAPFEL, E.: Das obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge. — Abh. kgl. preuß. geol. L. A., N. F. **16,** Berlin 1895.

KEGEL, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L. A., N. F. **86,** 81 S. 6 Taf., 2 Abb., Berlin 1922.

KOCH, C. & KAYSER, E.: Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten 1:25000, Lfg. 31, Blatt Eisenbach (jetzt Villmar) mit Erl. Berlin 1886.

KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Oberdevon und zur Gliederung des obersten Mitteldevon und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Senck. leth. **40,** S. 367—387, 2 Taf., Frankfurt/M. 1959.

MICHELS, F.: Die Grube „Altenberg" bei Laubuseschbach im Taunus. — Z. prakt. Geol. **30,** S. 13—15, Halle 1922.

MÜRRIGER, F.: Geol. Untersuchungen in der südlichen Lahnmulde unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons. — Ber. oberhess. Ges. Nat. Heilk. **15,** (1932/33), S. 108 bis 165, Gießen 1932.

NIEDER, R.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. — Arch. Lagerstättenforsch. **51,** Berlin 1931.

PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **25,** 138 S., 41 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1958.

QUIRING, H.: Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200000, Abt. Preußen u. Nachbarländer **138,** Blatt Koblenz. — Preuß. geol. L.-A., Berlin 1930.

SANDBERGER, F.: Über die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Weilburg. — Jb. Ver. f. Naturk. Nassau S. 40, Wiesbaden 1852.

Manuskript eingegangen am 15. 1. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 179–209	5 Abb.	1 Tab.	Taf. 23	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

DIERK HENNINGSEN und HORST QUADE, Gießen

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 23

Kurzfassung

Es wird ein Überblick über Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde gegeben. Die vorkommenden Gesteine werden kurz beschrieben und stratigraphisch eingeordnet, wobei neue Ergebnisse auf Grund der Conodonten-Parachronologie mitgeteilt werden. Im Anschluß daran wird versucht, ein Bild von der faziellen Entwicklung des Gebietes zu zeichnen.

Inhalt

Einleitung 180

Oberes Unterdevon 182

Schichtfolge des Mitteldevons (D. HENNINGSEN) 182

Unteres Mitteldevon 182
Oberes Mitteldevon 182
Massenkalk 182
Schalstein und Diabas 184
Kalklinsen-Schiefer 184
Plattenkalk 186
„Eisenfelder Lagerkalk" 186
Grenzlager-Zone 186

Faziesverhältnisse bis zum oberen Mitteldevon (D. HENNINGSEN) 186

Schichtfolge des Oberdevons (H. QUADE) 188

1. Die westliche Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (= Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde 188
a) Iberger Kalk 188
b) Adorfische Tuffe und Tuffite (= ? Dillenburger Tuffe) 189
c) Unterer Rotschiefer-Horizont 190
d) Bänderschiefer 191
e) Braunfelser Kalk 193
f) Diabase in oberdevonischen Tonschiefern 195
g) Oberer Rotschiefer-Horizont 195
h) Flaserkalke des höheren Oberdevons 196

2. Die südliche Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (= Bonbadener Mulde) . 197
a) Der Horizont der Plattenkalke 198
b) Der Horizont der Rotschiefer 199
c) Die Langhecker Schiefer 200
3. Die östliche Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde 200
a) Flaserkalk 201
b) Bänderschiefer 201
c) Kieselschiefer 202
d) Rotschiefer 203
e) ? Dasberg-Kalk 204
f) Oberdevonische Sandsteine und Grauwacken 204
Faziesverhältnisse im Oberdevon (H. QUADE) 204
Schriftenverzeichnis 208

Einleitung

Die Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde ist die östlichste des in mehrere Sättel und Mulden gegliederten Lahn-Troges. Ihre südöstliche Begrenzung wird durch die unterdevonische Schichtfolge des Taunusvorlandes gebildet, die an der sog. Wetzlarer Hauptüberschiebung auf die Oberdevonmulde überschoben ist. Das Unterdevon seinerseits wird weitgehend von der Gießener Grauwacke (Unterkarbon) verdeckt, die gebietsweise auch in die Oberdevonmulde hineingreift. Im NW schließt der Massenkalkzug von Braunfels-Burgsolms-Hermannstein, der sich bis Bieber fortsetzt, die Mulde ab. Ein über Bermbach-Philippstein ziehender Seitenast stellt im SW ihre Begrenzung dar. Er taucht bei Bonbaden unter, dürfte aber mit den Massenkalkvorkommen von Laufdorf und Wetzlar im Zusammenhang stehen. Die Bonbadener Mulde leitet als südlicher Ausläufer der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde zum Oberdevon des südlichen Lahngebietes, der sog. südlichen Randfazies, über.

Bei Wetzlar wird die Mulde zwischen den Massenkalkzügen bzw. der Wetzlarer Hauptüberschiebung stark eingeengt, so daß die weiter östlich gelegenen Oberdevonvorkommen in der Umgebung von Bieber nicht ohne weiteres mit ihr in Zusammenhang gebracht werden können.

Daß die Schichtfolge der Lahnmulde ursprünglich weiter nach E gereicht hat, zeigen ein Aufbruch von Adorf-Bänderschiefern in Kulm-Kieselschiefern und solche von Rotschiefern innerhalb der Kulmgrauwacke des Krofdorfer Forstes und in Gießen. Auch im Vogelsberg wurden bei Großen-Buseck (KLIPPEL 1923, S. 29ff.) und Münster (SCHOTTLER 1918, S. 14f.) in Tuffen Einschlüsse von Rotschiefern und anderen paläozoischen Gesteinen festgestellt.

Innerhalb der Oberdevonmulde treten unter- und mitteldevonische Gesteine in einzelnen Aufbrüchen aus dem umhüllenden Oberdevon heraus.

Der im Untersuchungsgebiet auf Roteisenstein umgehende alte Bergbau gab relativ früh Anlaß zu geologischen Arbeiten, die am Ende des vergangenen Jahrhunderts in mehreren Veröffentlichungen von HOLZAPFEL (1895, 1897) einen Höhepunkt fanden. Wesentliche Fortschritte in der Klärung der stratigraphischen und tektonischen Fragen wurden von AHLBURG (1913, 1918, 1921) und später von KEGEL (1922, 1934)

erzielt. In letzter Zeit konnte mit Hilfe der Conodonten-Chronologie eine detailliertere Gliederung der Schichtfolge vorgenommen werden, so daß ein Überblick über Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Mulde angebracht erscheint. Dabei sollen die meist stark gestörten Lagerungsverhältnisse dieses Gebietes außer Betracht gelassen werden. Sie sind hier, im östlichen Teil der Lahnmulde, ungleich komplizierter als weiter in W (KEGEL 1922a, S. 62f.). Vor allem schichtparallele Überschiebungen, die neben zahlreichen anderen Störungen die meist zu isoklinalen NW-vergenten Falten zusammengeschobenen Schichten durchziehen, erschweren immer wieder die geologische Bearbeitung.

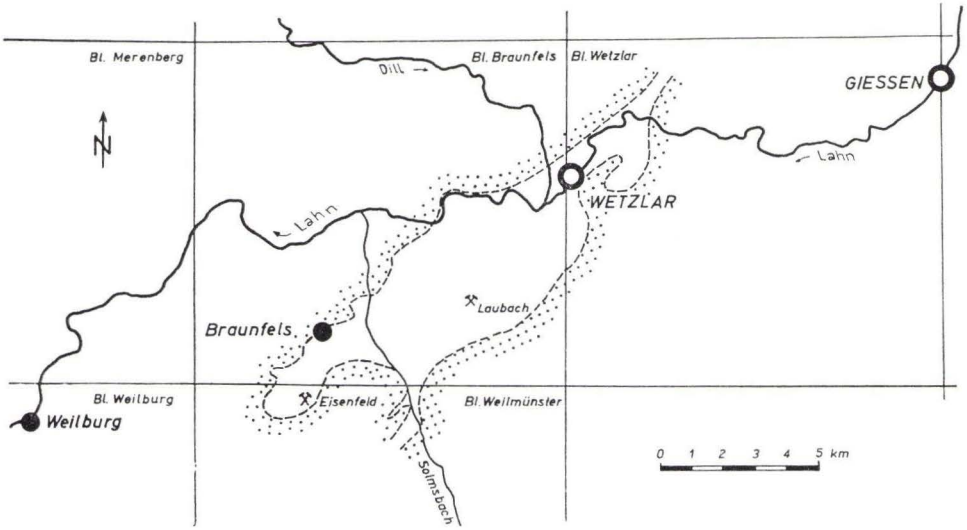


Abb. 1. Lage und Begrenzung der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde.

Die vorliegende Arbeit entstand im Anschluß an Diplomarbeiten, die in der Umgebung der noch in diesem Gebiet tätigen Eisenerz-Gruben Eisenfeld bei Philippstein bzw. Laubach bei Laufdorf durchgeführt wurden. HENNINGSEN (1960) untersuchte im östlichen Teil der Braunfels-Wetzlarer Mulde vor allem das Mitteldevon an der Basis der Gießener Grauwacke. QUADE (1961) bearbeitete den Westteil der Mulde (Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde und Bonbadener Mulde), führte die Bestimmung fast aller Conodonten-Proben durch und beschäftigte sich im wesentlichen mit der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberdevons.

Die dieser Veröffentlichung zugrunde liegenden Diplomarbeiten kamen dank des Entgegenkommens unseres verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. WEYL, zustande. Der Dank der Verfasser gilt im besonderen Herrn Dr. H. DENGLER, Weilburg, der bei Geländebegehungen und Grubenfahrten die Untersuchungen mit Anregungen und fördernder Kritik unterstützte. Bereitwillige Hilfe während der Untertage-Aufnahmen gewährten die Herren Betriebsführer und Steiger SCHMIDT (Alfred-Stollen), SCHMIDT (Laubach), HASENSTRAUCH und EHRHARDT (Eisenfeld). Die Harz-Lahn-Erzbergbau Aktiengesellschaft (Weilburg) und die Mannesmann Aktiengesellschaft (Gießen) gestatteten freundlicherweise die Einsicht in Bohrprofile und ältere Grubenkartierungen. Herrn Dr. H. J. LIPPERT (Wiesbaden) verdanken wir freundliche Beratung und Unterstützung bei der Fertigstellung des Manuskriptes.

Oberes Unterdevon

Der SE-Rand der Mulde wird von einem Zug von Unterdevon-Schichten gebildet. Es handelt sich um Schiefer und unreine Sandsteine, die gelegentlich auch grauwackenartig ausgebildet sind. Innerhalb der Mulde tritt Unterdevon nur im E-Teil in kleinen isolierten Vorkommen auf. Das größte und zugleich am längsten bekannte liegt am W-Ausgang von Steindorf, von wo aus sandigen Schiefern eine kleine Fauna mit *Spirifer paradoxus* SCHLOTH. bekannt geworden ist. SOLLE (1942, S. 176) vermutet, daß sie zur Laubach-Gruppe (mittleres Oberems) gehört.

Ein anderes Vorkommen von Unterems war durch eine Strecke der ehemaligen Grube Amanda bei Nauborn angefahren worden (AHLBURG 1918 a, S. 103). Es tritt im SW des Hofes Magdalenenhausen zu Tag und ist dort durch wenige Lesesteine von flaserigen Schiefern und glimmerreichen Sandsteinen zu verfolgen. Eine weitere kleine Oberems-Scholle hatte KEGEL (1922 b, S. 372) vom SW-Abhang des Weinberges bei Steindorf beschrieben, wo er in sandigen Schiefern unterdevonische Spiriferen fand.

Schichtfolge des Mitteldevons (D. HENNINGSEN)

Unteres Mitteldevon

Sedimente des unteren Mitteldevons im Wetzlarer Gebiet wies erstmalig KEGEL (1922 b, S. 372) durch den Fund von *Phacopidella (Denckmannites) micromma* A. ROEM., einer Leitform für die Eifel-Stufe (R. & E. RICHTER, 1943, S. 146), in dunklen Schiefern von der SW-Seite des Weinberges bei Steindorf nach. MÜRRIGER (1932, S. 129) fand das gleiche Fossil in den unteren Partien ähnlicher Schiefer am N-Hang des Weinberges; auch NIEDER (1931, S. 14) hatte von dort mitteldevonische Fossilien angegeben. Die genannten Schiefer sind dunkelgrau, z. T. auch schwärzlich und nicht selten unregelmäßig gebändert. Sie enthalten gelegentlich Linsen von grauem und dunklem Kalk. In den oberen Partien der Schichtfolge, die am Weinberg in einer Mächtigkeit von etwa 30 m aufgeschlossen ist, werden die Kalkstein-Einlagerungen häufiger; diese Horizonte dürften bereits zum oberen Mitteldevon überleiten

In den Schiefern fanden sich neben Styliolinen und (seltener) Tentaculiten vereinzelt Reste von *Orthoceras* sp. Aus den dunklen Kalkknollen von der SW-Seite des Weinberges wurde eine Conodonten-Fauna gewonnen, die nach der Leitform *Polygnathus xylus* STAUFFER an den Übergang vom unteren zum oberen Mitteldevon zu stellen ist.

Ebenfalls im unteren Mitteldevon haben Keratophyre und Keratophyrtuffe, die sich vor allem am nordwestlichen Rand der Mulde finden, ihre Hauptverbreitung (KEGEL 1922b, S. 373).

Oberes Mitteldevon

Massenkalk

Der Massenkalk, der im NW und teilweise auch im S die Begrenzung der Oberdevonmulde bildet, ist nicht einheitlich ausgebildet. In der Regel handelt es sich um einen meist ungeschichteten, grauen Kalkstein, in dem gelegentlich Umrisse von

Stringocephalus burtini Defr. und Strukturen von Korallen und Stromatoporen zu erkennen sind. An den Flanken der ehemaligen Riffe kommen besser geschichtete, aus Riffschutt mit tonig-kalkigem Bindemittel bestehende Bänke vor. Die Detritus- sowie die massigen Kalke können geringmächtige Einlagerungen von Schalstein enthalten.

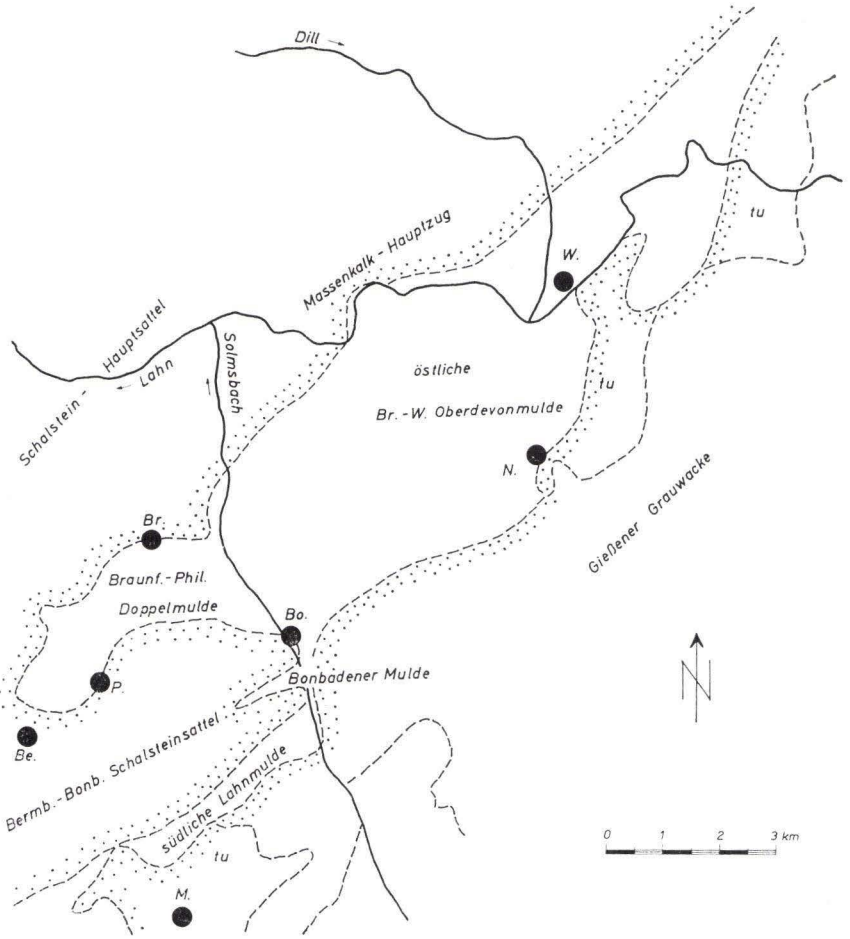


Abb. 2. Gliederung der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde.

Vielfach sind die Kalksteine dolomitisiert. Darüberhinaus kam es — vermutlich im Tertiär (Ahlburg 1918 a, S. 107 ff.) — in ihren oberen, meist verkarsteten Partien zur Ausbildung von Mangan-Brauneisen-Lagern. Derartige Lagerstätten am W-Rand der Mulde wurden schon in früheren Jahren abgebaut, während die Grube Laubach auf dem Massenkalk-Schalstein-Sattel von Laufdorf noch in Betrieb ist.

Schalstein und Diabas

Große Verbreitung erreichen im oberen Mitteldevon vulkanogene Gesteine, hauptsächlich Schalstein (dieser Begriff wird hier nur beschreibend im Sinne HENTSCHELS (1951) und LIPPERTS (1951) gebraucht). Am häufigsten tritt grau bis grünlicher, meist ungebankter Schalstein auf, der dem Typus I nach LIPPERT entspricht. Vorwiegend in der Nähe von Erzlagern kann er auch rot bis violett gefärbt sein (Typus II). Die Schalsteine beider Varietäten enthalten bisweilen Einschlüsse von Diabas und Massenkalk, diese in der Nähe der früheren Riffe oft in erheblicher Menge. Der Anteil an Kalkgeröllen und -brocken kann so groß werden, daß im Gestein Riffdetritus bei weitem überwiegt und Schalstein nur noch in dünnen Zwischenlagen auftritt (Tafel 23 Fig. 1).

Vor allem im W-Teil der Mulde sind in den Schalstein einzelne, nicht durchgehende Roteisenstein-Lager eingeschaltet, welche als Schalsteinlager-Zone zusammengefaßt werden können.

In der Nähe oder innerhalb von Schalstein-Aufbrüchen finden sich größere oder kleinere Vorkommen von Diabas, die sich im Streichen manchmal über größere Strecken verfolgen lassen.

Der Schalstein erreicht seine größte Mächtigkeit im Schalstein-Hauptsattel, dessen einer Seitenast zwischen Braunfels und Altenkirchen hindurchzieht (AHLBURG 1918a, S. 9). Ein weiterer Sattel tritt bei Bonbaden aus dem umrandenden Oberdevon hervor und wurde teilweise durch die ehemalige Grube Krumm aufgeschlossen (FALKE 1952). In streichender Fortsetzung hierzu liegt die Aufsattelung von Laufdorf, die aus Bohrungen und Strecken der Grube Laubach bekannt ist.

Kalklinsen-Schiefer

Eine Fortsetzung der untermitteldevonischen Schiefer-Fazies bilden dunkle Schiefer mit Kalkeinlagerungen, wie sie in größerer Verbreitung im E-Teil des Friedrich-Alfred-Stollens (der südlich Albshausen beginnt und eine Verbindung zur Grube Laubach bei Laufdorf herstellt) angetroffen und auch in der Umgebung von Nauborn erbohrt wurden (z. B. Bohrung Laubach 103). Es sind graue bis schwarze, manchmal gebänderte, meist harte und feste Schiefer, in die Linsen und Bänke von zähem dunklem Kalkstein in unterschiedlicher Menge eingelagert sind. Diese treten an einigen Stellen so dicht zusammen, daß die Schichtfolge unter fast völligem Zurückdrängen der Schiefer in undeutlich gebankten Kalkstein übergeht. Proben von verschiedenen Punkten des Friedrich-Alfred-Stollens enthielten durchweg die für das hohe Obermitteldevon leitende Art *Polygnathus varca* STAUFFER (Fossilliste I).

Die hangenden Partien der im Stollen nach SE einfallenden Schiefer treten im Tal südlich der Grubengebäude des Friedrich-Alfred-Stollens zu Tage, nur rund 20 m oberhalb der Stollensohle gelegen. Die Schiefer, die hier ähnlich wie im Stollen ausgebildet sind, zeigen auf den Schichtflächen oft Styliolinen, vereinzelt auch *Orthoceras* sp. Aus den kalkigen Einlagerungen wurden Faunen des tiefen to I α gewonnen (Fossilliste I).

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge ist schwer anzugeben, weil ihre Unter- und Obergrenze nicht aufgeschlossen ist. Sie dürfte aber kaum über 100 m hinausgehen.

Faunenliste Nr. I: Givet und Grenzlager

1. Plattenkalke im Schalstein, alte Halde am Fußweg zur Grube Mangold bei Bonbaden, Hauptforstweg im Forstort 17.
2. Kalklinsenschiefer im Ostteil des Friedrich-Alfred-Stollens; mehrere Proben zwischen Station 278 und 570 ab Mundloch Albshausen.
3. Kalklinsenschiefer am E-Hang des Tales südlich Albshausen; mehrere Proben zwischen 400 und 600 m südlich des Mundloches des Friedrich-Alfred-Stollens.
4. „Eisenfelder Lagerkalk" oberhalb des Mundloches des Ottilie-Stollens.
5. Hangendes des Grenzlagers, Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Ottilie, Stollensohle über dem Gesenk auf die 30-m-Sohle.
6. Hangendes des Grenzlagers, Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Ottilie, 30-m-Sohle, westliche Lagerstrecke, 0,7 bis 2,2 m über der letzten Erzbank.

	1	2	3	4	5	6
Ancyrodella curvata (Branson & Mehl)					+	+
Ancyrodella gigas (Youngquist)					+	
Ancyrodella rotundiloba (Bryant)				+		
Ancyrodella rugosa Branson & Mehl				+		
Ancyrognathus bifurcata (Ulrich & Bassler)						+
Ancyrognathus triangularis Youngquist						+
Belodus erectus Rhodes & Dineley			cf.			
Belodus triangularis Stauffer			+			
Belodus sp.		+	+			
Palmatolepis hassi Müller & Müller					+	+
Palmatolepis martenbergensis Müller					+	
Palmatolepis subrecta Miller & Youngquist					+	+
Palmatolepis transitans Müller					+	
Polygnathus ancyrognathoidea Ziegler				cf.		
Polygnathus cristata Hinde				+		
Polygnathus decorosa Stauffer		+	+		+	+
Polygnathus dengleri Bischoff & Ziegler			+	+		
Polygnathus dubia asymmetrica Bischoff & Ziegler			+	+		
Polygnathus dubia dubia Hinde				+		
Polygnathus glabra Ulrich & Bassler						+
Polygnathus linguiformis Hinde	+	+				
Polygnathus normalis Miller & Youngquist					+	+
Polygnathus ordinata Bryant			?			
Polygnathus pennata Hinde	?	+	+			
Polygnathus peracuta Bryant			?			
Polygnathus rugosa Huddle			?			
Polygnathus varca Stauffer	+	+		+		
Polygnathus varinodosa Branson & Mehl		+				
Polygnathus webbi Stauffer	+	+		+		
Spathognathodus brevis Bischoff & Ziegler			+			
Spathognathodus sp.		+				

Datierungen: Probe 1 und 2 = tmo
3 und 4 = tiefes to I α
5 = tiefes to I $(\beta)\gamma$
6 = unteres-mittleres to I $(\beta)\gamma$

Die Altersstellung der Kalklinsen-Schiefer ist lange zweifelhaft gewesen, bis sie von AHLBURG (1918a, S. 102ff.) in das Oberdevon eingestuft wurden. KEGEL (1922b, S. 376f.) wies dann darauf hin, daß für sie ein Givet-Alter angenommen werden muß. Die Einstufung dieser Schiefer hat nicht zuletzt deshalb Schwierigkeiten verursacht, weil sie im oberen Mitteldevon auf dem SE-Flügel der Dillmulde zwar sehr verbreitet sind (KEGEL 1934, S. 16), im Lahngebiet dagegen nur selten auftreten. Ein ähnliches Vorkommen — das auch in Abb. 3 eingezeichnet ist — hatte nur KEGEL (1922b, S. 376) nordöstlich Wetzlar im Blasbachtal beobachtet. Weitere befinden sich schon außerhalb der Lahnmulde auf dem S-Teil von Bl. Gladenbach (KEGEL 1933, S. 15). In letzter Zeit sind auch von RIETSCHEL (1960, S. 34) vermutlich obermitteldevonische Schiefer mit Kalkknollen aus der Gegend von Weilburg beschrieben worden.

Plattenkalk

Südwestlich Bonbaden sind im Schalstein einzelne, maximal 10 m mächtige Einlagerungen von grauem Plattenkalk enthalten. Teilweise gehen sie in massige Kalksteine über, teilweise enthalten sie auch viel vulkanogenes Material. Im Alter entsprechen sie den dunklen Kalklinsen-Schiefern des Friedrich-Alfred-Stollens (Fossilliste I).

„Eisenfelder Lagerkalk"

Im N des Massenkalkes von Philippstein wird das hohe Givet und der tiefste Teil der Adorf-Stufe von einer geringmächtigen Folge von Riffschutt- und Plattenkalken gebildet, die in der Grube Eisenfeld im Hangenden von givetischem Schalsteinauftritt und wegen ihrer Vererzung als „Lagerkalk" bezeichnet wird. In nördlicher Richtung wird mit größerer Entfernung vom Riff der Anteil an detritogenem Material geringer. Zugleich nehmen Vererzungen und Tuffeinschaltungen, die demnach von einem Ausbruchszentrum in Riffnähe abzuleiten sind, allmählich ab, sodaß die Wechselfolge in fast reine Plattenkalke übergeht.

Grenzlager-Zone

Der an der Grenze vom Mittel- zum Oberdevon ausgebildete Roteisenstein-Horizont mit Sediment- und Tuffzwischenlagen wird als Grenzlager-Zone bezeichnet (LIPPERT 1951, S. 9). In der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde setzt sie im höchsten Givet ein und umfaßt noch das gesamte to I α; in ihrem Hangenden finden sich Kalksteine des to I $(\beta)\,\gamma$ (Fossilliste I). Lediglich in der Grube Eisenfeld reicht die Grenzlager-Zone vermutlich nur bis in das tiefe to I α, ihr höherer Teil wird hier durch Tuffe und Tuffite vertreten (s. u.).

Faziesverhältnisse bis zum oberen Mitteldevon (D. HENNINGSEN)

Im oberen Oberdevon und im unteren Mitteldevon war die Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde wie das gesamte Lahn-Dill-Gebiet Teil eines verhältnismäßig einheitlichen Faziesbereiches innerhalb der rheinischen Geosynklinale (KEGEL 1950). Sandsteine und Schiefer der Ems-Stufe und vor allem Styliolinen-Schiefer des unteren Mitteldevons sind in ähnlicher Ausbildung im südöstlichen Schiefergebirge verbreitet anzutreffen.

Die an der Wende vom unteren zum oberen Mitteldevon einsetzende Bewegungs-Phase, die AHLBURG (1921, S. 7 ff.) nachgewiesen hatte und die „an Lahn und Dill ausgeprägter ist als gemeinhin angenommen wird" (SOLLE 1959, S. 256), veränderte die

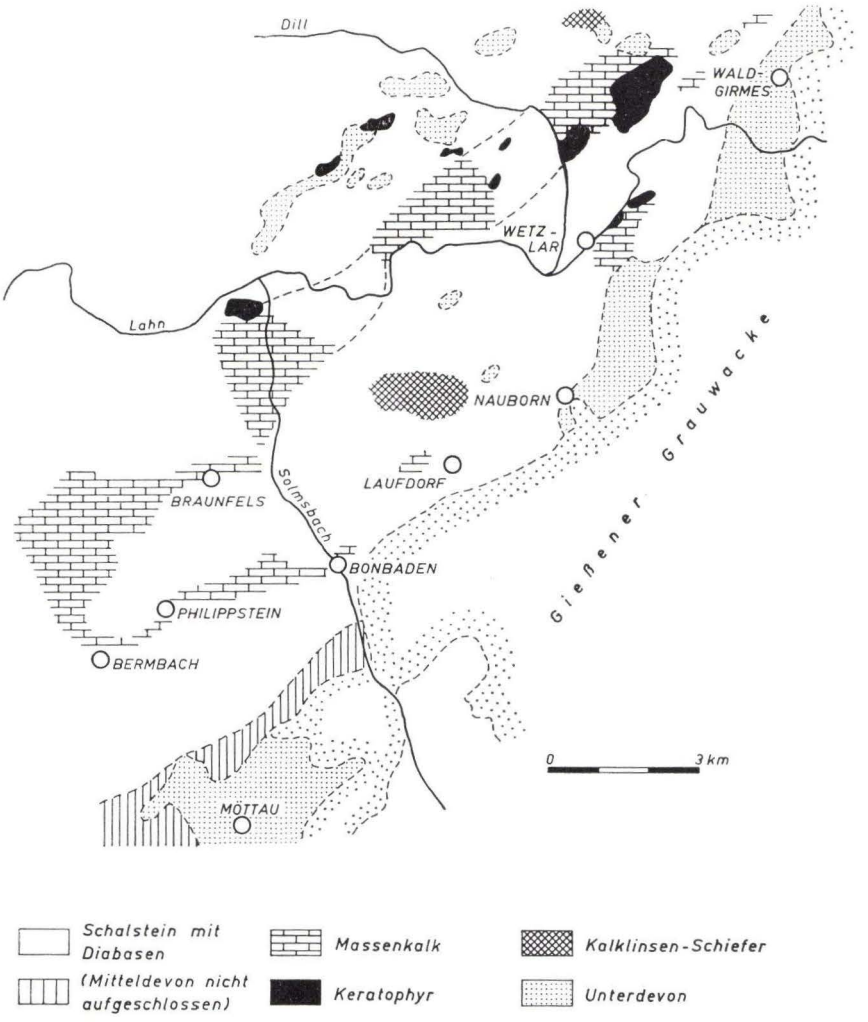


Abb. 3 Faziesverteilung während des oberen Mitteldevons.

gleichförmigen Sedimentationsverhältnisse. So sind Anzeichen dafür vorhanden, daß Unterdevon-Vorkommen — die auch in zwei Zügen die Außenränder der Mulde begleiten (Abb. 2) — im Givet über die Basis des Ablagerungsraumes hinausgeragt haben (vgl. DILLMANN 1952, S. 105). Wesentlicher jedoch war die Gliederung des Sedimentationsbeckens durch vulkanische Gesteine. Keratophyre und -tuffe wurden gefördert und bildeten Schwellen, auf denen Kalkriffe entstehen konnten. Der im NW

die Mulde begrenzende Massenkalkzug läßt die Beziehung zu den Keratophyr-Vorkommen deutlich erkennen.

Aus der westlichen Lahnmulde berichtet MÜRRIGER (1932, S. 119), daß dort Massenkalke mit unregelmäßiger Auflagerungsfläche auf Keratophyren und Keratophyrtuffen liegen. Einen ähnlichen Befund erbrachten Bohrungen der Hessischen Berg- und Hüttenwerke aus der Gegend von Hermannstein bei Wetzlar.

Außerhalb der Kalkriffe wurde Schalstein abgelagert und im Laufe des Obermitteldevons in der Nähe der Eruptionszentren ebenfalls zu Schwellen aufgehäuft. In sie drangen Lagergänge von Diabas ein, einzelne traten vermutlich in ihrer Umgebung an die Oberfläche und ergossen sich über den Meeresgrund.

Gelegentlich wurden auch die Riffe durch Tuffmaterial zugedeckt. Darüberhinaus unterlagen ihre höchsten Teile im Brandungsbereich teilweise der Abtragung, wobei in den Riffvorräumen schmale Schuttsäume entstanden.

Zwischen den beiden Riffzügen, im Gebiet zwischen Laufdorf und Albshausen, war aus ungeklärten Gründen die Zufuhr von Tuffmaterial unterbunden. Hier kam es bei wohl ruhigen Sedimentationsbedingungen zur Ablagerung von dunklen Schiefern mit Kalk-Einschaltungen. Diese Fazies begann im unteren Mitteldevon und setzte sich durch das Givet bis in das tiefste Oberdevon hinein fort.

Am Übergang zum Oberdevon hatte die im oberen Mitteldevon ständig zunehmende Aufgliederung des Sedimentationsraumes in einzelne Becken und Schwellen ihren Höhepunkt erreicht.

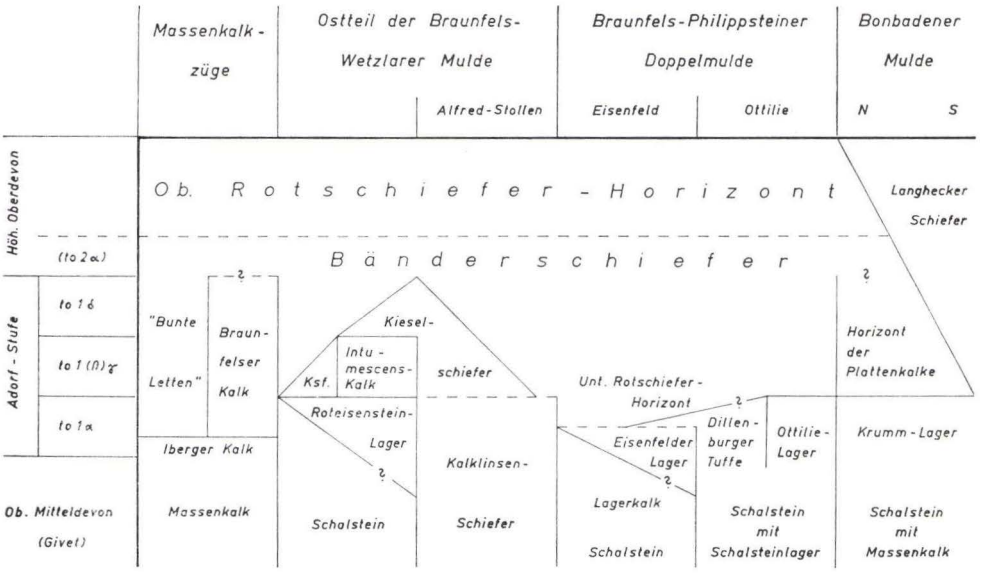
Schichtfolge des Oberdevons (H. QUADE)

1. Die westliche Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (=Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde)

In der westlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde tritt eine tektonische Einheit in Erscheinung, die als Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde bezeichnet wird. Sie wird im Norden, Süden und Westen von Massenkalkzügen und dem Schalstein-Hauptsattel begrenzt und weist eine besondere fazielle Ausbildung des Oberdevons auf. Nach Osten zu wird sie durch die Gießener Grauwacke verdeckt und ist dort nur noch an wenigen Stellen nachzuweisen.

a) Iberger Kalk

Iberger Kalk tritt an mehreren Stellen innerhalb und in der Umrandung der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde im Hangenden des givetischen Massenkalkes als grobbankiger, meist dichter, dolomitischer Kalkstein auf. Er gehört nach seinem Fossilinhalt der tiefsten Adorf-Stufe an und deutet auf ein Fortwachsen der Riffe bis ins Oberdevon hin. Wenn dem Massenkalk noch Schalstein folgt (Tagebau der Franzzeche östlich Philippstein) oder — in den Riffvorräumen — der detritogene Lagerkalk auf dem Grenzlager auftritt (Grube Eisenfeld), dann fehlt der Iberger Kalk. Östlich Philippstein und bei Bonbaden konnte er nicht nachgewiesen werden. Er scheint hier zu fehlen, weil das Riff im tiefen Oberdevon nicht mehr in die Sedimentation einbezogen war.



Tab. 1: Schichtfolge in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde

AHLBURG (1918 b) berichtet aus der Grube Klöserweide westlich Philippstein von Funden einiger tiefoberdevonischer Fossilien:

Philippsastraea hennahi (LONSDALE)
Spirifer verneuili MURCHISON

In dem Steinbruch im südlichen Stadtgebiet von Braunfels ist in der Westwand über einem massigen givetischen Kalkstein ein grobbankiger, blaugrauer, z. T. schon grusig verwitterter dolomitischer Kalkstein aufgeschlossen, der nach einer kleinen Conodontenfauna dem tieferen to I α angehört (s. Faunenliste III, Probe Nr. 3). — Ein ähnliches Vorkommen ließ sich an der Straße von Braunfels nach Bonbaden, unmittelbar hinter der Stadtgrenze von Braunfels, nachweisen, wo in einer kleinen Klippe ein rötlichgrauer gefleckter Kalkstein ansteht, der ebenfalls dem tieferen to I α angehört (s. Faunenliste III, Probe Nr. 6). — Im übrigen ist Iberger Kalk in streichender Fortsetzung an mehreren Stellen auf dem Massenkalk-Hauptzug nachgewiesen, so u. a. aus dem Steinbruch in Burgsolms und am Eberstein bei Königsberg.

b) Adorfische Tuffe und Tuffite (= ? Dillenburger Tuffe)

In der südlichen Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde treten im Hangenden des Roteisenstein-Grenzlagers der Grube Eisenfeld an verschiedenen Stellen Tuffe und Tuffite in schwankenden Mächtigkeiten auf.

U. d. M. lassen sich zwei Arten deutlich voneinander unterscheiden, die ständig — oft in mm-starken Lagen — miteinander wechsellagern: Tuffe und Tuffite diabasischer und keratophyrischer Zusammensetzung.

Die Diabastuffe und -tuffite enthalten in einer Grundmasse, die aus einem feinen chloritisch-calcitischen Material besteht und meistens ein deutliches Parallelgefüge zeigt, Tuff-Fragmente. Das Parallelgefüge tritt auch bei der Ausbildung der Bläschenfüllungen auf, die aus Calcit, feinen ? Glasfetzen oder unbestimmbaren, dichten Tuffpartikeln bestehen können. Auch sie sind deutlich gestreckt und in der Schieferungsrichtung ausgelenkt und nur noch selten eckig oder wenig deformiert erhalten. Gelegentlich konnten Bröckchen von feinkörnigem Kalk und feinem, fast glasigem vulkanischem Material beobachtet werden, die aber wegen der schon weit fortgeschrittenen Zersetzung keine genauere Bestimmung mehr zuließen.

Die Keratophyrtuffe und -tuffite sind im Gegensatz zu den flaserig-schiefrigen Diabastuffen meistens körnig erhalten. In einer ebenfalls nicht bestimmbaren, feinen, wahrscheinlich chloritisch-calcitischen Grundmasse treten neben meist noch eckigen Quarzen vor allem Feldspäte, darunter vereinzelte saure Plagioklase, auf, die allerdings weitgehend gerundet sind und gelegentlich sogar eine fluidale Anordnung zeigen. Durch feine Erzimprägnationen erscheint die Grundmasse oft nahezu opak. In einigen Schliffen, die diesen stark vererzten Partien entstammen, fielen massenhaft auftretende idiomorphe Calcitrhomboeder auf.

Tuffe und Tuffite dieser Art sind auf den Südteil der Grube Eisenfeld beschränkt und treten dort in mannigfachen Varietäten und Mächtigkeiten auf. Einschaltungen von grauen, grünen und roten Tonschiefern sind häufig, sie nehmen mit zunehmender Annäherung nach Norden zu und leiten schließlich in die Bänderschiefer über. Es hat den Anschein, als bestehe ein genetischer Zusammenhang zu den Schalsteinen und Diabasen des Givet und den Roteisensteinen der Grenzlager-Zone, mit denen sie offenbar die Eruptionszentren gemeinsam haben. Im Inneren der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde wurden sie jedenfalls bisher nicht gefunden.

In ihrem äußeren Bild zeigen die adorfischen Tuffe und Tuffite enge Beziehungen zu den von KREBS (1958, 1960) ausführlich beschriebenen Dillenburger Tuffen. Die Dillenburger Tuffe werden definiert als eine Folge von „meist gut geschichteten, seltener massigen, grob- bis feinkörnigen Tuffen mit wechselnd — aber untergeordnet — eingelagerten Kalksteinen und Tonschiefern, die mit den Tuffen selbst durch alle Übergänge (Tuffite) verbunden sein können" (KREBS 1958, S. 145). Sie bestehen aus Diabas- und Keratophyrtuffen, sowie Diabas-Keratophyr-Mischtuffen. Ihre untere Begrenzung schwankt zwischen to I α und tiefstem to I (β) γ, während ihre hangenden Partien nicht mehr ins to I δ hinaufreichen.

Nach dieser enggefaßten und kleinräumig gültigen Definition können die adorfischen Tuffe und Tuffite der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde nicht vorbehaltlos zu den Dillenburger Tuffen gestellt werden, obwohl sie diesen in den wesentlichsten Zügen gleichen. So fehlen z. B. den Profilen in der Grube Eisenfeld bisher die Diabas-Keratophyr-Mischtuffe. Außerdem dürften die hier beschriebenen Tuffe und Tuffite etwas älter sein als die Dillenburger Tuffe. Sie liegen entweder dem Grenzlager auf und werden von Bänderschiefern überlagert, gehören somit dem to I α an, oder sie vertreten das Grenzlager (Betriebspunkt Ottilie, 57 m-Sohle), indem sie unmittelbar aus givetischem Schalstein hervorgehen.

c) Unterer Rotschiefer-Horizont

Auf die adorfischen Tuffe und Tuffite der 192 m-Sohle der Grube Eisenfeld folgen in derem Westteil rote und rötlichgraue gebänderte Tonschiefer in einer Mächtigkeit

von ca. 3 m, die hier im Unterschied zu den Rotschiefern des höheren Oberdevons als unterer Rotschiefer-Horizont bezeichnet werden. Sie gehen nach oben unter zunehmender Einschaltung von grauen und grünen Schiefern in die eigentlichen Bänderschiefer über.

Im Südteil der 192 m-Sohle sind derartige Rotschiefer als selbständiges Schichtglied nicht entwickelt. Hier treten sie nur als Schieferkomponente in den Tuffen und Tuffiten auf.

Auf der Stollensohle des Betriebspunktes Ottilie der Grube Eisenfeld ist noch ein weiteres, wenn auch wesentlich geringer-mächtiges Vorkommen bekannt, das schwach vererzte Kalksteine des Grenzlager-Hangenden zum Liegenden hat und von unreinen Plattenkalken und Tonschiefern des to I $(\beta)\,\gamma$ überlagert wird.

Über Tage treten in dem Profil des Bahneinschnittes nördlich des Schachtes Eisenfeld fleischrote Tonschiefer im Liegenden von Bänderschiefern auf, die möglicherweise mit den hier beschriebenen Rotschiefern identisch sind.

Alle diese Vorkommen gehören nach den Einstufungen des Hangenden und Liegenden der tiefen Adorf-Stufe an, und zwar dem höchsten to I α und dem tiefsten to I $(\beta)\,\gamma$.

d) Bänderschiefer

Über den adorfischen Tuffen und Tuffiten, bzw. an einigen Stellen über dem unteren Rotschiefer-Horizont liegen in der südlichen Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde Bänderschiefer, die in ihrem unteren Teil aus grauen, grünen und schwarzen Tonschiefern, harten bituminösen und pyritreichen grobbankigen Kalksteinen (gelegentlich auch Kieselkalken) und vereinzelten Kieselschieferbänken bestehen. Ihr höherer Teil geht in vorwiegend milde, kalkfreie, grüngraue und grauschwarze Tonschiefer über, die gelegentlich massig und hart sein können, im allgemeinen aber gut geschiefert sind.

Am Nordrand des Bermbach-Bonbadener Schalsteinsattels (Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Ottilie) folgen auf das Grenzlager zunächst grobbankige, z. T. noch schwach vererzte Kalksteine, die allmählich in unreine Plattenkalke übergehen. Darüber liegen schwarze bis dunkelgraue Tonschiefer mit häufigen Einschaltungen von hellen Calcitbändern und -nestern, vereinzelten Bänken von bituminösem Kalkstein und kieseligen Schiefern, die schließlich in die schon beschriebenen feingebänderten milden Tonschiefer übergehen.

Über Tage sind diese Bänderschiefer meistens stark verwittert und gelblich-grau gefärbt. Sie zeigen nur noch selten eine Feinbänderung. Lediglich die Kieselschiefer-Einschaltungen treten an einigen Stellen in größeren Vorkommen hervor.

Bei aller Mannigfaltigkeit der in den Bänderschiefern auftretenden Gesteine, die auf kleinräumigen Faziesdifferenzierungen beruht, ist eine Zusammenfassung zu der Bezeichnung „Bänderschiefer" vertretbar. Koch (1886) hatte ähnliche Schiefer bei seinen Aufnahmen der Blätter Limburg und Eisenbach als „Bandschiefer" bezeichnet, dergl. Beushausen (1900) bei Kartierungen im nördlichen Oberharz. Ahlburg (1918) und Kegel (1922) sahen in den Bänderschiefern der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde ein Übergangsglied zwischen der Muldenfazies (graue bis rötliche Plattenkalke mit kalkigen dunkelgrauen Tonschiefern) und der südlichen Randfazies (Langhecker Schiefer).

Faunenliste Nr. II: Bänderschiefer

1. Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Ottilie: Stollensohle, unmittelbar an der Gabelung der Tagesstrecke.
2. dgl. bei 393 m ab Mundloch;
3. Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Eisenfeld: 192-m-Sohle, Hauptstrecke, b. 166 m (Markierung ab 8 m östl. P 1141);
4. dgl. am Bohrlochansatzpunkt der U 13;
5. dgl. im 2. östl. Querschlag des Nordteiles, unmittelbar unter dem oberen Rotschiefer-Horizont.

	1	2	3	4	5
Ancyrodella buckeyensis STAUFFER	+				+
Ancyrodella curvata (BRANSON & MEHL)			+		+
Ancyrodella gigas YOUNGQUIST			+		
Ancyrodella ioides ZIEGLER					+
Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST		+	+	+	+
Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER			+	+	+
Palmatolepis proversa ZIEGLER		+			
Palmatolepis rhenana BISCHOFF					+
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST	+	+	+	+	+
Polygnathus amana MÜLLER & MÜLLER					+
Polygnathus decorosa STAUFFER	+	+	+	+	+
Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST	+		+		+
Polygnathus procera SANNEMANN				+	
Polygnathus subserrata BRANSON & MEHL		+			

Datierung: Probe Nr. 1 = ab höh. to I α
Probe Nr. 2 = unt.-mittl. to I $(\beta)\gamma$
Probe Nr. 3 = unt.-mittl. to I $(\beta)\gamma$
Probe Nr. 4 = to I $(\beta)\gamma$ — tief. to I δ
Probe Nr. 5 = höh. to I $(\beta)\gamma$ — tief. to I δ

Bänderschiefer treten in der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde in drei großen Zügen auf: als Nord- und Südflügel und als trennender Sattel zwischen den beiden Teilmulden. — Die Mächtigkeiten schwanken beträchtlich und sind heute auf Grund einer intensiven Schuppentektonik kaum mehr zu bestimmen. Wie die untertägigen Aufschlüsse vermuten lassen, dürften sie gelegentlich über 300 m hinausgereicht haben.

Altersbestimmungen konnten an nur wenigen Kalksteinbänken in den meistens fossilfreien Tonschiefern vorgenommen werden, so unter anderem aus Aufschlußbohrungen der Harz-Lahn-Erzbergbau AG: Bänderschiefer treten bei Ausfall der adorfischen Tuffe und Tuffite über dem Lagerkalk bzw. dem Grenzlager der Grube Eisenfeld bereits im to I α auf (Grube Eisenfeld, 192 m-Sohle: „Mittellager"). Bei Einschaltung der Tuffe und Tuffite beginnen sie erst mit dem to I (β) γ, vielleicht auch schon im höchsten to I α (Grube Eisenfeld, 192 m-Sohle: West- und Südteil). Über dem Ottilie-Grenzlager sind Bänderschiefer, die hier mit unreinen Plattenkalken beginnen, aus dem tiefsten to (β) γ nachzuweisen (Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Ottilie: Stollensohle, 30 m-Sohle, 57 m-Sohle). Die letzten faunistisch belegbaren Bänderschiefer gehören dem to I δ an. Wahrscheinlich reichen sie aber noch ins to II

hinauf. Eine endgültige Klärung wird allerdings sehr schwierig sein, da sowohl die hangenden Bänderschiefer als auch die darauffolgenden Rotschiefer (Oberer Rotschiefer-Horizont) kalkfrei sind. Ostrakoden sind in den rauhen Schiefern nicht erhalten.

Im Zusammenhang mit den Bänderschiefern ist auf eine Sondererscheinung hinzuweisen: In den Bänderschiefern der Tagesstrecke des Ottilie-Stollens fand sich ein Quarzitblock von ca. 100 × 60 cm, der völlig wurzel- und zusammenhanglos in den Schiefern steckt (s. Tafel 23, Fig. 2). Es handelt sich um ein hellgraues, von weißlichen Adern (Calcit, Quarz) durchzogenes Gestein. U. d. M. wirkt es sehr frisch. Es besteht in der Hauptsache aus miteinander verzahnten Quarzkörnern (mittlerer Durchmesser ca. 100 μ), die oft undulöse und manchmal felderhafte Auslöschung zeigen. Feldspäte, vorwiegend Plagioklase, machen weniger als 1% des Gesteines aus. Neben meist idiomorphen Pyritkristallen kommen wenige Schwerminerale vor (Zirkon 81%, Turmalin 10%, Rutil 8%). Glimmer und Chlorit finden sich in einzelnen Schuppen wie in sehr feinkörnigen Aggregaten an Korngrenzen. Calcit tritt außer als Kluftfüllung in einzelnen Flecken im Gestein verteilt auf.

Ein Vergleich der Zusammensetzung und Schwermineralführung dieses Gesteines mit unter- und oberdevonischen Quarziten aus der Umgebung ergab eine weitgehende Übereinstimmung mit Quarziten des Ober-Ems, wie sie z. B. 5 km weiter südlich am Hirschberg nördlich Möttau anstehen. Zwar sind hier wie an anderen Stellen die Ems-Quarzite nicht kalkig, doch ist bekannt, daß in frischem Zustand die Gesteine der Ems-Stufe durchweg leicht karbonatisch sind.

e) Braunfelser Kalk

Als „Braunfelser Kalk" bezeichnete Ahlburg (1918a, S. 42f.) einen „dunkelgrauen, krystallinischen Plattenkalk, der mit Ausnahme von Crinoidenstielgliedern und gelegentlichen Korallenrasen keine Fossilien erkennen läßt . . . Es liegt . . . der Gedanke nahe, daß der Braunfelser Kalk eine ähnliche Verzahnung des Oberdevonischen Riffkalkes in die Schieferfazies darstellt, wie der Plattenkalk im Oberen Mitteldevon einen solchen Übergang in die Tuffazies vermittelt".

Der Braunfelser Kalk ist heute nur noch an wenigen Stellen zugänglich, so z. B. im südöstlichen Stadtgebiet von Braunfels, dem heutigen Übungsgelände des Bundesluftschutzverbandes, wo über dem Iberger Kalk (dem Hangenden von givetischem Massenkalk) eine ca. 8 m mächtige Folge von dünnplattigen unreinen Kalken mit Tonschiefer-Zwischenmitteln auftritt. In unmittelbarer Nähe dieses Vorkommens, an der Straße Braunfels-Bonbaden, sind hinter dem Ortsausgang von Braunfels weitere Einzelvorkommen von Braunfelser Kalk aufgeschlossen. Hier treten allerdings Plattenkalke gegenüber kalkfreien Tonschiefern erheblich zurück, gleichzeitig nimmt die Mächtigkeit der Gesamtfolge im Vergleich zu dem Profil im Luftschutzübungsgelände beträchtlich zu.

Nach den aus Plattenkalken gewonnenen Conodontenproben erscheint es zweckmäßig, den Begriff „Braunfelser Kalk" enger zu fassen, als es in der Definition Ahlburgs geschieht. Als Braunfelser Kalk sollte nur der Plattenkalk der mittleren und hohen Adorf-Stufe bezeichnet werden, der im höchsten to I α beginnt und im to I δ seinen Abschluß findet. Abzutrennen ist demnach der Iberger Kalk, der im Liegenden beider Vorkommen auftritt und sich als grobbankiger dolomitischer Kalkstein deutlich von dem dünnplattigen Braunfelser Kalk unterscheiden läßt.

Faunenliste Nr. III: Braunfelser Kalk

1. Steinbruch im südlichen Stadtgebiet von Braunfels (Übungsgelände des Bundesluftschutzverbandes), Bl. Braunfels 5416, r: 57330, h: 98540: Südwand, massiger dichter Kalkstein;
2. dgl. Westwand, unterer Teil, massiger dichter Kalkstein;
3. dgl. Westwand, mittlerer Teil, grobbankiger dolomitischer Kalkstein;
4. dgl. Westwand, oberer Teil, dünnplattiger Kalkstein;
5. dgl. Nordwand, dünnplattiger Kalkstein;
6. Forstweg, abzweigend von der Spitzkehre der Str. Braunfels-Bonbaden, ca. 50 m südlich km 2 (Bl. Braunfels, r: 57480, h: 98560): massiger bis grobbankiger rötlichgrau gefleckter Kalkstein;
7. dgl. ca. 100 m weiter östlich (r: 57610, h: 97480): hellgrauer Plattenkalk;
8. Tälchen, von der Spitzkehre nach Süden abzweigend (r: 57480, h: 97620): dunkelgrauer bituminöser Plattenkalk;
9. Str. Braunfels-Bonbaden, ca. 150 m östl. der Spitzkehre: hellgrauer Plattenkalk.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ancyrodella buckeyensis STAUFFER			+		+		+		+
Ancyrodella curvata (BRANSON & MEHL)							+		+
Ancyrodella gigas MILLER & YOUNGQUIST				+	+				
Ancyrodella cf. *gigas* MILLER & YOUNGQUIST					+				
Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL								+	
Ancyrodella nodosa ULRICH & BASSLER			+						
Ancyrodella rotundiloba (BRYANT)			+			+			
Ancyrodella cf. *rotundiloba* (BRYANT)					+				
Ancyrognathus asymmetrica ULRICH & BASSLER							+		
Ancyrognathus bifurcata (ULRICH & BASSLER)					+				
Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST									+
Palmatolepis foliacea YOUNGQUIST					+				
Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER					+		+	+	+
Palmatolepis martenbergensis MÜLLER					+				
Palmatolepis proversa ZIEGLER					+			+	
Palmatolepis rhenana BISCHOFF					+		+		
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL							+		
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST					+		+	+	+
Palmatolepis cf. *transitans* MÜLLER					+				
Palmatolepis unicornis MILLER & YOUNGQUIST							+		
Polygnathus ancyrognathoidea ZIEGLER					+				
Polygnathus cf. *brevis* MILLER & YOUNGQUIST					+				
Polygnathus caelata BRYANT			+						
Polygnathus decorosa STAUFFER	+	+	+		+	+		+	
Polygnathus dengleri BISCHOFF & ZIEGLER			+	+		+			
Polygnathus dubia dubia HINDE			+	+					
Polygnathus dubia asymmetrica BISCHOFF & ZIEGLER				+	+				
Polygnathus liguiformis HINDE	+	+			+				
Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST			+	+	+	+			
Polygnathus pennata HINDE	+		+	+	+	+			
Polygnathus rugosa HUDDLE			+						
Polygnathus varca STAUFFER	+	+		+					
Polygnathus ? *variabilis* BISCHOFF & ZIEGLER				+					
Polygnathus webbi STAUFFER	+	+	+	+					

Datierung: Probe Nr. 1 = tmo = Givetischer Massenkalk
Probe Nr. 2 = tmo
Probe Nr. 3 = tief. to I α = Iberger Kalk
Probe Nr. 4 = to I α
Probe Nr. 5 = to I $(\beta)\gamma$
Probe Nr. 6 = tief. to I α = Iberger Kalk
Probe Nr. 7 = tief. to I δ
Probe Nr. 8 = unt.-mittl. to I $(\beta)\gamma$
Probe Nr. 9 = unt.-mittl. to I $(\beta)\gamma$

Der Braunfelser Kalk ist altersgleich mit den Bänderschiefern der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde und verzahnt sich beckenwärts mit diesen. Er stellt somit eine Sonderfazies auf einer kleinen Massenkalkschwelle dar.

Ahlburg (1918a) hielt bei seiner Aufnahme des Blattes Braunfels noch eine größere Anzahl von Vorkommen des Braunfelser Kalkes aus. Conodonten-Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß es sich bei diesen größtenteils um mitteldevonische Plattenkalke handelt.

f) Diabase in oberdevonischen Tonschiefern

Intrusive Diabase aus oberdevonischen Ablagerungen sind bereits seit langem aus der Lahnmulde bekannt (s. u. a. Ahlburg 1918, Kegel 1922). Bei den oberdevonischen Diabasen in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde handelt es sich um körnige Diabase (Dk nach Ahlburg), die stock- oder lagergangförmig in Adorf-Bänderschiefern stecken.

U. d. M. fällt vor allem das ophitische Gefüge der Feldspatleisten auf. Neben Feldspäten lassen sich nesterartig angereicherte Chlorite und Calcite unterscheiden, die auch die von den Feldspäten freigelassenen Zwickel ausfüllen. An Nebengemengteilen ist lediglich Erz zu nennen, das in kleinen Splittern das gesamte Gestein durchsetzt.

g) Oberer Rotschiefer-Horizont

Den oberen Rotschiefer-Horizont setzen die aus dem Lahn-Dill-Gebiet schon oft beschriebenen Cypridinenschiefer (i. w. S.) zusammen. Es handelt sich um rote Tonschiefer mit grauen, grünen und schwarzen Einschaltungen, die das höhere Oberdevon bilden. Gelegentlich treten Kalkknotenlagen auf, ohne daß es jedoch zur Bildung größerer geschlossener Folgen kommt. Da Ostrakoden bisher nicht gefunden wurden und auch die Conodontenfaunen aus den Kalkknoten sehr gering sind, ist die Einstufung des oberen Rotschiefer-Horizontes schwierig. Mit Sicherheit lassen sich die ersten Rotschiefer dem höheren to II β zuordnen, während die jüngste Altersbestimmung aus dem ? to IV stammt. Da die letzten faunistisch belegten Bänderschiefer des Liegenden noch dem to I δ angehören, besteht zwischen den Bänder- und Rotschiefern eine Überlieferungslücke, die vermutlich den höchsten Teil des to I δ, zumindest aber das gesamte to II α und das untere to II β umfaßt.

Faunenliste Nr. IV: Oberer Rotschiefer-Horizont

1. Grube Eisenfeld: 192-m-Sohle, Hauptquerschlag, ca. 40 m westl. P 1033;
2. dgl. ca. 2 m über Probe Nr. 1;
3. dgl. westliche Unterfahrung, ca. 9 m vor 2. östl. Querschlag (1. Kramenzelkalklage);
4. dgl. an der Abzweigung des 3. Querschlages;
5. dgl. ca. 30 m nördlich Abzweigung des 3. Querschlages.

	1	2	3	4	5
Palmatolepis basilica deflectens MÜLLER	+	+		+	
Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL			+		
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER			+		
Palmatolepis glabra elongata (HOLMES)			+	+	
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER			+		
Palmatolepis inflexa MÜLLER			+		
Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER	+	+	+		
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera HELMS			+		
Polygnathus cf. *angusta* BRANSON & MEHL			+		
Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER			+		
Polygnathus nodocostata ssp. BRANSON & MEHL		+			
Spathognathodus altus BRANSON & MEHL					+
Spathognathodus cf. *brevis* BISCHOFF & ZIEGLER	+				
Spathognathodus inornatus BRANSON & MEHL					+
Spathognathodus mediocris BRANSON & MEHL			+		
Spathognathodus stabilis BRANSON & MEHL			+		

Datierung: Probe Nr. 1 = ab to IIβ
Probe Nr. 2 = ab to IIβ
Probe Nr. 3 = höh. to IIβ—to III
Probe Nr. 4 = to III
Probe Nr. 5 = ? to IV

h) Flaserkalke des höheren Oberdevons

Die Bohrung Eisenfeld 37, die in dem vererzten Riffschutt des östlichen Philippsteiner Massenkalkzuges nördlich der Franzzeche niedergebracht wurde, traf in einer Teufe von 242,50—246,0 m einen hell- bis mittelgrauen, bisweilen rötlichgrauen, geflaserten Kalkstein an, der völlig in detritogenes Material eingebettet war. Die artenreiche Conodonten-Fauna, die aus diesen Flaserkalken gewonnen werden konnte, ergab eine Einstufung ins to II—to III.

Aus diesem Gebiet ist eine Ausbildung des höheren Oberdevons in Form von Flaserkalken bisher nicht bekannt. Auf dem östlichen Philippsteiner Massenkalkzug sind, wie schon erwähnt wurde, keine oberdevonischen Sedimente abgelagert worden. Daraus wurde geschlossen, daß dieser Riffteil über das Sedimentationsniveau hinausragte und abgetragen wurde. Die Flaserkalke deuten darauf hin, daß zumindest zeitweise auf den Riff-Flanken relativ ruhige Sedimentationsbedingungen herrschten. Sind auch diese Flaserkalke als Schwellenbildungen anzusehen, so zeigt doch die Einbettung in detritogenes Riffmaterial, daß schon bald die Hebung des Riffes und mit ihr die Abtragung weiterging. Es ist nicht anzunehmen, daß diese Flaserkalke, die bisher nur aus der genannten Bohrung bekannt sind, einen geschlossenen Horizont bilden, sondern ein kleinräumiges Vorkommen darstellen.

Faunenliste Nr. V: Flaserkalke des höheren Oberdevons aus der Bohrung Eisenfeld 37

1. bei 242,50 m;
2. bei 244,00 m;
3. bei 246,00 m;

	1	2	3
Palmatolepis basilica deflectens MÜLLER	+		
Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL	+	+	
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER		+	+
Palmatolepis glabra elongata HOLMES		+	+
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER		+	
Palmatolepis inflexa MÜLLER			+
Palmatolepis cf. *maxima* MÜLLER	+		
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL	+	+	+
Palmatolepis perlobata grossi ZIEGLER		+	
Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER	+	+	
Palmatolepis perlobata ssp. indet.		+	
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN			+
Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER	+		
Palmatolepis rhomboidea SANNEMANN			+
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL			+
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN			+
Polygnathus cf. *amana* MÜLLER & MÜLLER	+		
Polygnathus diversa HELMS	+		
Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER	+	+	+
Polygnathus granulosa BRANSON & MEHL	+		
Polygnathus nodocostata ssp. BRANSON & MEHL	+		
Polygnathus pennatuloidea HOLMES		+	
Polygnathus cf. *perplexa* (THOMAS)			+
Polygnathus varinodosa BRANSON & MEHL	+	+	+
Scaphignathus velifera HELMS	+		

Datierung: Probe Nr. 1 = toIII (vermutlich toIIIβ)
Probe Nr. 2 = toIII (? toIIIβ)
Probe Nr. 3 = tief. toIIβ

2. Die südliche Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (= Bonbadener Mulde)

Das Oberdevon der Bonbadener Mulde vermittelt faziell zwischen der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde und der südlichen Lahnmulde. Bereits HOLZAPFEL (1897, S. XXXIX) hatte darauf hingewiesen, vermochte aber wegen der z. T. sehr ungünstigen Aufschlußverhältnisse und der fehlenden Fossilführung keine faunistisch belegte Gliederung des Oberdevons von Bonbaden geben. AHLBURG (1918 b, S. 29 ff.) beschrieb die gesamte Folge als Bindeglied zwischen der „Muldenfazies" und der „südlichen Randfazies". Eine erste genauere Übersicht über ein kleines Teilgebiet der Bonbadener Mulde gab FALKE (1952) mit einer Darstellung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der Grube Krumm bei Bonbaden.

Faunenliste Nr. VI: Horizont der Plattenkalke

1. alte Pinge des Feldes Friedrichswonne SW Bonbaden, ca. 200 m NNW der Höhe 262.2 im Jagen 12 (Bl. Weilmünster 5516, r: 59160, h: 95540): hellgrauer Plattenkalk
2. Straße Bonbaden–Schwalbach (Bl. Weilmünster 5516, r: 59690, h: 95140): hellgrauer Plattenkalk in rötlichen und grünlichen Tonschiefern

	1	2
Ancyrodella buckeyensis STAUFFER	+	
Ancyrodella gigas YOUNGQUIST	+	
Ancyrodella cf. ioides ZIEGLER		+
Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL		+
Ancyrognathus asymmetrica ULRICH & BASSLER		+
Palmatolepis foliacea YOUNGQUIST	+	
Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER	+	
Palmatolepis proversa ZIEGLER		+
Palmatolepis rhenana BISCHOFF	+	
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST		+
Palmatolepis unicornis MILLER & YOUNGQUIST		+
Palmatolepis cf. *unicornis* MILLER & YOUNGQUIST	+	
Polygnathus cf. *amana* MÜLLER & MÜLLER		+
Polygnathus decorosa STAUFFER	+	+

Datierung: Probe Nr. 1 = höh. toI(β)γ
Probe Nr. 2 = höh. toI(β)γ

a) Der Horizont der Plattenkalke

Das unmittelbar Hangende der Grenzlagerzone in der Bonbadener Mulde bildet ein Horizont von Plattenkalken. Er setzt sich zusammen aus einer bunten Folge von hellgrauen bis weißlichen, dunkelgrauen, bisweilen schwarzen, vereinzelt auch rötlichen dünnplattigen Kalksteinen, dunkelgrauen bis schwarzen grobbankigen Kalksteinen, dunkelgrauen bänderschieferartigen Kalkschiefern und grauen bis schwarzgrauen Tonschieferzwischenlagen.

Die gesamte Plattenkalkfolge ist über Tage an keiner Stelle in ungestörter Mächtigkeit aufgeschlossen, sie konnte bisher nur in Einzelvorkommen nachgewiesen werden.

Ein verhältnismäßig vollständiges Profil beschreibt FALKE (1952) aus dem Querschlag zur Läuskopstrecke im Westfeld der Grube Krumm (70 m-Sohle). Hier folgt über dem Grenzlager zunächst ein mehrere Zentimeter starkes Tonschieferband, über dem der eigentliche Horizont der Plattenkalke liegt. Dieser findet im Hangenden seinen Abschluß in einer Wechselfolge von gelblichgrauen, rötlichgrauen, durch organische Beimengungen bisweilen schwarzgrauen bis schwarzen feinplattigen Kalksteinen. Seine angetroffene Mächtigkeit von über 10 m ist wahrscheinlich tektonisch bedingt, im allgemeinen dürfte sie 6 m nicht überschreiten.

In einer alten Pinge der Grube Friedrichswonne SW Bonbaden stehen hellgraue, bisweilen schwarzgraue dünnplattige Kalksteine an, die dem mittleren bis höheren Teil der Plattenkalkfolge aus dem Lagerhangenden angehören. Nach der Conodonten-Chronologie gehören sie dem mittleren to I (β) γ an (s. Fossilliste VI, Probe Nr. 1). — Aus rötlich- und grünlichgrauen feinplattigen Kalksteinen mit Zwischenlagen bunter

Schiefer, die an der Straße Bonbaden-Schwalbach in einer Mächtigkeit von ca. 4 m anstehen, konnte eine weitere Conodonten-Fauna gewonnen werden, die ebenfalls dem mittleren to I (β) γ angehört (s. Fossilliste VI, Probe Nr. 2).

In der nördlichen Bonbadener Mulde wird der Horizont der Plattenkalke durch flache Überschiebungen am Rand des Bermbach-Bonbadener Schalsteinsattels abgeschnitten. Dagegen wird er im Süden faziell durch den tiefoberdevonischen Anteil der „Langhecker Schiefer" der südlichen Randfazies Ahlburgs vertreten. — Nördlich der Ortschaft Bonbaden gehen die Plattenkalke sehr schnell in kalkarme bis kalkfreie Bänderschiefer über, die bereits der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde angehören. Sie sind somit auf die unmittelbare Nachbarschaft des Bonbadener Massenkalkzuges beschränkt.

b) Der Horizont der Rotschiefer

Über dem Horizont der Plattenkalke liegen in der nördlichen Bonbadener Mulde vorwiegend rote Tonschiefer mit vereinzelten Einschaltungen von grünen Varietäten. Es handelt sich um Cypridinenschiefer i. w. S., in denen aber bisher keine Ostrakoden gefunden wurden. Gelegentlich treten in ihnen graue und rötliche Kalkknollen und -knötchen auf, ohne daß es allerdings zur Ausbildung von durchgehenden Kramenzelkalklagen kommt, wie sie aus anderen Teilen des Lahn-Dill-Gebietes beschrieben worden sind. Von den milden Cypridinenschiefern i. e. S. der Muldenfazies Ahlburgs unterscheiden sich die Rotschiefer der Bonbadener Mulde durch rauhe Schichtflächen, auf denen sich keine Fossilstrukturen erhalten haben.

Dieser Horizont der Rotschiefer ist nur am Nordrand der Bonbadener Mulde in geringer Mächtigkeit und an wenigen Stellen entwickelt. Nach Süden wird er zunehmend vertreten durch schwarze und dunkelgraue Tonschiefer, die zur südlichen Randfazies überleiten (s. Langhecker Schiefer). Falke (1952) berichtet, daß auch in der Grube Krumm derartige Rotschiefer nur im Nord- und Nordwestteil der 30 m- und 70 m-Sohle angefahren wurden, während in den anderen Grubenteilen bereits ebenfalls dunkle Schiefer auftreten.

Im Jagen 12 SW Bonbaden westlich der Bahnlinie Bonbaden-Neukirchen (Bl. Weilmünster 5516, r: 59090, h: 95670) sind bunte Kalkknotenschiefer und Flaserkalke in rötlichen, grünlichen und grauen Tonschiefern freigelegt, die eine Conodonten-Fauna des to II erbrachten:

Palmatolepis deflectens Müller
Palmatolepis glabra glabra Ulrich & Bassler
Palmatolepis glabra elongata Holmes
Palmatolepis glabra pectinata Ziegler
Palmatolepis cf. *inflexa* Müller
Palmatolepis quadrantinodosalobata Sannemann
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera Helms
Palmatolepis subrecta Miller & Youngquist
Palmatolepis sp. indet. (iuv.)
Polygnathus cf. *angusta* Branson & Mehl
Polygnathus sp. (iuv. ? *normalis* Miller & Youngquist)

Damit erscheint es wahrscheinlich, daß diese Probe dem tieferen Teil der Rotschiefer entstammt. Diese entsprechen demnach altersmäßig dem Oberen Rotschiefer-Horizont der westlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde.

c) Die Langhecker Schiefer

Die größte Verbreitung und Mächtigkeit innerhalb des Bonbadener Oberdevons haben dunkle Tonschiefer, die von AHLBURG nach der Grube Langhecke in der südlichen Lahnmulde als Langhecker Schiefer benannt worden sind. Es handelt sich um dunkelgraue, durch Beimengungen organischer Substanzen bisweilen schwarze, z.T. auch blauschwarze feste Tonschiefer, in denen sich einzelne Lagen durch besonders gute Spaltbarkeit auszeichnen. Sie waren in der südlichen Lahnmulde Grundlage eines Dachschiefer-Bergbaus.

Gelegentlich treten in den Langhecker Schiefern der südlichen Lahnmulde sandigere und glimmerreiche Partien auf, so daß sie ein bänderschieferartiges Aussehen annehmen. KOCH (1886) bezeichnete derartige Tonschiefer u. a. auf den Blättern Eisenbach und Limburg als Bandschiefer. Diese Tatsache hat AHLBURG (1918) veranlaßt, in den Bänderschiefern der westlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde, insbesondere des Profils zwischen St. Georgen und Philippstein, bereits Elemente der südlichen Randfazies, d. h. der hiergenannten Langhecker Schiefer, zu sehen.

Den Langhecker Schiefern der Bonbadener Mulde fehlen noch die für die südliche Randfazies typischen Quarzit- und Grauwacken-Einschaltungen, ebenso die dort häufiger auftretenden Lydite und dunklen Plattenkalke.

Die Gliederung der Langhecker Schiefer bereitet noch erhebliche Schwierigkeiten. Fossilien wurden in der Bonbadener Mulde nicht gefunden. Sie sind auch in der südlichen Lahnmulde sehr selten. AHLBURG (1918 b) berichtet von Funden einzelner Styliolinen, Tentaculiten und eines *Phacops* cf. *cryptophthalmus* G. & F. SANDBERGER. HOLZAPFEL hatte sich ursprünglich (1895 b) auf Grund der Styliolinenfunde veranlaßt gesehen, die Langhecker Schiefer als mitteldevonische Tentaculiten- bzw. Styliolinenschiefer von den Cypridinenschiefern zu unterscheiden, vermutete aber später (1897, S. XXXVIII) eine Altersgleichheit der beiden Folgen, zumal er vielfach die oben erwähnten Übergänge in rote und grüne Tonschiefer beobachten konnte.

In der nördlichen Bonbadener Mulde liegen die Langhecker Schiefer dem Horizont der Rotschiefer auf, bilden also hier das höhere Oberdevon. Im Süden dagegen reichen sie zunehmend in ältere Stufen hinab, so daß sie in der Grube Krumm und auf dem Südflügel der Bonbadener Mulde bereits die Nehden-Stufe umfassen und in der südlichen Lahnmulde schließlich noch die Adorf-Stufe einnehmen.

3. Die östliche Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde

Unter der östlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde wird jener Teil verstanden, der östlich des Solmsbach-Tales beginnt und in der Gegend von Wetzlar aushebt. In einzelnen, z. T. größeren Folgen lassen sich oberdevonische Schichten noch weiter nach Osten bis ins Biebertal verfolgen.

a) Flaserkalk

Über den Roteisenstein-Grenzlagern der östlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde tritt an vielen Stellen (so u. a. in den Grubenfeldern Martha bei Albshausen, Amanda bei Nauborn, Philippswonne östlich Wetzlar, Morgenstern im Biebertal) ein rötlichgrauer, hellgrauer oder dunkelgrauer gebankter bis geflaserter Kalkstein auf, der vor allem an die Schwellenbereiche der Schalstein- und Massenkalkzüge gebunden ist.

In diesen Kalksteinen fand HOLZAPFEL (1895 a, S. 369) eine charakteristische Fauna der Intumescens-Stufe mit

Manticoceras intumescens (BEYRICH)
Manticoceras calculiforme calculiforme (BEYRICH)
Beloceras multilobatum (BEYRICH)
Beloceras kayseri (HOLZAPFEL)

In östlicher Fortsetzung der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde treten im Biebertal am Eberstein ähnliche Kalksteine als „Adorfer Kalk" (KEGEL 1933, S. 22/23) auf, deren Hangendpartien dem oberen to II α angehören und durch eine kleine Conodontenfauna gekennzeichnet sind:

Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN
Polygnathus glaber ULRICH & BASSLER
Polygnathus nodocostata nodocostata BRANSON & MEHL
Polygnathus nodocostata ovata HELMS

Diese Flaserkalke stellen eine Schwellenfazies innerhalb der normalerweise vorherrschenden Bänderschiefer dar und erreichen Mächtigkeiten zwischen 5 und 10 m.

b) Bänderschiefer

Die Bänderschiefer der östlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde gleichen denen der Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde. Sie liegen entweder unmittelbar dem Roteisenstein-Grenzlager auf und umfassen dann die gesamte Adorf-Stufe und den untersten Teil der Nehden-Stufe, oder sie folgen auf die Flaserkalke des to I $(\beta)\gamma$ und bilden dann das to I δ und to II α.

Südwestlich Wetzlar, fast 200 m östlich des Hofes Magdalenenhausen, fand sich an der Straßenböschung (Bl. Braunfels 5416, r: 62870, h: 00180) in Lesesteinen weicher gelber Schiefer eine kleine Fauna mit Ostrakoden und Conodonten:

Franklinella calcarata (REINH. RICHTER)
Neochilina parvula (PAECKELMANN)
Richterina (Volkina) zimmermanni (VOLK)
Waldeckella cicatricosa (MATERN)

Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST
Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST

Außerdem sind Styliolinen häufig. Damit ist eine Einstufung in das tiefere bis mittlere to I $(\beta)\gamma$ möglich.

Dieser Fundpunkt dürfte mit dem von R. & E. RICHTER (1926, S. 277) erstmals erwähnten „Fundpunkt Magdalenenhausen" übereinstimmen. Die damals gefundene Fauna mit *Phacops (Cryphops) cryptophthalmus* und *Waldeckella*-Arten wurde zunächst als vermutliches to II angesehen und dann von RABIEN (1954, S. 190) in das to Iδ eingestuft. Es ist möglich, daß die damaligen Fundschichten bei der inzwischen vorgenommenen Verbreiterung der Straße abgetragen wurden, so daß heute deren Liegendes mit der oben genannten Fauna aufgeschlossen ist.

Erwähnenswert ist daneben das bereits in der Einleitung angeführte Vorkommen von Adorf-Schiefern im Krofdorfer Forst, in östlicher Fortsetzung der Braunfels-Wetzlar Oberdevonmulde gelegen. Hier findet sich im Steinbruch östlich Forsthaus Waldhaus (Bl. Rodheim 5317, r: 74700, h: 16430) in Kulm-Kieselschiefer eingeschuppt ein wenige Meter mächtiges Paket von gelblich verwitterten, im frischen Zustand dunklen Schiefern mit einer Grauwacken-Bank. Die Schiefer führen auf Schichtflächen Conodonten des to I(β)γ, u. a.:

Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER
Palmatolepis martenbergensis MÜLLER
Palmatolepis proversa ZIEGLER
Palmatolepis rhenana BISCHOFF
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST
Palmatolepis cf. *unicornis* MILLER & YOUNGQUIST
Polygnathus sp.

c) Kieselschiefer

Kieselschiefer treten in der östlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde in größeren Mächtigkeiten und geschlosseneren Folgen auf als in der Gegend von Braunfels und Philippstein. Sie lassen sich bis an den Ostrand der Lahnmulde im Biebertal nachweisen (Feld Morgenstern).

Faunenliste Nr. VII: Kalke aus dem Liegenden und Hangenden der Kieselschiefer, Bohrung Laubach 104 (Bl. Braunfels 5416, r: 61390, h: 99460)

1. bei 113,00 m; 2. bei 99,30 m.

	1	2
Palmatolepis basilica deflectens MÜLLER	+	+
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER		+
Palmatolepis glabra inflexoidea ZIEGLER	+	
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER	+	
Polygnathus glaber ULRICH & BASSLER	+	+
Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST	+	
Polygnathus procerus SANNEMANN	+	
Pseudopolygnathus dentilineata E. R. BRANSON		+
Pseudopolygnathus granulosa ZIEGLER		+
Pseudopolygnathus hofensi (nom. nud. THURSCH)		+
Scaphignathus velifera HELMS		+
Spathognathodus costatus (E. R. BRANSON)		+
Spathognathodus cf. *jugosus* (BRANSON & MEHL)		+
(*Nothognathella typicalis* BRANSON & MEHL)	+	

Datierung: Probe Nr. 1 = höh. to IIβ (—to III)
Probe Nr. 2 = to III

In den Feldern Martha und Metzeburg bei Nauborn bilden sie über dem Flaserkalk das to I $(\beta)\,\gamma$ Liegendbänke der Bänderschiefer, ebenso in dem großen Steinbruch bei Oberndorf. — In den Gruben Raab bei Wetzlar und Morgenstern im Biebertal liegen sie unmittelbar auf den Roteisenstein-Grenzlagern.

Bemerkenswert ist ein Vorkommen von Kieselschiefern in der Bohrung Laubach 104 (Bl. Braunfels), wo sie dem höheren to II β bis to III angehören.

Demnach treten Kieselschiefer im Oberdevon der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde mit Sicherheit seit dem to I $(\beta)\,\gamma$ auf und bilden gelegentlich noch einzelne Horizonte in der Nehden-Stufe.

d) Rotschiefer

Rotschiefer treten wie auch in den beiden anderen Teilgebieten der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde im höheren Oberdevon auf. Sie lassen sich noch weiter nach Osten bis ins Biebertal verfolgen, wo sie u. a. das Hangende des Kalkprofiles am Eberstein bilden.

Nur an einer Stelle konnte in den Rotschiefern westlich Nauborn eine kleine Fauna gefunden werden (Bl. Braunfels 5416, r: 63420, h: 99840), die eine Datierung als Hemberg oder jünger zuließ:

Posidonia venusta Münster
Richterina (*Richterina*) *striatula* (Reinh. Richter)

Um möglicherweise eine Aussage über das Einsetzen der Rotschiefer treffen zu können, wurden die tiefsten Kalkknoten-Lagen der Rotschiefer-Profile des Biebertales auf Conodonten untersucht. Es ergab sich jeweils eine Einstufung ins höhere to II β bis tiefste to III α*).

Faunenliste Nr. VIII. Rotschiefer der östlichen Fortsetzung der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde

1. Alt-Königsberg (Bl. Rodheim 5317, r: 67300, h: 11495);
2. Eberstein, unmittelbar über den Flaserkalken (Bl. Rodheim 5317, r: 69180, h: 11860).

	1	2
Palmatolepis basilica deflectens Müller	+	
Palmatolepis distorta Branson & Mehl	+	
Palmatolepis glabra elongata (Holms)	+	+
Palmatolepis glabra pectinata Ziegler	+	+
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera Helms	+	+

Datierung: Probe Nr. 1 = höh. to II β—tief. to III α
Probe Nr. 2 = höh. to II β—tief. to III α

[1]) Nach Fertigstellung des Manuskriptes wurden wir freundlicherweise durch Herrn Dr. A. Rabien (Wiesbaden) auf einen weiteren Fundpunkt aufmerksam gemacht. Am Weg, der östlich des Hofes Magdalenenhausen an der Süd-Seite des Tales schräg den Hang hinaufführt (Bl. Braunfels 5416, r: 00050, h: 62890) fand sich in gelben Schiefern, in die zum Hangenden zunehmend Rotschiefer eingeschaltet sind, eine kleine Fauna, die sich nach schlecht erhaltenen Ostrakoden und Conodonten in das (vermutlich) to II β einstufen ließ.

e) ? Dasberg-Kalk

Da bisher die Dasberg-Stufe in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde nicht nachgewiesen werden konnte, war ein von KEGEL (1933, S. 24) beschriebenes Vorkommen von ? Dasberg-Kalk in der Nähe des Biebertales von einigem Interesse (Naunheimer Wald nordöstlich Blasbach, Bl. Rodheim 5317, r: 66675, h: 09070). Auf Grund einer kleinen Makro-Fauna mit *Phacops (Cryphops) ensae* R. & E. RICHTER und *Richterina moravica* (RZEHAK) war dieser Kalkstein dem unteren Teil der Dasberg-Stufe zugeordnet worden. Bereits diese Fauna stellt die Sicherheit der Einstufung in Frage, denn die als leitend angesehene *Richterina moravica* tritt bereits im to III und to IV auf (nach RABIEN 1954).

Die Conodontenfauna dieses Kalksteines beweist, daß es sich hier nicht um die Dasberg-Stufe handelt, sondern um den höheren Teil der Hemberg-Stufe:

Palmatolepis basilica deflectens MÜLLER
Palmatolepis inflexa MÜLLER
Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER
Palmatolepis rugosa ampla MÜLLER
Polygnathus styriaca ZIEGLER
Pseudopolygnathus striata MEHL & THOMAS
Spathognathodus altus (BRANSON & MEHL)
Spathognathodus amplus (BRANSON & MEHL)
Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL)

f) Oberdevonische Sandsteine und Grauwacken

Sandige Einschaltungen in oberdevonischen Tonschiefern, wie sie z. B. aus der südlichen Lahnmulde beschrieben wurden (s. u. a. KEGEL 1922), sind bisher aus der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde nicht bekannt geworden. Lediglich ein kleines Vorkommen nördlich des Sportplatzes von Oberndorf (Bl. Braunfels 5416, r: 59040, h: 98790) verdient Erwähnung. Hier tritt in einem stark gestörten Gebiet mit unklaren Verbandsverhältnissen zwischen Diabas, Schalstein und gelb verwitterten Bänderschiefern zusammen mit Styliolinen-reichen harten Schiefern eine grünlich-braune feinkörnige Grauwacke auf. In glimmer- und erzreicher Matrix (mehr als 50 Vol.%) liegen Körner von Quarz und bis zu 0,5 mm große Bruchstücke bzw. Gerölle von Schiefern, feinkörnigen Sandsteinen, Quarzit und ? Diabas. Wegen der starken Verwitterung des Gesteines ist eine genaue Identifizierung dieser Komponenten kaum möglich, doch unterscheidet sich die Probe deutlich von Sandsteinen des Unterdevons einerseits und solchen des Unterkarbons andererseits. Es dürfte sich demnach um eine geringmächtige lokale Einlagerung in Oberdevon-Schiefern handeln, was auch durch das Vorkommen von ähnlich Bindemittel-reicher Grauwacke des to I(β)γ aus dem Krofdorfer Forst (s. o.) wahrscheinlich gemacht wird.

Faziesverhältnisse im Oberdevon (H. QUADE)

Am Ende des Givets hatten sich in dem bisher einheitlichen Sedimentationsraum Schwellengebiete herausgebildet, die entweder aus mächtigen Schalstein- und Diabasmassen oder aus Massenkalkriffen bestehen. Diese nicht mehr reversiblen Schwellen

wurden später durch die Faltung zu Sätteln ausgestaltet, die heute als Massenkalk-Hauptzug im Norden mit einem Seitenast im Süden (Philippsteiner und Bonbadener Massenkalkzüge), als Massenkalkaufbruch im südlichen Stadtgebiet von Braunfels und als Schalsteinschwellen (im Norden als Schalstein-Hauptsattel, im Süden als Bermbach-Bonbadener Schalsteinsattel) vorliegen.

In der Adorf-Stufe setzte eine allmähliche Abwärtsbewegung des Untergrundes ein. Sie war begleitet von neuerlichen Tuffbildungen (?Dillenburger Tuffe), die in dünnen Bändern und geringmächtigen Folgen den klastischen Sedimenten der tiefen Adorf-Stufe eingeschaltet sind, jedoch nicht mehr in die höhere Adorf-Stufe hinaufreichen. Mit ihnen erreichte der die Gesteinsfolge der Givet-Stufe prägende Vulkanismus seinen Abschluß.

In den flachen Becken zwischen den Schwellengebieten kam als vorherrschendes Sediment ein Bänderschiefer zur Ablagerung, dessen oft großer Bitumen- und Pyritgehalt darauf hindeutet, daß der Absatz gelegentlich unter Sauerstoffabschluß vor sich ging. Wo in den Becken kleinere Schwellen aufragten, konnten sich als Schwellensedimente Flaser- und Plattenkalke bilden, die sich jeweils beckenwärts mit den Bänderschiefern verzahnen (südliches Stadtgebiet von Braunfels, Umgebung von Wetzlar). Mit zunehmender Annäherung an den Ostrand der Lahnmulde wird der Bänderschieferanteil geringer. Die Schwellen treten zu geschlossenen Schwellenzügen zusammen, so daß schließlich am Eberstein in der Adorf-Stufe keine Schiefer mehr sedimentiert wurden, sondern auf die Massenkalke des Givets zunächst der Iberger Kalk der untersten Adorf-Stufe und schließlich die Flaserkalke der höheren Adorf-Stufe folgen, die ihrerseits wieder in die an Kalkknoten reichen Rotschiefer des höheren Oberdevons übergehen. Dieser Kalkreichtum der Tonschiefer in der östlichen Lahnmulde deutet bereits darauf hin, daß hier die Ausbreitung der Muldensedimente weiter nach Osten durch während der gesamten Adorf-Stufe wirksame Schwellen verhindert worden ist.

Nur an wenigen Stellen konnten sich in den Bänderschiefern geschlossenere Folgen von Kieselschiefern bilden. Eine mögliche Deutung ergibt sich aus den Beobachtungen Ahlburgs (1918a), Kegels (1922a) und Mürrigers (1932), die auf den engen räumlichen Zusammenhang zwischen Kieselschiefervorkommen und den Massenkalkzügen hinwiesen. Die Einbettung der Kieselschiefer in Flachwasser-Sedimente schließt Tiefsee-Bedingungen für ihren Absatz aus. Vielmehr liegt es nahe, in ihnen Ablagerungen eines strömungsfreien Milieus zu sehen. Auf den Massenkalkzügen und in deren unmittelbarer Nähe gab es vermutlich zahlreiche Nischen und Buchten, in denen kaum Wellenbewegungen herrschten. Hier konnte es dann zur Bildung der Kieselschiefer kommen. Schwache Vertikalbewegungen der Riffe und Riff-Flanken wirkten sich durch Zufuhr toniger Sedimente aus, so daß es zu den vielfach beobachteten „bunten" Profilen mit Ton- und Kieselschiefern kam. Am „unruhigsten" scheint das Gebiet bei Philippstein gewesen zu sein, denn hier treten Kieselschiefer nur als geringmächtige Einschaltungen in mächtigen Bänderschiefer-Profilen auf.

Anhaltende Senkungsbewegungen führten auch auf den Riffen zu gelegentlicher Sedimentbedeckung. Sie sind von Massenkalk-Rücken seit langem mächtigere „Letten"-Folgen bekannt, die aus Tonschiefern hervorgegangen sind. — Eine Ausnahme bildet der Ostteil des Philippsteiner Massenkalkzuges. Hier sind oberdevonische Se-

dimente unbekannt. Möglicherweise ragte dieser Riffteil während des ganzen Oberdevons aus dem Sedimentationsbereich hervor und versorgte den Vorraum mit Kalk-Detritus. In derartigem Riffschutt wurden hochoberdevonische Kalke gefunden, die als Schwellenabsätze zu deuten sind und darauf hinweisen, daß zumindest auf den

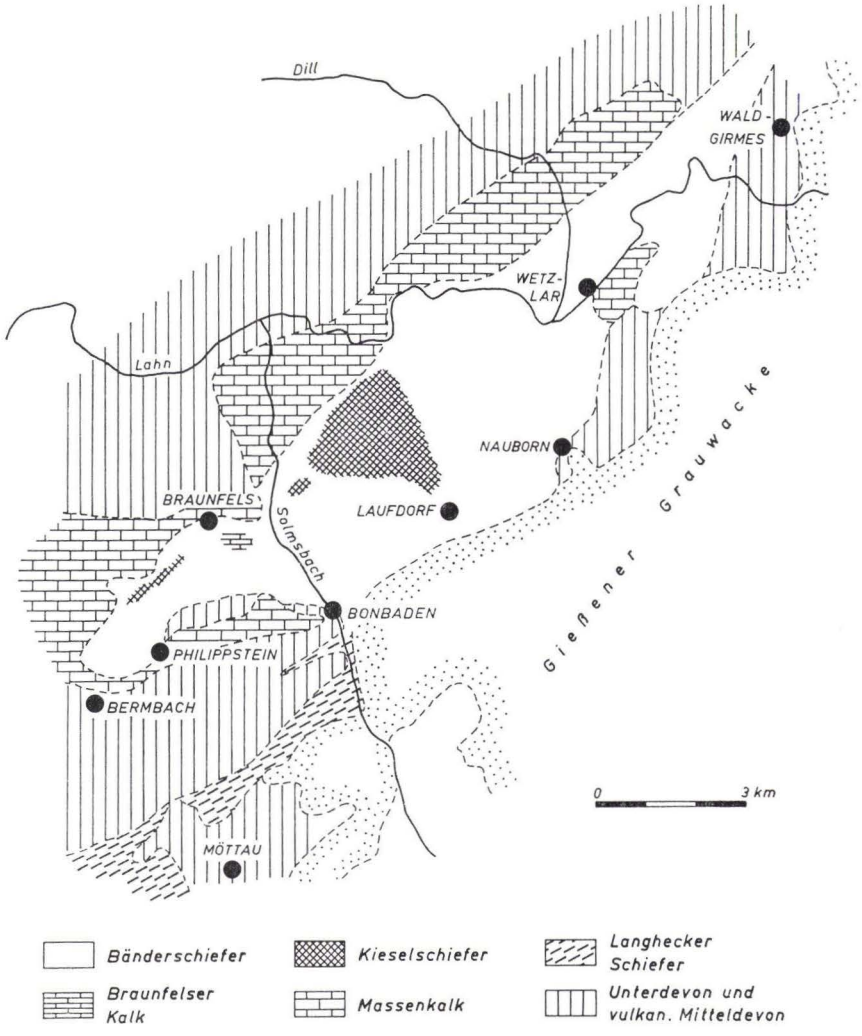


Abb. 4 Faziesverteilung während der Adorf-Stufe.

Riff-Flanken gelegentlich auch oberdevonische Sedimente geringer Mächtigkeit abgelagert wurden.

Am Ende der Adorf-Stufe ist die Absenkung des Raumes der heutigen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde so weit fortgeschritten, daß ein nur noch gering geglie-

derter, nahezu einheitlicher Sedimentationsraum — wie in der übrigen Lahnmulde auch — vorhanden ist. Daher beginnt fast einheitlich in der Nehden-Stufe die Sedimentation von Rotschiefern.

Eine Ausnahme bildet lediglich die südliche Bonbadener Mulde, deren Sedimente schon weitgehend von der Fazies der südlichen Lahnmulde beeinflußt sind. Hier be-

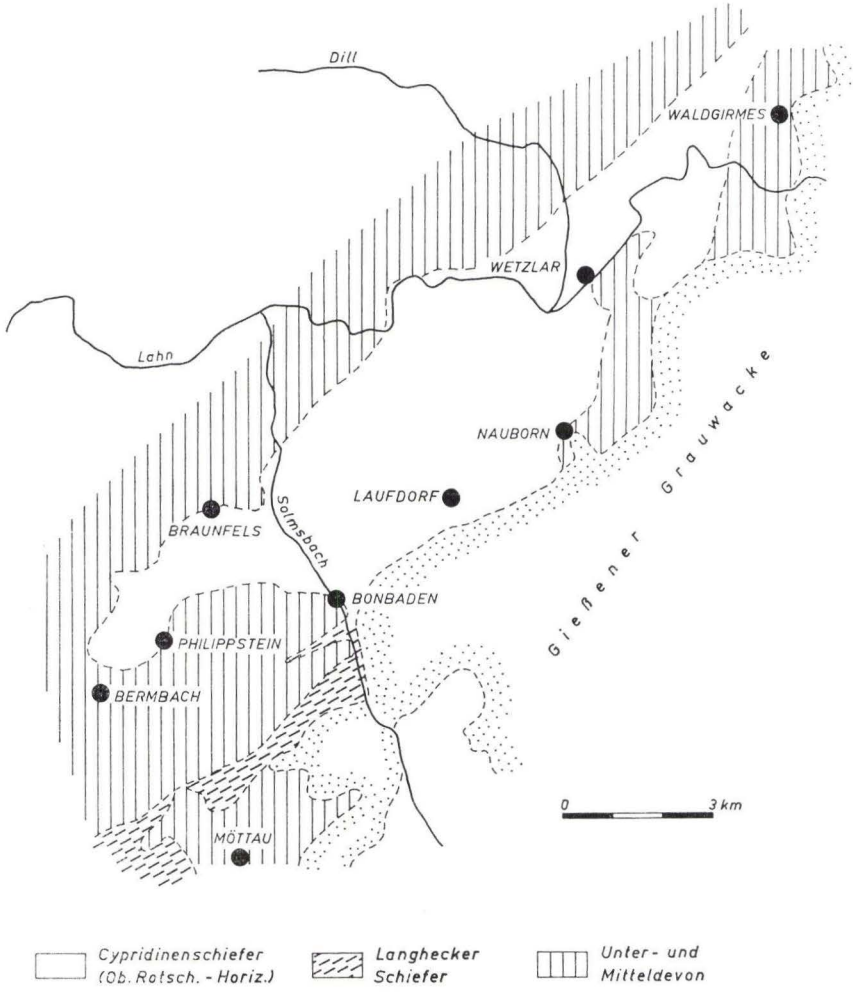


Abb. 5 Faziesverteilung während des höheren Oberdevons.

herrschen schwarze Tonschiefer (Langhecker Schiefer) nahezu das gesamte Profil, während sie auf die nördliche Bonbadener Mulde erst im höheren Oberdevon übergreifen. Die Bonbadener Mulde stellt somit die Verbindung zwischen der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde und der südlichen Lahnmulde her.

Schriftenverzeichnis

AHLBURG, J.: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A., **31**, I, 448—481, Berlin 1913.

— Geologische Karte von Preußen, 1:25000, Bl. Braunfels mit Erl. — Berlin 1918 (1918a).

— Geologische Karte von Preußen, 1:25000, Bl. Weilmünster mit Erl. — Berlin 1918 (1918b).

— Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Jb. preuß. geol. L.-A., **40**, I, 1—82, Berlin 1921.

BEUSHAUSEN, L.: Das Devon des nördlichen Oberharzes. — Abh. preuß. geol. L.-A., NF **30**, Berlin 1900.

BISCHOFF, G.: Oberdevonische Conodonten (to I δ). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 115—137, Wiesbaden 1956.

— & W. ZIEGLER: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**, Wiesbaden 1957.

BRANSON, E. B., E. R. BRANSON & M. G. MEHL: Conodont Studies No. 1—4. — Univ. Missouri studies, **8**, 1—4, Columbia 1933/34.

DENGLER, H.: Bisherige Ergebnisse der Conodonten-Chronologie im Devon der Lahnmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 627, Hannover 1959.

DILLMANN, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg/Lahn. Devon und Kulm in der inneren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, 81—108, Wiesbaden 1952.

FALKE, H.: Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm" bei Bonbaden (Lahnmulde). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, 176—185, Wiesbaden 1952.

HELMS, J.: Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). — Geologie, **8**, 634—677, Berlin 1959.

HENNINGSEN, D.: Die Lagerungsverhältnisse der „Gießener Grauwacke" (Unterkarbon) und des Devons an ihrer Basis. — Unveröff. Diplomarbeit Gießen 1960.

HENTSCHEL, H.: Die Schalsteine. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 390—391, Hannover 1951.

— Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, 238—246, Hannover 1952.

HOLZAPFEL, E.: Das obere Mitteldevon (Schichten mit Stringocephalus Burtini und Maeneceras terebratum) im Rheinischen Gebirge. — Abh. preuß. geol. L.-A., NF **16**, Berlin 1895 (1895a).

— Bericht über die Aufnahme-Arbeiten in der Gegend von Wetzlar. — Jb. preuß. geol. L.-A., **15**, XXXV—XXXVIII, Berlin 1895 (1895b).

— Bericht über die Ergebnisse der Aufnahme im Jahre 1896, Beobachtungen im Lahngebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A., **17**, XXXVIII—XLVI, Berlin 1897.

KEGEL, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde (Erläuterungen zu einer von J. AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung in der Lahnmulde). — Abh. preuß. geol. L.-A., NF **86**, Berlin 1922 (1922a).

— Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A., **41**, II, 368—391, Berlin 1922 (1922b).

— Geologische Karte von Preußen, 1:25000, Bl. Gladenbach mit Erl. (aufgen. von C. W. CORRENS, W. KEGEL und TH. SCHMIERER). — Berlin 1933 (1933a).

— Geologische Karte von Preußen, 1:25000, Bl. Rodheim-Bieber mit Erl. (aufgen. von J. AHLBURG und W. KEGEL). — Berlin 1933 (1933b).

— Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., NF **160**, Berlin 1934.

— Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, 267—289, Hannover 1950.

KLIPPEL, J.: Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der Basalttuffe des Hohberges bei Großen-Buseck im Vogelsberg, ihrer Urausscheidungen und Einschlüsse. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., NF, Naturwiss. Abt., IX, 1—44, Gießen 1923.

KOCH, C.: Geologische Karte von Preußen, 1:25000, Bl. Limburg und Eisenbach (Erl. von E. KAYSER), Berlin 1886.

Kockel, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. geol. Führer, **37**, Bornträger-Verlag Berlin 1958.

Krebs, W.: Dillenburger Tuffe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, 140—152, Wiesbaden 1958.

— Zur Grenze Mittel-/Ober-Devon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Seckenbergiana, **40**, 367—387, Frankfurt 1959.

— Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**, Wiesbaden 1960.

Lehmann, E.: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Verlag Scharfe, Wetzlar 1941.

Lippert, H. J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisensteingruben des östlichen Dill-Gebietes. — Abh. senck. naturforsch. Ges., **485**, (Rudolf-Richter-Festschrift) Frankfurt 1951.

Müller, K. J.: Zur Kenntnis der Conodontenfauna des europäischen Devons. 1. Die Gattung Palmatolepis. — Abh. senck. naturforsch. Ges., **494**, Frankfurt 1956.

— & E. M. Müller: Early Upper Devonian (Independence) Conodonts from Iowa, Part I. — J. Paleont., **31**, 1096—1108, (1957).

Mürriger, F.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Lahnmulde unter besonderer Berücksichtigung des Oberdevons. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., NF, naturwiss. Abt., **15**, 108—165, Gießen 1932.

Nieder, R.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. — Arch. Lagerstättenforsch., **51**, Berlin 1931.

Pauly, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**, Wiesbaden 1958.

Quade, H.: Zur Geologie der südwestlichen Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde). — Unveröff. Diplomarbeit Gießen 1961.

Rabien, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**, Wiesbaden 1954.

— Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**, Wiesbaden 1956.

— Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der westlichen Dill-Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, 629—633, Hannover 1959.

Richter, R. & E.: Die Trilobiten des Oberdevons. — Abh. preuß. geol. L.-Amt, NF **99**, Berlin 1926.

— Trilobiten aus dem Devon von Marokko mit einem Anhang über Arten des Rheinlandes. — Senckenbergiana, **26**, 116—199, Frankfurt 1943.

Riemann, W.: Beschreibung des Bergreviers Wetzlar. — Verlag A. Marcus, Bonn 1878.

Rietschel, S.: Oberdevon und Unterkarbon der Gegend von Weilburg/Lahn. — Unveröff. Diplomarbeit Frankfurt 1960.

Sannemann, D.: Oberdevonische Conodonten (to II α). — Senckenbergiana, **36**, 123—156, Frankfurt 1955.

Schmidt, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, 226—234, Berlin 1926.

Schottler, W.: Geologische Karte von Hessen, 1:25000, Bl. Laubach mit Erl. — Darmstadt 1918.

Solle, G.: Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im Südlichen Rheinischen Schiefergebirge, VI—X. — Abh. senck. naturforsch. Ges., **467**, 157—240, Frankfurt 1942.

— Umbettung von Fossilien mit dem ursprünglichen Sediment. — Geol. Rdsch., **48**, 248—260, Stuttgart 1959.

Wenckenbach, F.: Beschreibung des Bergreviers Weilburg. —Verlag A. Marcus, Bonn 1879.

Ziegler, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. — Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **87**, 7—77, Wiesbaden 1958.

Manuskript eingegangen am 16. 1. 1962

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 90 | S. 210—232 | 1 Abb. | 2 Tab. | Taf. 24 | Wiesbaden, 30. 8. 1962 |

Das Oberdevon der Prümer Mulde/Eifel

unter Ausschluß der Dolomit-Fazies

Von

Wolfgang Krebs, Darmstadt

Mit 1 Abbildung, 2 Tabellen und Tafel 24

Inhalt

Vorwort 210

A. Ooser Plattenkalk 211

B. Die Schiefer im Hangenden des Ooser Plattenkalkes 216

1. Vorbemerkungen 216
   a) Offene Fragen 216
   b) Übersicht über die Gliederung 218
   c) Zum Begriff „Büdesheimer Schiefer" und „Cypridinenschiefer" in der Prümer Mulde 218
2. Gliederung 220
   a) Büdesheimer Goniatitenschiefer 220
   b) Kellwasserkalk-Horizont 221
   c) Cypridinenschiefer von Oos 223
3. Vergleich mit Belgien 226

Zusammenfassung 229

Schriftenverzeichnis 230

Vorwort

In den Eifelkalk-Mulden tritt über den dolomitisierten Givet-Kalken nur in der Prümer Mulde das Oberdevon auf. Von Struve (1961 a, S. 331) wurde kürzlich die Frage nach der Mittel-/Oberdevon-Grenze in der Eifel aufgeworfen und dabei angemerkt, daß u. U. neben den höchsten Partien des Schönecker Dolomits auch noch in den Dolomiten der Dollendorfer Mulde oberdevonische Anteile zu erwarten sind.

Das Oberdevon im Inneren der Prümer Mulde wird nach der letzten Bearbeitung durch Happel & Reuling (1937) in

Büdesheimer Goniatitenschiefer
Ooser Plattenkalk
Wallersheimer Dolomit

gegliedert. Während in der südwestlichen Wallersheimer Teilmulde nur Wallersheimer Dolomit und Teile der Ooser Plattenkalke aufgeschlossen sind, nehmen die Büdesheimer Goniatitenschiefer im Kern der nordöstlichen Büdesheimer Teilmulde größere Flächen ein. Die unterschiedliche Zusammensetzung der oberdevonischen Schichtenfolge spiegelt sich deutlich in der Morphologie der Büdesheimer Mulde wider: Der Wallersheimer Dolomit bildet zusammen mit dem Schönecker Dolomit die das Muldeninnere umrahmenden Höhen. Die aus einer engen Kalk-Tonschiefer-Wechsellagerung bestehenden Ooser Plattenkalke bilden dagegen den allmählichen Abfall zur „Büdesheimer Wanne" (Reuling in Happel & Reuling 1937). Die weichen Büdesheimer Goniatitenschiefer nehmen — vorwiegend unter Lehm verdeckt — den größten Teil der flachen „Büdesheimer Wanne" ein.

Der SE-Flügel der Büdesheimer Teilmulde (im Folgenden als Büdesheimer Mulde bezeichnet) ist infolge der „Büdesheimer Überschiebung" (Unterdevon aufgeschoben auf Schönecker Dolomit) überkippt. Wie die Aufschlüsse am NW-Flügel und im Muldenkern der Büdesheimer Mulde zeigen, sind die oberdevonischen Schichten dort intensiv spezialgefaltet.

Das Oberdevon der Prümer Mulde wurde im Frühjahr 1960 und 1961 feinstratigraphisch bearbeitet und auf Ostracoden und Conodonten untersucht. Neben einer petro- und biofaziellen Analyse des Ooser Plattenkalkes stand die Auffindung des Kellwasserkalkes Beushausens (1900 a und b) sowie die Frage nach den jüngsten Schichten des Eifeler Devons im Vordergrund der Untersuchungen. In der vorliegenden Neubearbeitung des Oberdevons der Prümer Mulde ist der tiefoberdevonische Wallersheimer Dolomit ausgenommen. Dieser wird im Rahmen einer noch nicht abgeschlossenen Arbeit über die Grenze Mittel-/Oberdevon in den Dolomiten der Prümer Mulde und Kalken des Aachener Devons behandelt werden. Die Belegstücke und die Ostracoden- und Conodonten-Faunen sind im Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der TH Darmstadt hinterlegt.

A. Ooser Plattenkalk

Während der Untersuchungen war ein Übergang vom Wallersheimer Dolomit in die Ooser Plattenkalke nicht aufgeschlossen. Die besten Profile in den Ooser Plattenkalken befinden sich längs der Straße Büdesheim—Lissingen am überkippten SE-Flügel der Büdesheimer Mulde, im bereits stark verschütteten Steinbruch westlich der Straße Büdesheim—Oos und an der Straße Oos—Duppach. Im übrigen bestehen am NW- und SE-Flügel nur kleinere, punktförmige Aufschlüsse. Der größere Ausstrich der Ooser Plattenkalke am NW-Flügel der Büdesheimer Mulde wird durch Spezialfaltung hervorgerufen, worauf schon von Reuling (in Happel & Reuling 1937) hingewiesen wird.

Die Ooser Plattenkalke sind eine enge Wechsellagerung von grauen bis dunkelgrauen, plattigen, vorwiegend dichten, seltener spätigen Kalksteinen mit schwarzbraunen bis schwarzgrauen, feinblättrig zerfallenden, schwach kalkigen Tonschiefern. Untergeordnet sind in dieser Wechsellagerung gelbgraue Mergel, dunkelgraue Kalkknollen und graue grobspätige bis brecciöse Detrituskalke eingeschaltet.

Im Profil an der Straße Büdesheim—Lissingen und am nordwestlich davon gelegenen Abfall zur Büdesheimer Wanne läßt sich in den Ooser Plattenkalken deutlich eine petrographische Dreiteilung erkennen:

1. Unterer Teil: Vorwiegend dickbankige, vereinzelt auch massige, dichte bis spätige, z. T. detritisch-brecciöse Kalksteine mit zwischengelagerten schwarzgrauen Tonschiefern (s. Taf. 24).
2. Mittlerer Teil: Enge Wechsellagerung von dünnbankigen, plattigen, vorwiegend dichten Kalksteinen mit schwarzen Tonschiefern (s. Taf. 24).
3. Oberer Teil: Vorwiegend dickbankige, schwach spätige bis dichte Kalksteine mit gegenüber den Kalken stärker zurücktretenden dunklen Tonschiefer-Einlagerungen. Das Vorherrschen der Kalke im höheren Teil der Ooser Plattenkalke wurde bereits von REULING (in HAPPEL & REULING 1937, S. 37) beobachtet.

Im verschütteten Steinbruch westlich der Straße Büdesheim—Oos ist der tiefere Teil der mittleren Ooser Plattenkalke aufgeschlossen. Das Profil an der Straße Oos—Duppach ist gegenüber den Ooser Plattenkalken an der Straße Büdesheim—Lissingen abweichend entwickelt: im unteren Teil der dort aufgeschlossenen Schichten herrschen dunkelgraue bis schwarzgraue, bis 60 cm mächtige Tonschiefer-Lagen vor, denen bis 10 cm dicke Kalkstein-Bänkchen eingelagert sind. Der höhere, spezialgefaltete Teil entspricht in seiner engen Kalk-Schiefer-Wechsellagerung etwa dem mittleren Teil der Ooser Plattenkalke.

Die Ooser Plattenkalke sind äußerst fossilreich. In den Kalken treten auf: Stromatoporen und Korallen (nur vereinzelt), Crinoiden, Brachiopoden, Trilobiten, Ostracoden und Orthoceren; in den Mergeln bzw. stärker kalkigen Tonschiefern vor allem Brachiopoden, die lagenartig angereichert sein können; in den schwarzen Tonschiefern häufig zerbrochene kalkschalige Brachiopoden, Trilobiten, Styliolinen, Tentaculiten, Anaptychen und flachgedrückte Goniatiten, ferner dünnschalige, glatte oder feinberippte Zweischaler und Pflanzenreste.

Nach der Petro- und Biofazies lassen sich innerhalb der Ooser Plattenkalke — in bathymetrischer Reihenfolge — nachstehende Gesteinstypen aufstellen, die sich vor allem über-, seltener nebeneinander ablösen:

1. Graue, dickbankige bis massige, spätige bis brecciöse Riffdetrituskalke mit lagigen Stromatoporen, Korallen und Crinoiden. Dieser Typ ist nur in den tieferen Ooser Plattenkalken an der Straße Büdesheim—Lissingen beobachtet worden.
2. Graue dünnbankige, feinspätige bis feindetritische Kalke mit einigen Einzelkorallen, Crinoiden, Brachiopoden und Schalenbruchstücken. Häufig geht innerhalb einer Kalkbank dieser Typ nach oben in Typ 4 über.
3. Gelbgraue Mergel, z. T. mit knolligen Kalklagen bzw. Kalkknollen, die Crinoiden und Brachiopoden, vereinzelt auch Orthoceren enthalten. Dieser Typ ist am SE-Flügel nur untergeordnet anzutreffen und gewinnt auf dem NW-Flügel, wie aus Profilvergleichen hervorgeht, etwas mehr an Bedeutung.
4. Graue bis dunkelgraue, plattige, dichte, bituminös riechende, splittrig brechende Kalksteine mit vereinzelten Brachiopoden (fast ausschließlich *Leiorhynchus formosus*), örtlich Trilobiten *(Asteropyge (Asteropyge) supradevonica)*, vereinzelt Goniatiten, häufig Orthoceren und Ostracoden. Dieser Typ stellt neben Nr. 5 den Hauptanteil am Aufbau der Ooser Plattenkalke dar. Ovale Kalkknollen, die sowohl am NW- wie am SE-Flügel der Büdesheimer Mulde beobachtet wurden (s. S. 214), sind außerordentlich reich an Styliolinen und Ostracoden.

5. Braunschwarze bis schwarzgraue, feinblättrig zerfallende, schwach kalkige Tonschiefer. Bei stärkerem Kalkgehalt enthalten sie lagenweise zerbrochene kalkschalige Brachiopoden (z. T. sicher *Leiorhynchus formosus*). Die kalkärmeren Schiefer sind voll von Styliolinen, seltener Tentaculiten, Anaptychen, flachgedrückten Goniatiten, dünnschaligen Zweiklappern und Pflanzenhäcksel. Lagenweise tritt in ihnen *Asteropyge (A.) supradevonica* auf (s. S. 215).

Während bei Typ 1—3 allein benthonische Formen auftreten oder noch stark vorherrschen, also biofaziell die rheinische Fazies (sensu RABIEN 1956) vorliegt, wird die benthonische Komponente in den dichten, plattigen Kalken (Typ 4) nur noch durch eine artenarme Brachiopoden- und Trilobiten-Fauna vertreten und schon mehr und mehr von nektonischen sowie pseudoplanktonischen Formen verdrängt. In den schwarzgrauen Tonschiefern (Typ 5) ist der herzynische Fazies-Einfluß (sensu RABIEN 1956) mit Styliolinen, Tentaculiten und Goniatiten beherrschend.

Petro- und biofaziell bilden in der Prümer Mulde die Ooser Plattenkalke den Übergangsbereich zwischen der im Mitteldevon und tiefsten Oberdevon (Wallersheimer Dolomit) vorherrschenden rheinischen Fazies und der mit den Büdesheimer Goniatitenschiefern voll einsetzenden herzynischen Fazies.

Während der Zeit der Ooser Plattenkalke, besonders in deren tieferen Teil, fand ein ständiger Wechsel zwischen Bildungen eines flacheren, gut durchlüfteten, bewegten und eines tieferen, schlecht durchlüfteten, strömungsarmen bis stillen Wassers statt. Einregelungen von Styliolinen oder Tentaculiten wurden in den Kalken und Tonschiefern nicht beobachtet. Mit der Sedimentation der Büdesheimer Goniatitenschiefer gewinnt die herzynische Stillwasser-Fazies schließlich ganz die Oberhand.

Die stromatoporen- und korallenführenden Riffdetritus-Kalke am SE-Flügel der Büdesheimer Mulde wurden am NW-Flügel nicht aufgefunden. Im Steinbruch westlich der Straße Büdesheim—Oos, in dem Äquivalente der Bänke 38—78 des Profils an der Straße Büdesheim—Lissingen aufgeschlossen sind, tritt in den Ooser Plattenkalken die mergelige Komponente etwas stärker hervor. Auf die von STRUVE (1961 b) beschriebenen Verhältnisse übertragen, würde es bedeuten, daß auch noch im tiefen Oberdevon eine ähnliche Differenzierung der Petro- und Biofazies wie im Mitteldevon vorlag. Es ist also wahrscheinlich, daß südöstlich der heutigen Verbreitung des Oberdevons zur Zeit der Ooser Plattenkalke noch Riff-Bildungen stattfanden. An diese Riffe schlossen sich nach W brecciöse und detritusreiche Kalke an (Straße Büdesheim—Lissingen). Nach W nimmt allmählich die mergelige Komponente zu und die plattigen Brachiopoden-Ostracoden-Kalke neigen hier teilweise zu einer knolligen Ausbildung (Stbr.W Straße Büdesheim—Oos). Mit dieser von E nach W sich verändernden Kalk-Fazies verzahnen sich schwarze Tonschiefer.

Die knolligen Dolomite und dolomitischen Mergel sowie die dünnplattigen, dunkelgraubraunen Kalke über dem Stringocephalenkalk hat KAYSER (1871, S. 349) unter dem Begriff „*cuboides*-Mergel" zusammengefaßt. Die den höheren Teil der „*cuboides*-Mergel" einnehmenden Kalke wurden von WEDEKIND (1913, S. 26) als „Plattenkalke" bezeichnet und von HAPPEL & REULING (in REULING 1931, S. 223) als „Ooser Plattenkalke" benannt. Stratigraphisch entsprechen die Ooser Plattenkalke den höheren Teilen der Assise de Frasnes (F 2) in Belgien und dem überwiegenden Teil der Fasnes-

Schiefer bei Aachen. Im Bergischen Land haben die Ooser Plattenkalke Äquivalente in Plattenkalken und Flinzschiefern (PAECKELMANN 1913).

MATERN (1929, S. 91) beschrieb aus den Ooser Plattenkalken folgende Ostracoden-Fauna, die in das to I (β) γ eingestuft wurde:

Primitiella concentrica concentrica n. sp.
Primitiella concentrica inflata n. sp.
Entomis (Entomis) oblonga n. sp.
Entomis (Nehdentomis) pseudorichterina n. sp.
Entomis (Nehdentomis) tenera GÜRICH.

Nach der Neubearbeitung der oberdevonischen Ostracoden durch RABIEN (1954) handelt es sich um folgende Formen:

Entomoprimitia concentrica (MATERN)
Franklinella latesulcata (PAECKELMANN)[1])
Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina (MATERN)
Entomozoe (Nehdentomis) tenera (GÜRICH).

Unter den von MATERN genannten Ostracoden befindet sich keine für das to I(β)γ allein kennzeichnende Art. Die vorliegenden Ostracoden durchlaufen noch ganz die gesamte Adorf-Stufe oder reichen noch bis in das tiefere to Iδ *(Entomoprimitia concentrica)*.

Vom Profil an der Straße Büdesheim—Lissingen wurde aus einem grauen, dichten, tonigen Kalkstein (Bank Nr. 19) folgende Ostracoden-Fauna bestimmt:

Waldeckella cicatricosa (MATERN)
Entomoprimitia sp.
Entomozoe (N.) tenera (GÜRICH)
Entomozoe (N.) pseudorichterina (MATERN)
Richterina (V.) zimmermanni (VOLK)?

Nach dem massenhaften Vorkommen von *Waldeckella cicatricosa* kann der Kalk in die *cicatricosa*-Zone (tam), etwa to I (β) γ eingestuft werden.

In demselben Profil enthalten ovale Kalkknollen, die in braunschwarzen bis schwarzgrauen Tonschiefern eingelagert sind (Bank Nr. 48), häufig Styliolinen und Ostracoden:

Waldeckella cicatricosa (MATERN)?
Entomoprimitia nitida (F. A. ROEMER)
Entomoprimitia concentrica (MATERN)
Entomoprimitia? paeckelmanni (MATERN)
Entomozoe (N.) pseudophthalmus (VOLK).

In im gleichen stratigraphischen Niveau auftretenden Kalkknollen im Steinbruch westlich der Straße Büdesheim—Oos wurden

Entomozoe (N.) tenera (GÜRICH)
Entomozoe (N.) pseudophthalmus (VOLK)?
Entomozoe (N.) pseudorichterina (MATERN)?

---

[1]) Nach RABIEN (1954, S. 56—57) ist der Holotyp von *Entomis (E.) oblonga* MATERN *Franklinella latesulcata* (subjektives Synonym). Da die von MATERN aus den Ooser Plattenkalken genannten 6 Exemplare von „*E. (E.) oblonga*" nicht mehr auffindbar sind, scheiden sie nach RABIEN für stratigraphische Erörterungen aus. Nach gesicherten Vorkommen im rechtsrheinischen Schiefergebirge tritt *Franklinella latesulcata* nur in der Unteren Adorf-Stufe (to I α) auf.

bestimmt. Auffallend ist, daß *Entomoprimitia nitida* hier nicht gefunden wurde. In den Kalkknollen beider Lokalitäten sind Goniatiten nicht beobachtet worden. Dagegen führen im Steinbruch westlich der Straße Büdesheim—Oos nur 25 cm unter den Kalkknollen ausgebildete schwarze Tonschiefer häufig flachgedrückte Goniatiten, Orthoceren, Tentaculiten, Styliolinen sowie vereinzelt dünnschalige Lamellibranchiaten und kleine Brachiopoden. Nach dem häufigen Auftreten von *Entomoprimitia nitida* in den Knollen an der Straße Büdesheim—Lissingen, die nach RABIEN (1954, S. 186—187) im Unteren Kellwasserkalk häufig vorkommt, handelt es sich hier vielleicht um eine Andeutung des dem to I (β) γ angehörenden Unteren Kellwasserkalkes.

R. & E. RICHTER (1926, S. 215) beschrieben von 2 Fundpunkten aus den Ooser Plattenkalken *Asteropyge (Asteropyge) neodevonica* (FRECH). Die reichste und berühmteste Fundschicht befindet sich nach frdl. mündl. Mittl. von Herrn Dr. W. STRUVE (Frankfurt/M.) im NE-Teil des aufgelassenen Steinbruchs nordwestlich der Straße Büdesheim—Oos. Die Fundschicht ist fast verschüttet und bei der Aufnahme der im W-Teil des Bruches noch anstehenden Schichten wurde *Asteropyge (A.) supradevonica* nicht beobachtet. Im Profil an der Straße Büdesheim—Lissingen ließ sich *Asteropyge (A.) supradevonica* in Kalken (Nr. 31) und in Tonschiefern (Nr. 24, 71 und 73) nachweisen. — Nach MAILLIEUX (1936, 1940) tritt *Asteropyge (A.) supradevonica* in Belgien vom F2b bis F3a auf.

Die Bänke 7, 23, 53, 96 und 125 des Profiles an der Straße Büdesheim—Lissingen (s. Taf. 24) wurden auf Conodonten untersucht (Proben Kr 32—36). In der Fossil-Liste sind nur die stratigraphisch wichtigen Formen aufgeführt:

	32	33	34	35	36
	7	23	53	96	125
Ancyrodella buckeyensis STAUFFER	+				
Ancyrodella cf. *quadrata* (BRANSON & MEHL)	+				
Ancyrodella sp.			+	+	+
Belodus devonicus STAUFFER		+	+	+	
Belodus triangularis STAUFFER	+	+			+
Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER		?	+	+	
Palmatolepis proversa ZIEGLER			?	+	
Palmatolepis transitans MÜLLER	+	+	+		
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST				+	
Polygnathus ancyrognathoidea ZIEGLER		+			
Polygnathus decorosa STAUFFER	+	+	+	+	+
Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST	+	+		+	
Foraminiferen		+	+		
Scolecodonten				+	
Fischzähnchen				+	

Nach dem Auftreten von *Palmatolepis transitans* sind die Bänke 7, 23 und 53 in den tieferen Teil des *dubia-rhenana*-Interregnums sensu KREBS (1959, S. 381), d. h. das tiefe to I(β)γ einzustufen. Die Bänke 96 und 125 gehören bereits dem mittleren

Teil des *dubia-rhenana*-Interregnums an. Es bleibt offen, ob das tiefste toI(β)γ (Jüngere *dubia*-Zeit KREBS 1959) noch in den untersten Bänken des Ooser Plattenkalkes oder bereits in den höchsten Partien des Wallersheimer Dolomits enthalten ist. Vermutlich liegt jedoch die Grenze Wallersheimer Dolomit/Ooser Plattenkalk im Grenzbereich toIα/toI(β)γ.

B. Die Schiefer im Hangenden des Ooser Plattenkalkes

1. Vorbemerkungen

a. Offene Fragen

Die Diskussionen um den Kellwasserkalk und die genaue Alterseinstufung der Cypridinenschiefer von Oos in der Prümer Mulde seit den Arbeiten von BEUSHAUSEN (1900 a, b) und KAYSER (1871, 1873) finden bei der Bearbeitung der Büdesheimer Goniatitenschiefer durch REULING (in HAPPEL & REULING 1937, S. 38) keine Erwähnung. Zur endgültigen Klärung dieser seit über 60 Jahren offenen Fragen über das Alter der jüngsten devonischen Schichten in der Eifel galt es in der Prümer Mulde folgende Punkte erneut zu überprüfen:

1. Die „Kellwasserkalke" BEUSHAUSENS.
2. Die „Cypridinenschiefer" bei Oos KAYSERS.

Zu 1:

BEUSHAUSEN erwähnt zwischen Oos und dem Dörfchen Neuscheuern, „beim Ooser Wasen am Südufer des Oosbaches" (1900 a, S. 15) bzw. „zwischen Müllenborn und Oos . . . beim Ooser Wasen am rechten Ufer des Oosbaches" (1900 b, S. 150) Knollen und Bänke eines dunklen, schwach bituminösen Kalkes mit *Buchiola angulifera*, die er mit dem im Harz und rechtsrheinischen Schiefergebirge vorkommenden Kellwasserkalk vergleicht. Bereits 1901 berichtet HOLZAPFEL (S. 193) über dieses Vorkommen: „Ich . . . fand leider keinen brauchbaren Aufschluß am Ooser Wasen. Nicht einmal das Streichen und Fallen der Schichten konnte ich bestimmen." — An der angegebenen Stelle wurden im Frühjahr 1960 nur noch ganz vereinzelte Lesesteine von grauschwarzen, plattigen Kalken mit *Buchiola* sp. und schwarzen bis schwarzgrauen, z. T. kalkigen Tonschiefern angetroffen. Weiterhin konnten plattige Gerölle dieser Gesteinstypen unter den Schottern des Oosbaches festgestellt werden. Eine Entscheidung, ob es sich bei diesen schwarzen Kalken und Tonschiefern südlich Neuoos um „die jüngsten Ablagerungen des Eifler Grundgebirges überhaupt" handelt (REULING in HAPPEL & REULING 1937, S. 38), ist auf Grund dieser verschleppten, nur sehr vereinzelten Lesestein-Funde nicht möglich.

MEYER & RAUFF (1911, S. 12) erwähnen östlich vom Ammelsbüsch, an der Straße Oos—Scheuern ein Vorkommen von Kellwasserkalk, der „zahlreiche kleine verkieste Goniatiten" enthalten soll. Bei Vergleichsbegehungen wurden hier in grüngrauen bis schwarzen Tonschiefer nur graue, gelbgrau verwitterte Kalkbänkchen und -knollen voller Ostracoden angetroffen, wie sie in den Büdesheimer Goniatitenschiefern vorkommen. Die Büdesheimer Goniatitenschiefer grenzen hier mit einer Störung an Schönecker Dolomit.

Zu 2:

Bereits KAYSER (1871, S. 355) erwähnte bei der Beschreibung der Büdesheimer Goniatitenschiefer „in der Mitte der Mulde" das häufige Vorkommen von Cypridinen, welche von F. ROEMER (1854) erstmals entdeckt wurden. In einer weiteren Arbeit werden von KAYSER (1873, S. 657) die „über den Goniatitenschiefern bei Oos auftretenden und den innersten Teil der Büdesheimer Mulde einnehmenden Schiefer mit *Cypridina serratostriata* und *Posidonia venusta* MSTR., aber ohne Goniatiten" von den eigentlichen Goniatitenschiefern abgetrennt und als Cypridinenschiefer den Famenne-Schiefern gleichgesetzt. BEUSHAUSEN (1900 b, S. 151) bestätigt zwar das Auftreten von *Cypridina serratostriata* in den Schiefern gegenüber dem Bahnhof Müllenborn, bezweifelt aber ihre Einstufung als „ober-oberdevonische Cypridinenschiefer". Auch HOLZAPFEL (1901, S. 199) stimmt BEUSHAUSEN zu, „daß in der Büdesheimer Mulde Schichten, die jünger sind, als Frasnes-Stufe, nicht auftreten." Ungeachtet der Einwände von BEUSHAUSEN und HOLZAPFEL stuft KAYSER im III. Band seines „Lehrbuch der Geologie" (1923, S. 209) die „Cypridinenschiefer von Oos" als tiefe Famenne-Stufe ein, während er im Text (S. 200) anmerkt, daß sie vielleicht dem oberen Oberdevon angehören. Von BRINKMANN wird auf der Tabelle „Devon" im 2. Band des „Abriss der Geologie" (1959) die Auffassung REULINGS in HAPPEL & REULING (1937) wiedergegeben, daß die Büdesheimer Schiefer nur bis in das to I (β) γ hineinreichen. Nach H. SCHMIDT (1958, S. 335) liegt der Büdesheimer Schiefer „über dem Plattenkalk von Oos, unter Cypridinen-Schiefern, welche *Buchiola angulifera* führen und ebenfalls noch zur Adorf-Stufe gerechnet werden."

Schon KAYSER (1873, S. 657) fiel auf, daß die reiche Goniatiten-Fauna bei Büdesheim in den Cypridinenschiefern von Neuoos fehlt. Dafür kommen in den Büdesheimer Goniatitenschiefern — abgesehen von den ihnen eingelagerten Kalkbänken — nur sehr vereinzelt Ostracoden vor. Die in den Büdesheimer Goniatitenschiefern häufig anzutreffenden Kalk- und dolomitischen Kalkbänkchen fehlen in den grüngrauen Tonschiefern bei Neuoos. Statt dessen treten hier vereinzelt hellgraue bis graue, runde bis ovale, dichte Kalkkonkretionen mit einer spärlichen Fauna (s. S. 223) auf. Diese Kalkkonkretionen, die nicht mit dem Kellwasserkalk verwechselt werden dürfen, sind gewissen Lagen der Tonschiefer unregelmäßig eingelagert und wurden bereits von BEUSHAUSEN (1900 b, S. 150) erwähnt.

Somit ergeben sich petrographisch und faunistisch zwischen Büdesheimer Goniatitenschiefern und den Schiefern bei Neuoos einige Unterschiede, die in Tab. 1 zusammengefaßt sind:

Tab. 1. Übersicht über die unterschiedliche Fossil-Führung und Gesteinsausbildung der Tonschiefer bei Büdesheim und bei Neuoos.

	Büdesheim	Neuoos
Goniatiten	häufig	sehr selten
Ostracoden	auf Schiefern selten, in Kalkbänken häufiger	auf Schiefern massenhaft
Kalksteine	graue bis blaugraue Kalkbänke sowie gelbgraue dolomitische Kalkbänke	vereinzelt runde bis ovale, graue Kalkkonkretionen eingeschaltet

b. Übersicht über die Gliederung

Wesentliche Aufschlüsse zur Stratigraphie des Oberdevons der Prümer Mulde gab die Auffindung einer ovalen dunkelgrauen Kalkknolle mit der kennzeichnenden Fauna des Kellwasserkalkes (Goniatiten, Orthoceren, *Buchiola* sp., Ostracoden etc.) am Weg von Oos nach Denkelseifen am W-Hang der Ooser Nase (Bl. Gerolstein, r. 2541880, h. 5566440). Die hier unter Schutt verdeckten Schichten wurden aufgeschürft und dabei eine ca. 2 m mächtige Folge von dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. kalkigen Tonschiefern in Wechsellagerung mit dunkelgrauen Kalkbänken und -knollen freigelegt. Diese Kalk-Schiefer-Wechsellagerung wurde in der Gesamtheit als „Kellwasserkalk-Horizont" bezeichnet.

Der Kellwasserkalk-Horizont, der dem hier überkippten SE-Flügel der Prümer Mulde angehört, wird von grauen Tonschiefern sowohl unter- als auch überlagert. Die grauen bis grüngrauen Tonschiefer im stratigraphisch Liegenden enthalten häufig kleinwüchsige verkieste Goniatiten. Ferner sind ihnen graue plattige Kalkbänke mit Ostracoden und Tentaculiten sowie gelbgraue dolomitische Bänkchen eingelagert. Damit gleichen die Tonschiefer im Liegenden des Kellwasserkalk-Horizontes in allen Einzelheiten den Büdesheimer Goniatitenschiefern SE Büdesheim. — Die zunächst schwarzen, dann grauen bis gelbgrauen Tonschiefer im stratigraphisch Hangenden des Kellwasserkalk-Horizontes sind zuunterst frei von kalkigen Einschaltungen. Wenige Meter höher im Profil treten vereinzelt dieselben runden bis ovalen Kalkkonkretionen wie in den ostracodenführenden Tonschiefern bei Neuoos auf. Damit ist die stratigraphische Stellung des Kellwasserkalk-Horizontes in der Prümer Mulde einwandfrei gesichert: Er liegt zwischen den goniatiten- und kalkbänkeführenden „Büdesheimer Goniatitenschiefern" und den mitunter kalkknollenführenden „Cypridinenschiefern von Oos". Die hier beschriebene Aufeinanderfolge, die bereits E. KAYSER (1923, S. 209) erkannt hatte, wird auch durch die unterschiedliche Fossil-Führung der einzelnen Schichten bestätigt (s. S. 221—225).

c. Zum Begriff „Büdesheimer Schiefer" und „Cypridinenschiefer" in der Prümer Mulde

Die fossilreichen Schiefer bei Büdesheim wurden m.W. von STEININGER (1853, S. 12) unter dem Namen „kalkige Mergelschichten" erstmals erwähnt und wurden von F. ROEMER (1854, S. 649) als „Goniatiten-Schiefer" bezeichnet, obwohl er bemerkt, daß die „fast auf keinem Bruchstück des Schiefers fehlenden Schalenabdrücke von *Cypridina serratostriata*... fast bezeichnender als die in Brauneisenstein verwandelten Goniatiten und Bactriten" sind. Später sind diese unter dem Namen „Büdesheimer Goniatitenschiefer" in die geologische Literatur eingegangen. DENCKMANN (1895) und BEUSHAUSEN (1896, 1900b) haben im Kellerwald und im Harz den Namen „Büdesheimer Schiefer" auf meist dunkle, gebänderte Schiefer zwischen Stringocephalenkalk bzw. Prolecanitenschichten und Adorfer Kalk übertragen. Bereits HOLZAPFEL (1901, S. 200—201) und WEDEKIND (1913, S. 36) wiesen darauf hin, daß die Büdesheimer Goniatitenschiefer der Eifel jünger als die im Kellerwald und Oberharz sind und daß

es vermieden werden sollte, den Ausdruck „Büdesheimer Schiefer" als Horizontbezeichnung zu verwenden.

Mit dem Begriff „Büdesheimer Goniatitenschiefer" wird hier nur der tiefe Abschnitt der Büdesheimer Goniatitenschiefer sensu REULING (in HAPPEL & REULING 1937) der Prümer Mulde bezeichnet, der aus den Ooser Plattenkalken hervorgeht und von dem Kellwasserkalk-Horizont überlagert wird. Es sind dem to I (β) γ und Teilen des to I δ angehörende und eine kleinwüchsige Goniatiten-Fauna führende Tonschiefer. Sie entsprechen sowohl stratigraphisch als auch faziell den tieferen Matagne-Schichten auf dem Süd-Flügel der Dinant-Mulde (s. S. 226), ferner den Unteren Matagneschichten PAECKELMANNS (1913, S. 97; 1922, S. 64) im Bergischen Land. Da den Oberen Matagneschichten PAECKELMANNS (1922, S. 74—75) örtlich der Obere Kellwasserkalk eingelagert ist, sind diese — trotz ihrer faziell abweichenden Ausbildung als „Nierenkalk" — teilweise mit den Büdesheimer Goniatitenschiefern stratigraphisch vergleichbar. Die verschiedenen Bearbeiter des Aachener Oberdevons (KAYSER 1870, HOLZAPFEL 1910, KLÄHN 1914, WUNSTORF 1943) erwähnen in den dort ausgebildeten „Matagne-Schichten" von den kennzeichnenden Büdesheimer Formen nur *Buchiola retrostriata* und keine Goniatiten.

Nach BEUSHAUSEN (1900 b) und FRÜH (1960) liegen die Büdesheimer Schiefer im Oberharz an der Basis des Oberdevons. Sie sind hier als dunkle bis schwarze Bandschiefer entwickelt sowie durch Einschaltungen von Kalkknotenschiefern, Kalklagen, Wetz- und Kieselschiefern und dünnen Sandstein-Bänkchen charakterisiert. Es deutet sich an, daß die bisher als Stringocephalenkalke bezeichneten, im Liegenden der Büdesheimer Schiefer auftretenden Kalke — zumindest örtlich — noch das tiefste Oberdevon umfassen. WACHENDORF (1961, S. 265) hat in den Stringocephalenkalken der Umgebung von Romkerhall Conodonten nachgewiesen, die nach der Revision der Conodonten-Chronologie (KREBS 1959) der Älteren *dubia*-Zeit (tiefstes to I α) angehören. Trotz dieser möglichen stratigraphischen Verschiebungen sind die Büdesheimer Schiefer des Oberharzes zum überwiegenden Teil älter als die Büdesheimer Goniatitenschiefer. In der Schwellen- oder schwellennahen Fazies des Oberharzes werden die Büdesheimer Schiefer stets vom Adorfer Kalk (mit eingelagertem Kellwasserkalk) überlagert, während sie in der Becken-Fazies weitgehend die ganze Adorf-Stufe einnehmen und in die Cypridinenschiefer übergehen.

KAYSER (1873, S. 657) trennte die bei Oos auftretenden, ostracodenreichen und (fast) goniatitenfreien Tonschiefer von den Büdesheimer Goniatitenschiefern ab und bezeichnete sie deswegen in Anlehnung an die im rechtsrheinischen Oberdevon verbreiteten Tonschiefer als „Cypridinenschiefer". Der Begriff „Cypridinenschiefer von Oos" taucht bei FRECH (1897—1902, Tab. XII) erstmals auf.

Da die Cypridenschiefer von Oos fast keine Goniatiten führen und faziell vollständig den rechtsrheinischen Cypridinenschiefern entsprechen, können sie weder mit dem Namen „Büdesheimer Goniatitenschiefer" belegt noch mit den petro- und biofaziell abweichend entwickelten Büdesheimer Schiefern des Oberharzes und Kellerwaldes verglichen werden. Um eine neue, die Literatur nur belastende Namengebung zu vermeiden, wird für diese Schiefer im Hangenden des Kellwasserkalk-Horizontes im Sinne E. KAYSERS (1873) die Bezeichnung „Cypridinenschiefer von Oos" beibehalten. Die Cypridinenschiefer von Oos sind somit die jüngsten devonischen Ablagerungen der Eifelkalk-Mulden („Eifeler Sigmoid" STRUVE 1961 b, S. 84). Zur Diskussion der stratigraphischen Stellung der Cypridinenschiefer von Oos (s. S. 225) und zum Vergleich mit den Schiefern von Nehden sowie mit Belgien siehe S. 225 und 228.

2. Gliederung

a. Büdesheimer Goniatitenschiefer

Die Büdesheimer Goniatitenschiefer gehen auf wenige Meter unter allmählichem Zurücktreten der plattigen Kalkbänke und Zunahme der grauen bis grüngrauen, meist kalkigen Tonschiefer aus den Ooser Plattenkalken hervor. Der Übergang von den Ooser Plattenkalken in die Büdesheimer Goniatitenschiefer war zur Zeit der Untersuchungen am besten am Abfall zur Büdesheimer Wanne westlich der Straße Büdesheim—Lissingen (Bl. Gerolstein, r. 2540420, h. 5564600) aufgeschlossen.

Die Büdesheimer Goniatitenschiefer sind dunkelgraue, gelbgraue bis grüngraue, gelbbraun bis weißgrau verwitternde, kalkige, dünnblättrig bis kleinstückig zerfallende, mürbe Tonschiefer. Den tiefen Büdesheimer Goniatitenschiefern sind westlich der Straße Büdesheim—Lissingen untergeordnet 5—6 cm dicke, dunkelgraue, schwach gebänderte, splittrig brechende Kalkbänke eingelagert. Weiter im Hangenden folgen 3—8 cm dicke, gelbgraue, stark quergeklüftete, dolomitische Kalkbänke. Auch den Büdesheimer Goniatitenschiefern SE Büdesheim sind dolomitische Kalkbänke eingelagert. Am Fahrweg Oos—Denkelseifen, am W-Abhang der Ooser Nase, sind den höchsten Büdesheimer Goniatitenschiefern blaugraue, gelbgrau verwitternde, bis 10 cm mächtige werdende Kalkbänke eingeschaltet, in denen häufig Ostracoden und Tentaculiten vorkommen.

SE Büdesheim liegt der klassische Fundpunkt der Goniatiten in den Büdesheimer Schiefern. Die Lagerungsverhältnisse sind hier infolge Schuppung und Spezialfaltung nicht einfach und wurden von KAYSER (1871, Taf. VI, Fig. 8), MEYER & RAUFF (1911, S. 14) und HAPPEL & REULING (1937, Abb. 15) dargestellt. Nach MEYER & RAUFF und HAPPEL & REULING grenzen an der Höhe 550 spezialgefaltete Büdesheimer Goniatitenschiefer an einer Störung an Wallersheimer Dolomit. Nach einer frdl. briefl. Mitt. von Herrn cand. geol. C. D. CLAUSEN (Bonn) vom 18. 10. 61 sind hier zwischen Wallersheimer Dolomit und Büdesheimer Goniatitenschiefer noch Ooser Plattenkalke vorhanden.

Goniatitenführende Schiefer waren während der Untersuchungen weiterhin am erwähnten Abfall zur Büdesheimer Wanne westlich der Straße Büdesheim—Lissingen, am Fahrweg von Oos nach Denkelseifen sowie unmittelbar am S-Ufer des Oos-Baches gegenüber dem Bahnhof Müllenborn aufgeschlossen.

Die Büdesheimer Goniatitenschiefer enthalten die bekannte, kleinwüchsige, pyritisierte Fauna (s. Tab. 2), bestehend aus Goniatiten, Orthoceren, Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten (*Buchiola* in mehreren Arten), ferner vereinzelten Crinoiden, Styliolinen und nicht näher bestimmbaren Ostracoden. In den kalkigen bzw. dolomitischen Bänken tritt die Goniatiten-Fauna stark zurück, während sich Ostracoden und Tentaculiten darin sehr häufen können.

Fossil-Listen der Büdesheimer Goniatitenschiefer geben KAYSER (1871), v. DECHEN (1884), FRECH (1888, 1902), BEUSHAUSEN (1895) und WEDEKIND (1913). Nach Göttinger Sammlungsmaterial stuft WEDEKIND (1913, S. 36—37) die Büdesheimer Goniatitenschiefer in die höhere *Manticoceras*-Stufe, seine Zone I γ ein und vermutet, daß sie vielleicht „noch einen Teil der Zone I δ umfassen." MATERN (1931 a) hat bei seiner Bearbeitung der oberdevonischen Goniatiten der Dill-Mulde auch die von Büdesheim

mit einbezogen und die Büdesheimer Goniatitenschiefer (1931 b, S. 6) in das to I $(\beta)\gamma$ eingestuft. In einer weiteren Arbeit (1931 c, S. 163) erwähnt er Anaptychen der Gattung *Manticoceras* aus den Büdesheimer Schiefern.

Nur wenige Meter unter dem Kellwasserkalk-Horizont sind am Fahrweg Oos— Denkelseifen den höchsten Büdesheimer Goniatitenschiefern einige graue Kalkbänke eingeschaltet, die neben einigen unbestimmbaren Goniatiten und Orthoceren massenhaft Tentaculiten und Ostracoden führen:

Entomoprimitia variostriata (CLARKE)
Entomoprimitia kayseri (WALDSCHMIDT)
Entomoprimitia concentrica (MATERN)
Entomoprimitia? paeckelmanni (MATERN)
Entomozoe (N.) pseudorichterina (MATERN)
Entomozoe (N.) pseudophthalmus (VOLK)
Entomozoe (N.) cf. *pseudophthalmus* (VOLK)
Entomozoe (N.) tenera (GÜRICH).
Richterina (V.) zimmermanni (VOLK).

Nach der Ostracoden-Chronologie gehören diese Kalkbänke bereits dem to I δ an. Die Ostracoden-Vergesellschaftung spricht für eine Einstufung in das *reichi/splendens*-Interregnum (tao 4) sensu RABIEN (1954, S. 198—199)[1].

Da die Ooser Plattenkalke noch das to I $(\beta)\gamma$ umfassen, liegt die Untergrenze der Büdesheimer Goniatitenschiefer im unteren bis mittleren to I $(\beta)\gamma$. Nach oben umfassen sie nach Ostracoden noch einen großen Teil des to I δ. Dafür spricht auch der Nachweis der *splendens*-Subzone (= höchstens to I δ, tao 5) an der Basis des Kellwasserkalk-Horizontes (s. S. 222). Die Tatsache, daß die höheren Büdesheimer Goniatitenschiefer noch bis in das to I δ hineinreichen, steht nicht im Widerspruch zu den von MATERN als to I $(\beta)\gamma$ eingestuften Goniatiten. Bei einer Überprüfung der Lebenszeiten der aus den Büdesheimer Goniatitenschiefern bekannten Goniatiten ergibt sich, daß ein Teil von ihnen sowohl dem to I $(\beta)\gamma$, als auch dem to I δ angehört.

b. Kellwasserkalk-Horizont

Einen nur etwa 2 m mächtigen Teil zwischen den Büdesheimer Goniatitenschiefern und den Cypridinenschiefern von Oos nimmt der Kellwasserkalk-Horizont ein. Er besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen bis schwarzgrauen, z. T. kalkigen Tonschiefern mit dunkelgrauen Kalkbänken und -knollen, die z. T. die kennzeichnende Kellwasserkalk-Fauna führen.

Der aufgeschürfte Kellwasserkalk-Horizont, der inzwischen durch einen im Sommer 1961 angelegten Entwässerungsgraben längs des Fahrweges teilweise wiederverschüttet ist, zeigt am Fahrweg Oos—Denkelseifen (Bl. Gerostein, r. 2541 880, h. 5566440) folgenden Aufbau (Mächtigkeiten in cm):

---

[1]) Danach sind theoretisch die *materni-* (tao2) und *reichi-* Subzone (tao3) der RABIEN-schen Ostracoden-Chronologie noch in den höheren Büdesheimer Goniatitenschiefern zu erwarten.

Hangendes: Schwarze, sehr weiche Tonschiefer, nach oben in gelbbraune bis olivgraugelbe Tonschiefer übergehend.

20.	9	Braungrauer bis dunkelgrauer, oben gebänderter Kalkstein mit feinverteiltem Pyrit und einzelnen Pyrit-Nestern. Conodonten-Probe Nr. Kr 79.
19.	3	Dunkelgraue bis schwarze, milde, kalkige Tonschiefer.
18.	5	Dunkelgrauer, dichter Kalkstein mit Pyrit-Nestern. Stark von Calcit durchsetzt.
17.	3	Gelbbraune, weiche, kalkige Tonschiefer.
16.	10	Dunkelgrauer, bituminös riechender, dichter, knolliger Kalkstein, stark von Calcit durchsetzt.
15.	12	Schwarze bis schwarzgraue, milde, kalkige Tonschiefer, zuoberst infolge Pyrit-Verwitterung rotbraun mulmig verwittert.
14.	9	Dunkel- bis blaugrauer, dichter, splittrig brechender Kalkstein.
13.	8	Gelbbraune, weiche, kalkige Tonschiefer, partienweise braungelb mulmig verwittert.
12.	5	Braungrauer, dichter, splittrig brechender Kalkstein.
11.	2	Braune, ehemals stark pyritführende, mulmig verwitterte Tonschiefer.
10.	8	Braungrauer, dichter, splittrig brechender Kalkstein. Stark von Calcit durchsetzt.
9.	8	Schwarzgraue bis schwarze, dünnplattige, kalkige Tonschiefer.
8.	10	Dunkelbraungelbe, mürbe, kalkige Tonschiefer.
7.	10	Schwarze, plattige, sehr kalkige Tonschiefer mit Orthoceren und Anaptychen.
6.	7	Dunkelgrauer, dichter, splittrig brechender Kalkstein mit Goniatiten und Ostracoden. Conodonten-Probe Nr. Kr 80.
5.	6	Dunkelbraungelbe, mürbe, kalkige Tonschiefer.
4.	14	Grauer bis dunkelgrauer, dichter Kalk. 40—30 SE.
3.	10	Oben dunkelbraunschwarze, sehr kalkige Tonschiefer mit flachgedrückten Goniatiten, Orthoceren und *Buchiola* sp., unten schwarze, plattige, kalkige Tonschiefer in Wechsellagerung mit schwarzen, bituminös riechenden, linsenförmigen Kalk-Lagen.
2.	45	Dunkelgraugelbe, kalkige Tonschiefer mit vereinzelten schwarzbraunen Lagen.
1.	15	Graue bis dunkelgraue, ovale bis brotlaibförmige, dichte, fossilreiche Kalkknollen. Oberer Kellwasserkalk mit Goniatiten, Orthoceren, *Buchiola* sp. und Ostracoden. Conodonten-Probe Nr. Kr 81 u. 82.

Liegendes: Dunkelbraungelbe, lagenweise dunkelgraue, plattige Tonschiefer, im frischen Zustand dickplattig zerfallend. Weiter im Liegenden untergeordnet blaugraue, gelbgrau verwitterte Kalk-Lagen eingeschaltet.

In den goniatitenführenden Kalkknollen (Kellwasserkalk i. e. S.) an der Basis des Kellwasserkalk-Horizontes, die petrographisch und faunistisch völlig den kennzeichnenden Kellwasserkalk-Knollen des rechtsrheinischen Schiefergebirges entsprechen, wurden folgende Ostracoden bestimmt:

Entomoprimitia splendens (WALDSCHMIDT)
Entomoprimitia variostriata (CLARKE)
Entomozoe (N.) tenera (GÜRICH).

Danach ist der Kellwasserkalk am Fahrweg Oos—Denkelseifen in die Obere Adorf-Stufe (*splendens*-Subzone, höchstens to I δ) einzustufen und somit ein Äquivalent des Oberen Kellwasserkalkes des rechtsrheinischen Schiefergebirges, der nach RABIEN (1954, S. 187) durch die Führung von *Entomoprimitia splendens* und *E. variostriata* gekennzeichnet ist.

Die Untersuchung der Kalk-Bänke bzw. -Knollen auf Conodonten (Proben Kr. 79 bis 82) brachte folgende Ergebnisse:

Ancyrodella nodosa Ulrich & Bassler
Ancyroides asymmetrica (Ulrich & Bassler)
Ancyropenta curvata (Branson & Mehl)
Palmatolepis rhenana Bischoff?
Palmatolepis subrecta Miller & Youngquist
Polygnathus decorosa Stauffer
Polygnathus normalis Miller & Youngquist.

Die Conodonten sind fast durchweg zerbrochen und i. a. nur gattungsmäßig bestimmbar. Nach den wenigen erhaltenen Formen ergibt sich eine Einstufung in das toIδ. *Palmatolepis*-Arten, wie sie für das hohe toIδ kennzeichnend sind, fehlen in den vorliegenden Faunen.

Trotz intensiven Suchens am Rande der Büdesheimer Mulde konnten — abgesehen von den Lesesteinen am Oosbach (s. S. 216) — keine weiteren Anzeichen des Kellwasserkalk-Horizontes festgestellt werden. Es läßt sich nicht sicher entscheiden, ob das Fehlen des Kellwasserkalkes nur durch die sehr schlechten Aufschlußverhältnisse bedingt oder ob etwa der Kellwasserkalk infolge schneller Faziesveränderungen (s. S. 213) nur örtlich ausgebildet ist.

c. Cypridinenschiefer von Oos

Die auf den Kellwasserkalk-Horizont folgenden Cypridinenschiefer von Oos sind grün- bis olivgraue, gelbgrau verwitternde, kleinstückig bis feinblättrig zerfallende, im Gegensatz zu den Büdesheimer Goniatitenschiefern meist kalkfreie Tonschiefer. Sie nehmen das vorwiegend mit Lehm bedeckte Muldeninnere ein und sind am nordöstlichen Rand der Büdesheimer Mulde westlich Neuoos (auf der Karte von Happel & Reuling 1936 als „Neuscheuern" bezeichnet) und westlich Wasem an einigen Böschungen aufgeschlossen.

Die Cypridinenschiefer von Oos waren während der Untersuchungen an folgenden Punkten aufgeschlossen:

1. Am Fahrweg Oos—Denkelseifen am W-Hang der Ooser Nase (Bl. Gerolstein, r. 2541880, h. 5566460) im Hangenden des Kellwasserkalk-Horizontes. Es sind hier zuunterst schwarze, dann graue bis grüngraue, dünnblättrig zerfallende Tonschiefer, denen vereinzelt runde bis ovale, graue, dichte Kalkkonkretionen eingelagert sind. Die Kalkkonkretionen sind häufig von grobkristallinen Calcit-Gängen und -Nestern durchsetzt.

2. An der nordöstlichen Straßenböschung der Straße Scheuern—Müllenborn, unterhalb des neuerbauten Siedlungshof westlich Neuoos (Bl. Gerolstein, r. 2542060, h. 5567800). An der Böschung ist zu beobachten, wie die grüngrauen, kalkfreien, dünnblättrig zerfallenden Tonschiefer in mehrere Sättel und Mulden spezialgefaltet sind. Den Schiefern sind, wie am SE-Flügel des Sattels „2" zu sehen war, vereinzelte runde bis ovale, graue, dichte Kalkkonkretionen scheinbar regellos eingelagert. Aus diesen anstehenden Kalkknollen wurden folgende Ostracoden der Nehden-Stufe bestimmt:

Entomozoe (N.) nehdensis (Matern)
Entomozoe (N.) tenera (Gürich)?
Entomozoe (R.) serratostriata (G. Sandberger).

Die bis max. 25 cm Durchmesser erreichenden Kalkknollen fanden sich weiterhin häufig isoliert als Lesesteine westlich Neuoos und enthielten nach Auflösen in Monochloressigsäure (Probe Kr 83) folgende Fauna:

Icriodus nodusus (HUDDLE)
Palmatolepis perlobata subsp. indet.
Palmatolepis sp. (viele Bruchstücke)
Polygnathus glabra glabra ULRICH & BASSLER
Entomoprimitia? *sandbergeri* (MATERN).

Die *Palmatolepis*-Exemplare sind ausschließlich zerbrochen, so daß eine genaue Alterseinstufung nicht mit Sicherheit durchzuführen ist.

Gegenüber den dunkelgrauen, bituminös riechenden, fossilreichen, in dunklen Schiefern eingelagerten Kellwasserkalk-Knollen unterscheiden sich diese Knollen in den Cypridinenschiefern von Oos durch ihre hellgraue Farbe, ihren größeren Tongehalt und die abweichende Fossil-Führung.

Die Tonschiefer westlich Neuoos sind ganz erfüllt mit Orthoceren und Ostracoden, die z. T. massenhaft die Schichtflächen bedecken. Weiterhin kommen kleine, meist glattschalige oder feinberippte Brachiopoden, Muscheln *(Buchiola* sp., *Posidonia venusta)* und vereinzelt Conodonten-Bruchstücke vor. Styliolinen und Tentaculiten, wie sie häufig in den Ooser Plattenkalken und vereinzelt in den Büdesheimer Goniatitenschiefern anzutreffen sind, wurden nicht beobachtet. Bestimmbare Goniatiten-Reste ließen sich trotz längeren Suchens nicht auffinden[1]).

Aus 7 verschiedenen Lagen konnten in den Tonschiefern folgende Ostracoden bestimmt werden:

Entomoprimitia? *sandbergeri* (MATERN) (massenhaft)
Entomozoe (N.) nehdensis (MATERN)
Entomozoe (N.) tenera (GÜRICH)
Entomozoe (R.) serratostriata (G. SANDBERGER)
Richteria (Fossirichterina)? sp.

Nach der Ostracoden-Chronologie (RABIEN 1954) können die Schiefer bei Neuoos in die Nehden-Stufe eingestuft werden. Dafür spricht auch das lagenweise häufige Auftreten von *Posidonia venusta* (MSTR.), die nach den Beobachtungen RABIENS (1956, S. 21) in der Waldecker Hauptmulde erst ab Nehden-Stufe auftritt.

3. An der SW-Böschung des Weges parallel zum Südufer des Oosbaches gegenüber Neuoos (Bl. Gerolstein, r. 2542195, h. 5567540). Hier stehen grüngraue bis olivgraue, feinblättrig zerfallende Tonschiefer an, die massenhaft Ostracoden, Orthoceren, ferner *Buchiola*, *Posidonia venusta* und vereinzelt Conodonten enthalten. Kalkknollen, wie sie westlich Neuoos vorkommen, wurden hier nicht beobachtet. Der Übergang in die nach Osten folgenden Büdesheimer Goniatitenschiefer ist nicht aufgeschlossen.

---

[1]) BEUSHAUSEN (1900b, S. 151) erwähnt in den Schiefern gegenüber dem Bahnhof Müllenborn „*Tornoceras simplex* v. B. in zahlreichen Exemplaren, aber scheinbar keine *Manticoceras*-Arten." Nach frdl. schrift. Mitteilung von Herrn cand. geol. C. D. CLAUSEN vom 18. 10. 1961 befindet sich „in Neuscheuern oberhalb des neuen Siedlungshofes" eine Goniatitenlokalität.

In den Tonschiefern ließen sich bestimmen:

Entomoprimitia? sandbergeri (MATERN)
Entomozoe (N.) nehdensis (MATERN)
Entomozoe (N.) tenera (GÜRICH)
Entomozoe (R.) serratostriata (G. SANDBERGER)
Palmatolepis subperlobata ULRICH & BASSLER
Posidonia venusta (MÜNSTER).

Entomoprimitia? sandbergeri tritt hier gegenüber den Arten von *Entomozoe (Nehdentomis)* und *E. (Richteria)* stark zurück. Nach SANNEMANN (1955) und ZIEGLER (1958) ist *Palmatolepis subperlobata* für das hohe to I δ bis to II α bezeichnend.

4. Im Kern der Büdesheimer Mulde, etwa 800 m südwestlich der Ortsgrenze von Oos, Weganschnitt (Bl. Gerolstein, r. 2541120, h. 5566360). In grüngrauen Tonschiefern konnten hier wenige Exemplare von *Entomozoe (R.) serratostriata* aufgefunden werden. Der Fundpunkt und die westlich davon liegenden Felder wurden von REULING in HAPPEL & REULING (1936) als „Ablagerungen in den Talungen" kartiert, nach den aber massenhaft auftretenden Schieferbröckchen stehen die Cypridinenschiefer von Oos hier an.

Infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse und der Spezialfaltung im Muldenkern sind die Mächtigkeiten der Cypridinenschiefer von Oos nur grob abzuschätzen; sie betragen vermutlich wenige Zehner von Metern.

Es ist nicht auszuschließen, daß vielleicht wenige Meter der tiefsten Cypridinenschiefer von Oos noch das höchste to I δ umfassen. Nach RABIEN (1954, S. 200) folgen in verschiedenen Profilen des rechtsrheinischen Schiefergebirges 1—8 m im Hangenden der *splendens*-Subzone Leitformen der Nehden-Stufe. Zum überwiegensten Teil gehören die Cypridinenschiefer von Oos hingegen der (tiefen) Nehden-Stufe an. Die Beobachtung von „*Entomis serratostriata*" und „*Posidonomya venusta*" durch F. ROEMER (1854, S. 649) und die daraufhin von KAYSER (1873, S. 657) erfolgte Einstufung der „Cypridinenschiefer" als Äquivalente der Famenne-Schiefer können hiermit, nachdem sie lange Zeit in Vergessenheit gerieten (REULING in HAPPEL & REULING 1937), nur wieder bestätigt werden.

F. RÖMER (1854, S. 649) und G. & F. SANDBERGER (1850—56, S. 512) verglichen die Büdesheimer Schiefer (= Büdesheimer Goniatitenschiefer + Cypridinenschiefer von Oos) mit den Schiefern bei Nehden. KAYSER (1873, S. 645) wies dagegen bezüglich der Goniatiten nach, daß die Büdesheimer Goniatitenschiefer eindeutig älter sind als die Schiefer von Nehden, eine Feststellung, die schon von BEYRICH ausgesprochen wurde (STEIN 1860, S. 246). Die von den Büdesheimer Goniatitenschiefern abgetrennten Cypridinenschiefer von Oos sind auf Grund der Ostracoden zumindest mit dem tieferen Teil der Schiefer von Nehden stratigraphisch gleichzusetzen.

Wieweit die höhere Nehden-Stufe (to II β) in den Cypridinenschiefern von Oos enthalten ist, kann vorerst mangels entsprechender Fossilien nicht entschieden werden.

Es muß gleichfalls offen bleiben, ob in der Prümer Mulde über den Cypridinenschiefern von Oos die Famenne-Schiefer mit der kennzeichnenden Brachiopoden-Fauna — wie in Belgien und bei Aachen — zu erwarten sind (HOLZAPFEL 1901, S. 199), oder ob die Cypridinenschiefer von Oos — in Annäherung an die hercynische Fazies-Entwicklung — bereits die Famenne-Schiefer vertreten. Petro- und biofaziell gleichen die Cypridinenschiefer von Oos den Cypridinenschiefern des rechtsrheinischen Ober-

devons. Sie sind lediglich gegenüber den letzteren durch einen stärkeren Anteil dünnschaliger, meist glatter oder feinberippter Zweischaler unsicherer ökologischer Stellung und die vielen Orthoceren ausgezeichnet.

3. Vergleich mit Belgien

Die Büdesheimer Goniatitenschiefer sind schon seit F. ROEMER (1854, S. 649; 1855, S. 391) mit den „Mergelschiefern mit *Goniatites retrorsus* und *Cardiola retrostriata*" von Etang de Virelle bei Chimay, die später zu den Schistes de Matagne gerechnet wurden, verglichen worden.

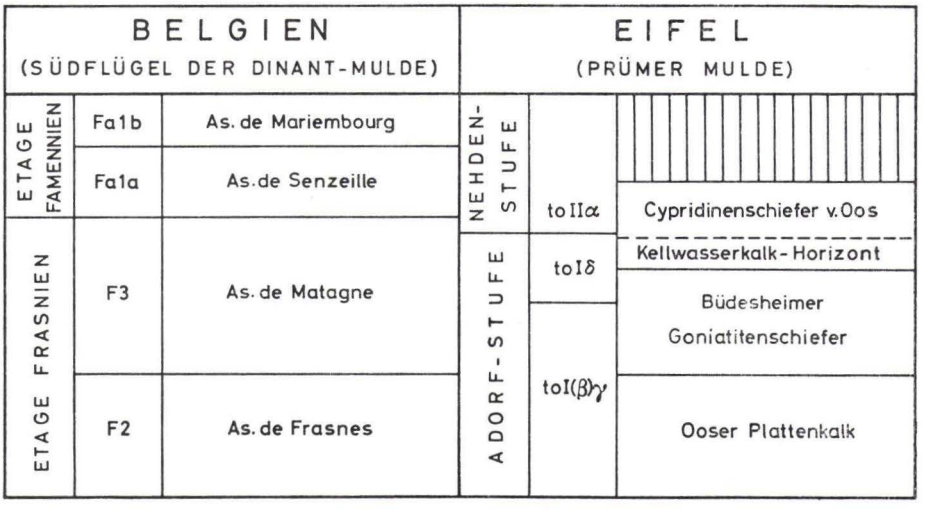


Abb. 1. Vergleich der oberdevonischen Schichten in der Prümer Mulde (unter Ausschluß der Dolomit-Fazies) mit den äquivalenten Schichten in Belgien.

Die Matagne-Schiefer wurden von MATERN (1931 b, S. 6) auf Grund der Goniatiten in das to I $(\beta)\,\gamma$ und to I δ eingestuft:

„Allen beschriebenen Fundpunkten ist eins gemeinsam: Ihre Fauna besteht ganz oder zum Teil aus kleinen, in Pyrit erhaltenen Goniatiten, die in einem sandigen, tonig-schiefrigen Material eingebettet sind. An manchen Fundpunkten finden sich außerdem noch größere Goniatiten (10—30 cm Durchmesser), die, im Gegensatz zu den kleinen, nicht als Pyrit-Steinkerne erhalten sind. Diese großen Formen kommen in dunklen Kalken vor oder sind an knollige schwarze Schiefer gebunden ... Die Fauna der hellen Schiefer (Pyrit-Steinkerne) stammt genau mit der von Büdesheim in der Eifel (vergl. E. KAYSER 1872, S. 654) und der von Wildungen im Kellerwald überein, sowohl in ihrer Zusammensetzung wie auch in der Art ihrer Erhaltung. Sie muß daher auch das Alter dieser beiden deutschen Faunen besitzen, die als to I $(\beta)\,\gamma$ eingestuft werden. Dagegen besitzen die größeren Goniatiten, die an die schwarzen Kalke und Schiefer gebunden sind, ein etwas jüngeres Alter. Sie gehören nach to I δ, der Zone des *Crickites koeneni*." (S. 5—6).

MAILLIEUX (1936, S. 13 und S. 65) führt bei seiner monographischen Bearbeitung der Fauna der Matagne-Schiefer zwei Leit-Ostracoden des to I δ, *Entomoprimitia splendens* und *Entomoprimitia variostriata* auf.

Tabelle 2. Vergleich zwischen der Fossil-Führung der Schistes de Matagne Belgiens und der äquivalenten Schichten der Prümer Mulde/Eifel (Goniatiten nach MATERN 1931a und b; Ostracoden nach MATERN 1929, MAILLIEUX 1936 und eigenen Untersuchungen).

	Belgien	Eifel
	Graue Tonschiefer	Cypridinenschiefer von Oos
to II	*Entomoprimitia? sandbergeri*	*Entomoprimitia? sandbergeri*
		Entomozoe (N.) nehdensis
		Entomozoe (N.) tenera
	Entomozoe (R.) serratostriata	*Entomozoe (R.) serratostriata*
		Posidonia venusta
		Conodonten
	Schwarze Kalke und Tonschiefer	Oberer Kellwasserkalk-Horizont
to I δ	*Entomoprimitia splendens*[1])	*Entomoprimitia splendens*
	Entomoprimitia variostriata[1])	*Entomoprimitia variostriata*
	Manticoceras cf. *bickense*	
	Manticoceras cordatum	
	Manticoceras crassum	
	Crickites koeneni	
		Conodonten
	Graue-grüngraue Tonschiefer	Büdesheimer Goniatitenschiefer
to I (β) γ — höheres to I δ		*Entomoprimitia variostriata*
		Entomoprimitia kayseri
		Entomoprimitia? paeckelmanni
		(u. a.)
	Manticoceras affine	
	Manticoceras bullatum	
	Manticoceras cordatum	
	Manticoceras crassum	
	Manticoceras intumescens	
		Manticoceras paradoxum
		Manticoceras serratum
	Manticoceras sp.	
	Crickites acutus	
		Ponticeras gerolsteiniense
	Ponticeras planorbis	
	Ponticeras prumiense	*Ponticeras prumiense*
	Ponticeras cf. *sandbergeri*	
	Tornoceras auris	*Tornoceras auris*
	Tornoceras ausavense ausavense	*Tornoceras ausavense ausavense*
	Tornoceras ausavense crassum	*Tornoceras ausavense crassum*
	Tornoceras belgicum	
	Tornoceras eifeliense	*Tornoceras eifeliense*
	Tornoceras paucistriatum	*Tornoceras paucistriatum*
	Tornoceras simplex	
		Conodonten

[1]) Begleitgestein nicht bekannt.

Anläßlich einer Belgien-Exkursion des Geologisch-Paläontologischen Institutes Frankfurt/M. im Sommer 1959 wurden aus dem tiefen Oberdevon Belgiens mehrere Kalkproben zur Untersuchung auf Conodonten gesammelt. Am Eisenbahneinschnitt Laneffe Thy, 400 m W Laneffe (Nordrand der Dinant-Mulde) liegen über kalkigen Tonschiefern des F2i—j dunkelgraue, kalkige Tonschiefer mit dunkelgrauen, etwas knolligen Kalksteinen, die die Matagne-Schichten (F3) vertreten. Aus den dunklen Kalken wurde folgende Conodonten-Fauna gewonnen (Probe K 241):

Ancyropenta curvata (BRANSON & MEHL)
Belodus triangularis STAUFFER
Hindeodella brevis BRANSON & MEHL
Icriodus nodosus (HUDDLE)
Lonchodina sp.
Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL
Polygnathus brevilamina BRANSON & MEHL
Polygnathus decorosa STAUFFER
Polygnathus sp.

Wie in den meisten Proben aus dem tiefen belgischen Overdevon fehlen hier die für die Adorf-Stufe leitenden *Palmatolepis*-Arten. Nach *Ancyropenta curvata* kann der Kalk in das to (β) γ—to I δ eingestuft werden.

Während die Schistes de Matagne Goniatiten des to I (β) γ und to I δ führen, sind aus den Büdesheimer Goniatitenschiefern bisher nur Goniatiten des to I(β) γ bekannt geworden. Durch den Nachweis des Oberen Kellwasserkalkes bei Oos ist somit für das hohe to I δ eine Verbindung zwischen den bekannten rechtsrheinischen Vorkommen über die Prümer Mulde nach Belgien hergestellt, wo goniatitenführende, dunkle bis schwarze Kalke und Schiefer der hohen Matagne-Schiefer vermutlich Äquivalente des Oberen Kellwasserkalkes darstellen (MATERN 1931 b, S. 6; MAILLIEUX 1936, S. 7).

Aus den Matagne-Schiefern von Boussu en Fagne und von Phillipsville nennt MATERN (1929, S. 87 und 91; ref. MAILLIEUX 1936, S. 65 und 67) folgende Leit-Ostracoden der Nehden-Stufe:

Entomoprimitia? sandbergeri (MATERN)
Entomozoe (R.) serratostriata (G. SANDBERGER).

Daraus folgert bereits MATERN (1929, S. 87), daß die Matagne-Schiefer hier noch in die Nehden-Stufe hineinreichen. Ob überall die Schistes de Matagne (F3) noch einen Teil der Nehden-Stufe umfassen, oder ob sie nur örtlich die sie normalerweise überlagernden Schistes de Senzeille (Fa 1a) noch vertreten, kann ohne großräumige Untersuchungen nicht festgestellt werden.

Auf die Schistes de Matagne folgen in Belgien die Schistes de Senzeille (Fa 1a), das tiefste Glied der Famenne-Schiefer. An der nördlichen Bahnböschung an der Strecke Senzeille-Mariembourg, etwa 500 m südlich Senzeille (locus typicus) wurden die sehr fossilreichen Schistes de Senzeille nach Conodonten in das to II α eingestuft.

Die über dem Mittel-Frasnes (F 2) liegenden Matagne-Schiefer (F 3) sind hier entweder in den oberen Teilen der fossilleeren F2i-Schiefer enthalten oder durch die Verbauung an einer über die Eisenbahn führenden Straßenbrücke nicht aufgeschlossen. Östlich der Brücke stehen die grauen bis grüngrauen, nach oben rötlichen, fossilreichen Schistes de Senzeille an, denen graue Kalklagen und -knollen eingelagert sind. Kalke und Tonschiefer enthalten

viele langflügelige Unterarten von *Cyrtospirifer verneuli* (MURCHISON) sowie *Camarotoechia omaliusi* (GOSSELET). Aus Kalkbänken ca. 30 und 80 m östlich der Brücke sowie ca. 100 m westlich des Eisenbahntunnels wurde folgende Conodonten-Fauna (Proben K 238 bis 240) gewonnen:

Icriodus nodosus (HUDDLE)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN
Palmatolepis subperlobata ULRICH & BASSLER
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN
Polygnathus procera SANNEMANN
Polygnathus cf. *brevilamina* BRANSON & MEHL.

Datierung: to II α.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Durch den Nachweis des to I δ und des tiefen to II im Oberdevon der Eifel bestehen zwischen den Schichten im Hangenden der Ooser Plattenkalke der Prümer Mulde und den Schistes de Matagne Belgiens weitgehende Übereinstimmungen. Die Dreiteilung (s. Tab. 2):

1. Zuunterst grüngraue Tonschiefer mit einer kleinwüchsigen pyritisierten Goniatiten-Fauna des to I (β) γ (in der Prümer Mulde reichen die Tonschiefer nach Ostracoden noch in das to I δ hinein.)
2. In der Mitte geringmächtige dunkle Kalke bzw. Kalkknollen mit großen Goniatiten in Kalkerhaltung und Ostracoden des (hohen) to I δ
3. Zuoberst graue bis grüngraue Tonschiefer mit den Leit-Ostracoden der Nehden-Stufe

ist generell sowohl in der Prümer Mulde wie am Südflügel der Dinant-Mulde anzutreffen. Dabei ist nicht ausgeschlossen, daß die Cypridinenschiefer von Oos noch etwas höher in die Nehden-Stufe hineinreichen als die Schistes de Matagne und die Schistes de Senzeille z. T. noch vertreten. Diese Möglichkeit wurde in Abb. 1 angedeutet.

Zusammenfassung

Die Untersuchung der oberdevonischen Schichten der Prümer Mulde (unter Ausschluß der Dolomit-Fazies) brachte folgende stratigraphische Ergebnisse:

1. In den aus einer engen Kalkstein-Tonschiefer-Wechsellagerung bestehenden Ooser Plattenkalken läßt sich stellenweise eine petrographische Dreiteilung durchführen. Die Grenze to I α/to I (β) γ fällt vermutlich in den Übergang Wallersheimer Dolomit/Ooser Plattenkalk. Der tiefe Teil der Ooser Plattenkalke gehört nach der Ostracoden-Chronologie bereits in die mittlere Adorf-Stufe (*cicatricosa*-Zone, to I (β) γ).

2. Die Büdesheimer Goniatitenschiefer gehören nach Goniatiten gleichfalls noch in das to I (β)γ und umfassen nach der Ostracoden-Chronologie noch einen großen Teil des to I δ (vermutlich bis einschließlich *reichi*/*splendens*-Interregnum im höheren to I δ).

3. Das von BEUSHAUSEN (1900 a, b) genannte Vorkommen von Kellwasserkalk ist nicht mehr auffindbar. Dafür wurde am SE-Flügel der Büdesheimer Mulde der Kellwasserkalk-Horizont im stratigraphischen Verband neu aufgefunden. Er ist nach

Ostracoden in das höchste to I δ (*splendens*-Subzone) einzustufen und entspricht damit dem Oberen Kellwasserkalk des rechtsrheinischen Schiefergebirges.

4. Die Cypridinenschiefer von Oos enthalten im Gegensatz zu den Büdesheimer Goniatitenschiefer nur noch sehr vereinzelt Goniatiten. Die Schiefer und die ihnen örtlich eingelagerten Kalkknollen führen eine reiche, kennzeichnende Ostracoden-Fauna der Nehden-Stufe. Die lange Zeit bezweifelte Auffassung E. KAYSERS (1873), daß die Cypridinenschiefer von Oos den Famenne-Schiefern stratigraphisch entsprechen, kann durch den Nachweis der Nehden-Ostracoden endgültig bestätigt werden.

Bezüglich der Fossil-Führung ergibt sich die volle Anwendbarkeit der RABIEN-schen Ostracoden-Chronologie auf das Oberdevon der Eifel. Hier ist es Aufgabe der Zukunft, die noch vorhandenen Lücken im Nachweis der Ostracoden-Zonen durch weitere Aufsammlungen zu schließen. Die Conodonten, die im rechtsrheinischen Oberdevon eine wichtige Rolle zu feinstratigraphischer Gliederung einnehmen, wurden — abgesehen von den Ooser Plattenkalken — in den untersuchten Proben nur vereinzelt und in wenig kennzeichnenden Exemplaren nachgewiesen.

Faziell vollzieht sich in den Ooser Plattenkalken der Übergang zwischen der im Mitteldevon und im tiefsten Oberdevon vorherrschenden rheinischen und der mit den Büdesheimer Goniatitenschiefern einsetzenden herzynischen Fazies. Die von STRUVE (1961 b) für das Mitteldevon erkannte Fazies-Differenzierung scheint sich auch noch im tiefen Oberdevon abzuzeichnen. Offen bleibt die Frage, ob theoretisch im Hangenden der Cypridinenschiefer von Oos noch die brachiopodenreichen Famenne-Schiefer, wie sie in Belgien und bei Aachen ausgebildet sind, folgen oder ob in der Prümer Mulde dieselben bereits durch die im rechtsrheinischen Schiefergebirge vorherrschenden Cypridinenschiefer vertreten werden.

Zwischen den Schistes de Matagne am Südflügel der Dinant-Mulde und den Schiefern im Hangenden der Ooser Plattenkalke bestehen weitgehende Übereinstimmungen in der Petro- und Biofazies.

Schriftenverzeichnis

BEUSHAUSEN, L.: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons mit Ausschluß der Aviculiden. — Abh. kgl. preuß. L. – A., N. F. **17**, 514 S., 34 Abb., 38 Taf., Berlin 1895.

— Über einige Ergebnisse seiner vorjährigen Aufnahmen im Oberharz. — Z. deutsch. geol. Ges., **48**, S. 223—226, Berlin 1896.

— Über den Nachweis des Kellwasserkalkes mit *Buchiola angulifera* A. ROEM. bei Büdesheim in der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., **52**, S. 14—16, Berlin 1900 (1900 a).

— Das Devon des nördlichen Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld und Goslar. — Abh. kgl. preuß. L.–A., N. F. **30**, 383 S., 11 Abb,. 1 Kte., Berlin 1900 (1900 b).

BRINKMANN, R.: Abriss der Geologie. 2. Band. Historische Geologie. 360 S., 70 Abb., 58 Taf., Stuttgart (Enke) 1959.

DECHEN, H. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. 2. Band. Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzenden Gegenden. 933 S., Bonn (Henry) 1884.

DENCKMANN, A.: Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwald und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1894, **15**, S. 8—64, 4 Abb., Taf. I, Berlin 1895.

FRECH, F.: Geologie der Umgebung von Haiger bei Dillenburg (Nassau). Nebst einem paläontologischen Anhang. — Abh. geol. Spez.-Kte. Preußen u. d. Thür. Staaten, **8,3**, 36 S., 2 Abb., 3 Taf., Berlin 1888.

— Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgsformationen bezeichnenden Versteinerungen. I. Teil. Lethaea palaeozoica. 2. Band. — 788 S., 551 Abb., 35 Taf., 6 Kte., Stuttgart (Schweizerbarth) 1897—1902.

— Über devonische Amoneen. — Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, **14**, S. 27—111, 38 Abb., 4 Taf., Wien 1902.

FRÜH, W.: Becken und Schwellen im Westharz-Abschnitt des Mittel- und Oberdevonmeeres. — Geol. Jb., **77**, S. 205—240, 2 Taf., 12 Abb., 2 Tab., Hannover 1960.

HAPPEL, L. & REULING, H. TH.: Geologische Karte der Prümer Mulde (in der Eifel). 1 : 25000. — Senckenberg-Buch, **5**, Frankfurt a. M. 1936.

— Die Geologie der Prümer Mulde. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **438**, S. 1—94, 17 Abb., 10 Taf., 4 Kte., Frankfurt a. M. 1937.

HOLZAPFEL, E.: Einige Beobachtungen über „Flinz" und „Büdesheimer Schiefer". — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., Westf. u. Reg.-Bez. Osnabrück, **58**, S. 181—201, Bonn 1901.

— Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N. F. **66**, 218 S., 15 Abb., 2 Taf., 1 Kte., Berlin 1910.

KAYSER, E.: Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. I. Das Devon der Gegend von Aachen. — Z. deutsch. geol. Ges., **22**, S. 841—852, 1 Tab., Berlin 1870.

— Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. II. Die devonischen Bildungen der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., **23**, S. 289—376, Taf. VI, Berlin 1871.

— Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. IV. Über die Fauna des Nierenkalkes vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden bei Brilon, und über die Gliederung des Oberdevons im rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **25**, S. 602—674, Taf. 19—21, Berlin 1873.

— Lehrbuch der Geologie. Band III. Geologische Formationskunde. — 532 S., 157 Abb., 47 Taf., Stuttgart (Enke) 1923.

KLÄHN, H.: Die Brachiopoden der Frasne-Stufe bei Aachen. — Jb. Kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33**, 1, S. 1—39, Taf. 1 u. 2, Berlin 1914.

KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H.: Pflanzenreste aus dem Devon. X. Zwei Pflanzenfunde im Oberdevon der Eifel. — Senckenbergiana, **19**, S. 338—355, 34 Abb., Frankfurt a. M. 1937.

KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Ober-Devon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Senckenbergiana, **40**, S. 367 bis 387, 2 Taf., 1 Abb., Frankfurt a. M. 1959.

MAILLIEUX, E.: La faune de schistes de Matagne (Frasnien supérieur). — Mém. mus. royal Hist. nat. Belg., **77**, 74 S., 2 Abb., 1 Taf., Brüssel 1936.

— Contribution à la connaissance du Frasnien moyen (Assise de Frasnes) de la Belgique. — Bull. Mus. royal Hist. nat. Belg., **16**, 14, S. 2—44, Brüssel 1940.

MATERN, H.: Die Ostracoden des Oberdevons. I. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **118**, 100 S., 3 Abb., 5 Taf., 2 Tab., Berlin 1929.

— Das Oberdevon der Dill-Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **134**, 139 S., 6 Abb., 4 Taf., 4 Tab., Berlin 1931 (1931 a).

— Die Goniatiten-Fauna der Schistes de Matagne in Belgien. — Bull. Mus. royal Hist. nat. Belg., **7**, 13, S. 1—15, 2 Abb., Brüssel 1931 (1931 b).

— Oberdevonische Anaptychen in situ und über die Erhaltung von Chitin-Substanzen. — Senckenbergiana, **13**, S. 160—167, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1931 (1931 c).

MEYER, H. L. F. & RAUFF, H.: Bericht über die Exkursionen durch die Gerolsteiner und Prümer Mulde. — Niederrh. geol. Ver. 5. ord. Hauptversammlg. zu Gerolstein am 11. bis 14. April 1911.

PAECKELMANN, W.: Das Oberdevon des Bergischen Landes. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N. F. **70**, 356 S., 4 Abb., 7 Tab., Berlin 1913.

PAECKELMANN, W.: Oberdevon und Untercarbon in der Gegend von Barmen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, 2, S. 52—149, Taf. 2 u. 3, Berlin 1922.

RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**, 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1954.

— Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**, 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1956.

REULING, H. TH.: Dolomit-Studien im Devon der Eifel. — Senckenbergiana **13**, S. 271 bis 298, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1931.

RICHTER, R. & E.: Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis oberdevonischer Trilobiten IV. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **99**, 314 S., 18 Abb., 12 Taf., Berlin 1926.

ROEMER, F.: Vergleichende Untersuchung in Betreff der Entwickelung des devonischen Gebirges in Belgien und in der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., **6**, S. 648—650, Berlin 1854.

— Das ältere Gebirge in der Gegend von Aachen, erläutert durch die Vergleichung mit den Verhältnissen im südlichen Belgien, nach Beobachtungen im Herbste 1853. — Z. deutsch. geol. Ges., **7**, S. 377—398, 2 Abb., Berlin 1855.

SANDBERGER, G. & F.: Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. 564 S., 41 Taf., 1 Kte., Wiesbaden (Kreidel & Niedner) 1850—1856.

SANNEMANN, D.: Beitrag zur Untergliederung des Oberdevons nach Conodonten. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **100**, S. 324—331, 1 Tab., 1 Abb., Taf. 24, Stuttgart 1955.

SCHMIDT, H.: Deutschland. Mittel- und Oberdevon. — Lex. Stratigraph. Internat. Europe, fasc. **5**, Allemagne (5 b Dévonien), S. 306—365, Paris 1958.

STEIN, R.: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon. — Z. deutsch. geol. Ges., **12**, S. 208—272, Taf. IX, Berlin 1860.

STEININGER, J.: Geognostische Beschreibung der Eifel. 143 S., 9 Taf., 1 Kte., Trier (Lintz) 1853.

STRUVE, W.: Zur Stratigraphie der südlichen Eifler Kalkmulden (Devon: Emsium, Eifelium, Givetium). — Senckenbergiana, **42**, S. 291—345, 3 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. 1961 (1961 a).

— Das Eifeler Korallen-Meer. — Der Aufschluß, Sonderh. **10** (Die nördliche Eifel), S. 81—107, 12 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1961 (1961 b).

WACHENDORF, H.: Neue Ergebnisse tektonischer Untersuchungen in der Umgebung von Romkerhalle/Harz (Göttinger Notizen zur Harzgeologie III). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1961, S. 262—267, 3 Abb., Stuttgart 1961.

WEDEKIND, R.: Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevons von Martenberg bei Adorf.— Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde Berlin, 1913, S. 23—77, 14 Abb., Taf. IV—VII, Berlin 1913.

WUNSTORF, W.: Erläuterungen zu den Blättern Rötgen-Eupen und Nideggen. — Geol. Kte. des Deutsch. Reiches, 1 : 25000. Lfg. **318**, 76 S., 1 Taf., 4 Abb., Berlin 1943.

ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 7—77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf., Wiesbaden 1958.

Manuskript eingegangen am 1. 12. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 233—239	2 Abb.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Wieviel Melanientone (Tertiär) gibt es in Hessen?

Von

HENNING BAATZ, Frankfurt/M. und SIEGFRIED RITZKOWSKI, Marburg/L.

Mit 2 Abbildungen

Im Oligozän der Hessischen Senke haben von jeher zwei tonige Abteilungen ein besonderes Interesse gefunden: Der „Septarienton" und der „Melanienton". Während über die Einheitlichkeit und das Rupel-Alter des Septarientons seit BEYRICH (1854) kein Zweifel besteht, gibt es bis in die jüngste Literatur je einen Melanienton unmittelbar im Hangenden wie im Liegenden des Rupeltones (PFLUG 1957; 1959; HINSCH 1958; BRINKMANN 1959; PAPP 1959). UDLUFT & LANG (1959) beschreiben jetzt sogar einen dritten Melanientonhorizont aus einem viel tieferen Niveau, aus dem Liegenden des Borkener Hauptflözes bei Stolzenbach Kr. Fritzlar-Homberg. Da die Faunen des „Oberen" und „Unteren" Melanientons keine Unterschiede aufweisen (BLANCKENHORN 1950:33; GRAMANN 1960:26) und auch der „dritte", tiefste Melanienton eine identische Fauna geliefert hat, erscheint eine kritische Überprüfung dieser Angaben notwendig.

LUDWIG (1865:41) führt für jene hessischen Süß- und Brackwassersedimente, die durch eine reiche Molluskenfauna mit *Melanoides* (*Tarebia*) *acuta* (SOWERBY 1823), *Nystia duchasteli* (NYST 1836) und *Melanopsis* (*Stilospirula*) *hassiaca* (SANDBERGER 1873) ausgezeichnet sind, den Begriff „Melanien-Schichte" ein. Er beschreibt diese Schicht im Profil eines Brunnens in der Stadt Kirchhain bei Marburg/L. aus dem Jahre 1862 (LUDWIG 1863:179; 1865:41; HINSCH 1958:36; GRAMANN 1960:50 ff.), wo über fossilführendem Septarienton der Melanienton liege und charakterisiert ihn durch seine Fauna.

V. KOENEN (1879:4) beobachtet dagegen in den Profilen bei Großalmerode bei Kassel eine Unterlagerung des Rupeltons durch Melanienton und kommt im Vergleich mit der Kirchhainer Abfolge zu dem Schluß, „daß die Melanien über und unter dem Rupelton vorkommen, daß es also mehr als eine Melanienschicht gibt".

Mit den Arbeiten von BLANCKENHORN (1915—1950) bürgert sich der Name „Melanienton" als Synonym für LUDWIGS „Melanienschichten" ein.

Die Abb. 1 gibt eine schematische Übersicht über das Tertiär der Hessischen Senke.

	Nordrand des Vogelsberges	Niederhessische Braunkohlensenke
Miozän		
		Frielendorfer Gruppe ▲
		Frielendorfer Basiskohle ▲
		Mauersand
Chatt	Jüngere Sand- u. Tonserie	Kaufunger Ophiomorphensand
		Kasseler Meeressand
		Ziegenhainer Grünsand
Rupel	Schleichsand	Schleichsand
	Rupelton	Rupelton +
Sannois	Melanienton +	Melanienton +
	Ältere Sand- u. Tonserie +	
		Weißblauer Ton = Feuerfester
ob.		Ton von Großalmerode
Eozän		Borkener Hauptflözgruppe ○
mtl.		Liegendtone und Sande

○ Borkener Bild + Heskemer Bild ▲ Bitterfelder Bild ~~~ marin
– – – brackisch ——— limnisch

Abb. 1. Übersicht über das Tertiär der Hessischen Senke.

Die Lage eines Melanientons unmittelbar im Liegenden des Rupeltons ist unbestreitbar. Umso mehr mußte das Auftreten eines Horizontes mit gleicher Fauna und in gleicher Ausbildung im Hangenden des Rupeltons auffallen. Das Profil von Kirchhain wurde von GRAMANN durch eine Kontrollbohrung nachgeprüft, die etwa 3 m von dem inzwischen verfüllten Brunnenschacht entfernt niedergebracht wurde (KOCKEL 1958:149; HINSCH 1958:36 -unklar; ANDERSON-DITTMER-GRIPP 1959:105; GRAMANN 1959 a; 1960:50 ff.). Es konnte folgendes Profil erhalten (v. o. n. u.): Unterer Rupelton — Melanienton — Ältere Sand- und Tonserie — Unterer Rupelton, also eine offensichtlich repetierte Schichtfolge. Knapp 20 m entfernt steht der Basaltblocktuff des Kirchberges an, der mit 25° einfällt. Er ist infolgedessen wahrscheinlich, daß die im Bohrloch angetroffene, ungewöhnliche Schichtfolge durch Übereinandergleiten von Schichtpaketen am Rande eines Tuffschlotes entstanden ist. An diesem Profil als an einem Normalprofil zur Beurteilung der Lage des Melanientons festhalten zu wollen, ist daher unzweckmäßig.

Neben dem LUDWIGschen Profil von Kirchhain führt BLANCKENHORN (1950) noch 5 andere Lokalitäten auf, an denen er einen „Oberen Melanienton" sicher erkannt zu haben glaubt. An diesen Punkten:

1. Bl. Homberg/Efze: nördl. Verna, Straße nach Roppershain (nicht Ropperhausen),
2. Bl. Ziegenhain: Wälzebachtal am Sangesberg,
3. Bl. Ziegenhain: nördl. Ziegenhain um den Steinbühel,
4. Bl. Kirtorf: bei Dannenrod,
5. Bl. Amöneburg-Homberg: südl. Mardorf, Straße nach Höingen,

ist aber kein Profil zu finden, das sowohl fossilführenden Rupelton als auch Melanienton mit Fauna enthält. Eine Deutung der Schichten lediglich auf Grund ihrer petrographischen Beschaffenheit führt wegen der Ähnlichkeit der Sedimente zu Irrtümern. Die Überlagerung des Melanientons durch Grünsand (Sangesberg, Steinbühel) beweist keineswegs zugleich die Lage über dem Rupelton, eher dessen Fehlen. Auch hat man die Höhen-Lage über NN (Dannenrod) als Argument für „Oberen" Melanienton angesehen (BLANCKENHORN 1930:9). Selbst die Kalkknolle mit der Fauna des Melanientons bei Mardorf „hoch über dem Niveau des Rupeltons" (BLANCKENHORN 1930:18) stammt aus dem Liegenden des Rupeltons. Sie ist durch Schrägstellung der Schichten in diese Position gekommen (GRAMANN 1960:75).

Ein lückenloses Profil vom Mittleren Rupelton bis in den Schleichsand (Foraminiferengliederung nach SPANDEL 1909; DOEBL 1954; GRAMANN 1959 b:275) schließt die Möglichkeit eines „Oberen" Melanientons im Niveau des Schleichsandes aus.

Wir müssen somit nach Durchsicht der Literatur und Nachprüfung im Gelände feststellen, daß es keinen Beweis für einen Melanienton im Hangenden des Rupeltons gibt, daß vielmehr der Melanienton, wenn überhaupt, stets im Liegenden des Rupeltons auftritt.

Ein „dritter" Melanientonhorizont ist bei UDLUFT & LANG (1959:335) folgendermaßen bekanntgemacht worden: „zur Parallelisierung von Braunkohle und Melanienton sei auch noch auf eine bergmännische Meldearbeit von F. BOIE (1954) hingewiesen, in der BOIE von den Bohrungen 1739 und 1740 bei Stolzenbach berichtet, in denen GÖRGES eine Melanientonfauna unter dem Flöz nachgewiesen hat. Die Zugehörigkeit dieses Stolzenbacher Flözes zum unteren Melanienton bzw. die Verzahnung mit diesem wird dadurch nachgewiesen."

Diese stratigraphische Einstufung ist irrig.

Die Identität des Stolzenbacher Hauptflözes mit dem Borkener ist durch zahlreiche Bohrungen unbezweifelbar sichergestellt. In den Borkener Tagebauen folgt über dem Hauptflöz und seinen Oberflözen ein etwa 25 m mächtiges, steriles Tonpaket, der „Weißblaue Ton", der auch in Stolzenbach wiederzuerkennen ist. Es schließen sich im Hangenden, hier wie dort, bis 100 m mächtig, sandig-tonige Schichten mit Melanientonfauna an. Darüber liegt Rupelton.

Bei den Bohrungen 1939 und 1740 handelt es sich laut Bohrprotokoll um unverrohrte Bohrungen.

Die Angaben über die Art der Probengewinnung differieren zwischen Bohrbuch und Zitat bei BOIE. Während BOIE für die Bohrung 1739 sowohl für die Kohle als auch für deren Liegendes Kernproben angibt, ist im Bohrbuch nur im Bereich der

Kohle Kerngewinnung angemerkt. Umgekehrt beschreibt BOIE von der Bohrung 1740 auch im Bereich der Kohle Spülproben, während im Bohrbuch Kerngewinn in der Kohle, Spülproben im Liegenden von 62,10 m — 67,00 m verzeichnet sind.

Brl. 1739			(zit. nach BOIE 1954)
Hangendes:			Melanienton, Weißblauer Ton, Kohle
58,70 m			Kohlenbasis
„Kernproben	— 60,8	2,1	Sand, hellbraun mit braunen Schlieren, 50 % Ton, sehr fein, Brauneisen, Quarz
„	— 63,8	3,0	Ton, dunkelbraun, mager, Kohle Feinsand, stark kalkhaltig, Schwefelkies, Quarzkörner, zahlreiche Muschel- und Schneckenreste
„	— 88,55	16,55	Ton, hellgrau, sehr mager, stark feinsandhaltig, mäßiger Kalkgehalt, Muschelreste.“
			Endteufe

Brl. 1740			(zit. nach BOIE 1954)
Hangendes:			Melanienton, Weißblauer Ton, Kohle
60,25 m			Basis des Hauptflözes
„Spülproben	— 60,50	0,25	Ton: weißlichbraun, stark quarzsandig, Schwefelkies
„	— 62,10	1,60	Ton: weißlichbeige, fett, Schwefelkies, feiner Quarzsand
„	— 67,00	4,90	Sand: dunkelgraubraun, grob, Brauneisen, Schwefelkies, Quarz, wenig Kalk, Muschel- u. Schneckenreste.“
			Endteufe

Da die Angaben des Bohrbuches die Grundlage der Zitate bei BOIE bilden, ist ihnen mehr Bedeutung beizumessen. Somit erscheint die Möglichkeit einer Verfälschung der Profile durch Nachfall als durchaus ergeben.

Mit dankenswerter Unterstützung der Betriebsleitung der Braunkohlen- und Brikett-AG — BUBIAG — Betriebsabteilung Frielendorf, insbesondere des Herrn Direktor Dipl.-Berging. BOIE, wurden drei Kontrollbohrungen niedergebracht: 1740 a, B 8 und 2135. Außerdem wurde das 1955 detailliert aufgenommene und mit Proben belegte Schachtprofil der Grube Stolzenbach durchgearbeitet. (Lageplan s. Abb. 2).

Brl. 1740 a wurde 1 m neben Brl. 1740 aus der Kohle niedergebracht und sollte die Angaben der Brg. 1740 prüfen. Man erbohrte im Liegenden der Kohle 7,3 m fossilfreie, helle, tonige Feinsande. Die angegebene Fauna des Melanientons ist also nicht vorhanden. Diesem Brl. 1740 a kommt besondere Beweiskraft zu, da sie 55 cm tiefer reicht als die durch sie kontrollierte Brg. 1740.

Die Angaben des Brl. 1739 konnten nicht nachgeprüft werden, da dieser Bereich nicht durch den Tiefbau erschlossen ist.

Doch wurden die gleichen fossilfreien, grauen Feinsande, die an der Basis der Kohle gelegentlich etwas kalkig sind, in der Bohrung B 8 mit 4,2 m, in der Brg. 2135 mit 8,7 m und im Schacht mit 4,55 m erschlossen. Außerdem fanden sich in drei, aus der Kohle niedergebrachten Spülbohrungen, die 7,0 m, 12,3 m und 11,8 m des Liegenden durchteuften, ebenfalls keine Anzeichen von Fauna. Diese drei Bohrungen liegen etwa auf einer Geraden zwischen Brl. 1739 und 1740.

Es gibt also nirgends im Liegenden des Borkener Hauptflözes einen „dritten“ Melanienton. In den Bohrungen 1739 und 1740 ist er durch Nachfall vorgetäuscht.

Auch die Mikroflora spricht gegen jegliche Zusammengehörigkeit von Melanienton und Borkener bzw. Stolzenbacher Flöz wie sie UDLUFT & LANG erwägen. Beide Flöze zeigen „Borkener Bild", wenngleich einige, wohl fazielle Unterschiede vorhanden sind. Daneben haben alle bisher auf Mikroflora untersuchten Vorkommen von Melanienton nicht „Borkener Bild", sondern stets das jüngere „Heskemer Bild" geliefert (MÜRRIGER & PFLANZL 1955; PFLUG 1957; BROSIUS & GRAMANN 1958, 1959a, 1959 b).

Neuerdings ist auch das Alter sowohl des Melanientons als auch des Borkener Hauptflözes eindeutig festgelegt. Eine Kleinsäugerfauna aus dem Melanienton von der Struth b. Neustadt Kr. Marburg und von Nordshausen b. Kassel (TOBIEN 1961)

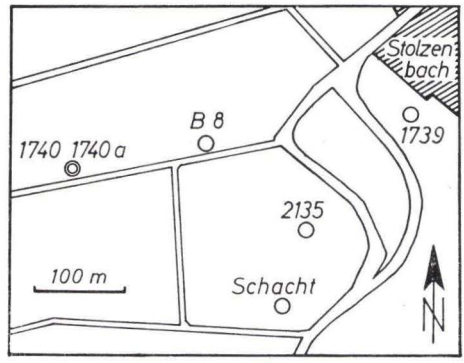


Abb. 2. Lageplan der Bohrungen im Bereich der Grube Stolzenbach.

zeigt Übereinstimmung mit den „marnes supragypseuses" des Pariser Beckens, dem Sannois. Mollusken- und Mikrofauna sprechen ebenfalls für diese Einstufung (GRAMANN 1960). Das Alter des Borkener Hauptflözes ist durch einen Fund von *Lophiodon* cf. *cuvieri* WATT in der Grube Stolzenbach als Lutet festgelegt (TOBIEN 1961).

Die Meinung, „daß der („untere") Melanienton am Nordrand des Vogelsberges ein Übergangsglied des Unteroligozäns zum Mitteloligozän ist und gewissermaßen eine Fazies des Rupeltonmeeres darstellt" versucht auch SCHENK (1961:315) in einer Neubearbeitung der 1955 niedergebrachten Wasserbohrung bei Wahlen südl. Neustadt, Kr. Marburg zu erhärten. Er gibt folgende Deutung des Bohrprofils:

3,45 m—28,90 m	Unterer Rupelton nach Foraminiferen
darin 20,50 m—21,50 m	Melanienton mit Schalenbruchstücken von *Melanopsis* und *Viviparus*

Dabei wird jedoch die Möglichkeit von Verunreinigungen infolge des Bohrverfahrens (Meißelbohrung mit großem Querschnitt) übersehen, wodurch die Häufigkeitsformen der Rupeltonforaminiferen auch im Melanientonniveau) neben der Melanientonfauna auftreten.

Wir halten, nach Durchsicht der Proben, GRAMANNS Einstufung des Bohrprofils für zutreffend, der außerdem noch Mittleren Rupelton (SPANDELscher Gliederung) darin erkannt hat (GRAMANN 1960:42 ff.):

3,45 m	— 8,00 m	Mittlerer Rupelton
8,00 m	— 20,50 m	Unterer Rupelton
20,50 m	— 30,40 m	Melanienton
30,40 m	—105,90 m	Ältere Sand- und Tonserie.

Die Annahme einer faziellen Verzahnung und Altersgleichheit von Rupelton und Melanienton findet im Profil der Bohrung Wahlen keine Stütze.

Zusammenfassung

Geländebefund und Überprüfung der Literatur zeigen, daß es nur einen Melanienton und zwar unmittelbar unter dem Rupelton gibt. Er ist dem Sannois des Pariser Beckens zu parallelisieren. Am Typusprofil des „Oberen" Melanientons in Kirchhain Kr. Marburg ist Melanienton nachträglich durch Übereinandergleiten von Schichtpaketen am Rande eines Tuffschlotes über den Rupelton geraten. Ein „dritter" Melanienton im Liegenden des mitteleozänen Borkener Hauptflözes bei Stolzenbach ist durch Nachfall in Bohrungen vorgetäuscht. Die Annahme einer faziellen Verzahnung und Altersgleichheit von Rupelton und Melanienton auf Grund des Profils der Bohrung Wahlen läßt sich nicht halten.

Schriftenverzeichnis

ANDERSON, H.-J., DITTMER, E. & GRIPP, K.: Ergänzungen und Berichtigungen zum Lexique stratigraphique international, Vol. I, Fasc. 5 h 1 (W. HINSCH: Tertiaire Allemagne du Nord.)
N. Jb. Geol. Paläont., Mh, 1959, 97—112, Stuttgart 1959.

BEYRICH, E.: Über die Stellung der Hessischen Tertiärbildungen. — Monatsber. kgl. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 1854.

BLANCKENHORN, M.: Erl. geol. Kte. Preußen etc., Lfg. 299, Bl. Amöneburg-Homberg a. d. Ohm, Berlin 1930.

— Das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI), **1**, 7—82, Wiesbaden 1950.

BOIE, F.: Das Braunkohlen-Tiefbauvorkommen Gegend Stolzenbach (Bergwerk Frielendorf AG). — Geol. Meldearbeit (unveröff.) Clausthal-Zellerfeld 1954.

BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie. — Bd. II, Stuttgart 1959.

BROSIUS, M. & GRAMANN, F.: „Heskemer Pollenbild" und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 162—167, Wiesbaden 1958.

— — Die stratigraphische Reichweite des Heskemer Pollenbildes in Borken (Tertiär, Niederhessen). — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 182—197, Hannover 1959 (1959 a).

— — Das ältere Tertiär von Großalmerode (Hessische Senke). — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 543—558, Hannover 1959 (1959 b).

DOEBL, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, 57—111, Wiesbaden 1954.

GRAMANN, F.: Das ältere Tertiär der Hessischen Senke. (Vortragsreferat). — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 247, 248, Hannover 1959 (1959 a).

— Alttertiär am Nordrand des Vogelsberges. — (Exkursionsbericht). — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 275, 276, Hannover 1959 (1959 b).

— Das ältere Tertiär in nördlichen Vorland des Vogelsberges. — Ges. Beförd. ges. Naturwiss. Marburg, **82**, Marburg 1960.

Hinsch, W.: Tertiaire Allemagne du Nord. Lexique stratigraphique Internat., Vol. I, Fasc. 5 h 1, Paris 1958.

Kockel, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Sammlung geol. Führer, **37**, 248 S., Berlin (Bornträger) 1958.

v. Koenen, A.: Über das Alter und die Gliederungen der Tertiärbildungen zwischen Guntershausen und Marburg. — (Rektoratsrede), Marburg 1879.

Ludwig, R.: Der Septarienthon und die Süßwasserbildungen mit *Melania horrida* im Tertiär-Becken Nieder- und Oberhessens. — Notizbl. Ver. Erdkde. u. mittelrh. geol. Ver., **2**, 178—180, Darmstadt 1863.

— Fossile Conchylien aus den tertiären Süßwasser- und Meerwasser-Ablagerungen in Kurhessen, Großherzogthum Hessen und der Bayer'schen Rhön. — Palaeontographica, **14**, 40—97, Kassel 1865—66.

Mürriger, F. & Pflanzl, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, 71—89, Wiesbaden 1955.

Papp, A.: Grundzüge Regionaler Stratigraphie (Tertiär). Handb. Stratigraph. Geol., Bd. III, T. 1, Stuttgart (Encke) 1959.

Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 152—178, Wiesbaden 1957.

— Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. — Freib. Forsch. H., C **71**, 1—110, Berlin 1959.

Schenk, E.: Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, 310—319, 2 Abb., Wiesbaden 1961.

Spandel, E.: Der Rupelton des Mainzer Beckens seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna, sowie einige weitere geologisch-paläontologischen Mitteilungen über das Mainzer Becken. — Ber. Offenbach. Ver. Naturkde., **50**, 1—174, Offenbach 1909.

Tobien, H.: Säugetierpaläontologische Daten zur Altersstellung des Hessischen Melanientons. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 590, Hannover 1961.

— Ein Lophiodon-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, 7—16, Wiesbaden 1961.

Udluft, H. & Lang, H. D.: Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 333—366, Wiesbaden 1959.

Manuskript eingegangen am 9. 1. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 240—245	Taf. 25	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Die oligozänen Vallendarschotter der Südwesteifel

Von

GERHARD MARTIN, Bad Nauheim

Mit Tafel 25

Die Beobachtungen von LOUIS (1953) über ein flachwelliges Relief als Basis der Vallendarer Schotter im Moselgebiet wurden seither in ihren Grundzügen bestätigt (SOLLE 1959, MARTIN 1955 und 1960, KOPP 1961). Die heutige Verbreitung, Höhenlage und Mächtigkeit der Schotter weist jedoch außer auf paläogeographisch bedingte Unterschiede der Vorkommen auf eine deutliche Bruch- und Verbiegungstektonik hin. Die Kartierung des paläozoisch-mesozoischen Untergrundes bestätigt die tektonischen Vorgänge. Durch die spät- und nacholigozäne Tektonik läßt sich die Gefällerichtung der durch die Vallendarer Schotter verschütteten Täler nicht mehr ohne weiteres beobachten.

Im Gebiet der Blätter Manderscheid, Landscheid und Schweich gestatten die guten Aufschlüsse der Vallendarer Schotter und ihrer Verzahnung mit örtlichen Schuttbildungen ein genaues Verfolgen von Einzelheiten der Paläogeographie. Daher sind von dort aus einige Aussagen über die Art der Ablagerung und die Mächtigkeit der Vallendarer Schotter im Moselgebiet möglich, die SOLLE's (1959) Beobachtungen ergänzen.

I. Die eozäne Landoberfläche

Die Vallendarer Schotter der Südeifel überlagern eine alte Landoberfläche mit mäßig ausgeprägtem Relief, deren Ausbildung in das Eozän oder in das frühe Oligozän fällt. Tiefgründig verwitterte Devongesteine finden sich an vielen Stellen. Der eozäne Schutt blieb gelegentlich unter den Vallendarer Schottern erhalten. So liegen bei Landscheid, Burg und Nieder-Kail unter der Basis der oligozänen Rundschotter kantengerundete Blöcke aus gebleichtem Buntsandstein, entfärbter Devonschiefer-Schutt und Eisenoxyd-Krusten bis zu 2 m Mächtigkeit.

Die Flächen mit tertiärer Verwitterung bei Dierscheid und Naurath können durch die Verzahnung des zugehörigen Schutts mit den Vallendarer Schottern dem mittleren Oligozän zugeordnet werden.

II. Ausbildung und Herkunft der Vallendarer Schotter

Die oligozänen Schotter, Sande und Tone sind zwischen Föhren (Bl. Schweich) und Groß-Littgen (Bl. Manderscheid) auf den Hochflächen verbreitet. Sehr gut gerundete Gangquarz-Schotter von vorherrschend 3 bis 5 cm, maximal 30 cm Durchmesser treten zusammen mit gelbem und weißem Sand wechselnder Korngröße auf. Andere Lagen bestehen vorwiegend aus Sand, oder zurücktretend aus kantengerundeten Quarzkiesen. Tonige Einschaltungen oder toniges Bindemittel ist fast nur im Übergang zu größeren Tonlagern zu beobachten. Die Einzelbänke sind meist schwach abgegrenzt und schwanken von Zentimeterstärke bis zu mehreren Metern Mächtigkeit. Linsenförmige Bankung, Diagonalschichtung und rasches Auskeilen einzelner Bankfolgen zeigen die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen. Nahe der Basis sind die Schotter häufig durch Brauneisen verkittet, so östlich Gladbach und unmittelbar nordwestlich Schloß Dodenburg. Höhere Schichten zeigen vor allem im Raum Landscheid einen bis zu 20 % ansteigenden Anteil von Buntsandstein-Geröllen und zurücktretend von Devon-Grauwacken und -Quarziten.

Die zahlreichen Kiesgruben bieten Aufschlüsse, in denen sich überall eine sehr ähnliche Ausbildung der Schotter zeigt. Die größte aufgeschlossene Mächtigkeit betrug 15 m (Arenrath). Schotterreste auf vortertiärer Unterlage lassen die Basisfläche der Vallendarer Schotter noch erkennen, wo geschlossene Gesteinsmassen bereits abgetragen sind. Diese Restschotter unterscheiden sich deutlich vom quartären Schutt.

Mehr oder weniger reine Tone finden sich westlich „Rotheck" bei Bergweiler und im „Rüfferscheid" bei Bruch. Bei Speicher sind die Tone in ausgedehnten Vorkommen erschlossen und befinden sich seit römischer Zeit im Abbau. Keramische Heimindustrie war früher in Bruch, Arenrath und Niersbach ansässig. Ein zeitweilig aufgeschlossenes Profil an der Benzinleitung 1 km nordwestlich Ober-Bergweiler zeigte 2—4 m hellfarbige Tone mit Einzelgeröllen als tiefe Schichten über dem Devon. Gelbe und weiße Sande sind in dünnen Lagen eingeschaltet und überlagern die Tone.

Die Herkunft des Schottermaterials wurde bereits von Kurtz (1926, 1931 und 1938) auf Grund der in geringer Menge in den Schottern auftretenden Leitgesteine von der Saar, aus Lothringen und den Vogesen aus südwestlicher und südlicher Richtung hergeleitet. Die Quarzgänge im Devon des Hunsrück und der Moselberge lieferten die Hauptmasse der Schotter (Solle 1959). Die dortige Schieferabtragung ist im Tonmaterial wiederzuerkennen.

Die kantengerundeten Quarzkiese und ein Teil des Sandes, daneben die Buntsandstein-Gerölle der höheren Schichten, können aus den nordwestlich benachbarten Gebieten der Eifel herstammen. Louis (1953) Ansicht, daß das Schottermaterial vorwiegend von den nahegelegenen Höhen stammt, konnte Solle (1959) bereits widerlegen.

Größere Schüttung von Gangquarz aus dem Dierscheider Gebiet (Bl. Landscheid) herzuleiten, die Louis in Richtung Zemmer und Dodenburg annahm, stößt auf große Schwierigkeiten. Im Raum Dierscheid—Naurath finden sich nur wenige, zentimeterstarke Quarzgänge. Dagegen stehen dort Quarzite an, deren oligozäne Verwitterungsprodukte nur geringe Verbreitung haben. Der Schutt dieses Abtragungsgebietes kann in seiner Streuung erfaßt und gegen die Schotter entfernter Herkunft abgegrenzt werden. Runde Quarzitgerölle fehlen vollständig. Unterhalb einer flachen Quarzit-Aufragung am Priester-Berg (Bl. Landscheid) setzten sich sogar reine Tone ab.

III. Die Verzahnung der Schotter mit örtlich gebildetem Schutt

Der Ablagerungsraum der Schotter umschloß schotterfreie Aufragungen devonischer Hartgesteine, welche bis zu 100 m über dem Schotterniveau lagen. Schutt und Sandmassen mit Merkmalen tropischer oder subtropischer Verwitterung entstanden auf den Hängen. Der quartäre Quarzitschutt ist zwar grobstückig zerfallen, jedoch niemals grusig-sandig verwittert wie die grell weiß, gelb oder gelegentlich rotgefärbten Quarzitbrocken im tertiären Schutt.

Am Südhang des Keller-Bergs bei Dierscheid lagern weiße Sande mit einigen mürben und gebleichten Quarzitbrocken. Pleistozäne Quarzit-Blockströme überlagern teilweise diesen tertiären Gehängeschutt. In der Umgebung der Viktoria-Quelle (1 km südlich Heckenmünster, Bl. Landscheid) sind weiße und gelbe Sande in Erosionsresten erkennbar. Hangabwärts sind diese Sande in geschlossenen Vorkommen aufgeschlossen, und verzahnen sich mit runden Gangquarz-Schottern. Gebleichte und stark angewitterte Quarzitbrocken liegen eingestreut. Der Mengenanteil der örtlichen Abtragungsprodukte in den Vallendarer Schottern nimmt mit der Entfernung vom Rand der schotterfreien Aufragung sehr rasch ab.

Bei Pkt. 392,3 westlich Naurath (Bl. Schweich) findet sich gelber Sand mit bis zu 30 cm großen Brauneisenknollen und kantengerundeten Quarzitbrocken. Nach Osten, zum Devonausstrich hin, nehmen die Quarzitbrocken in den mehrere Meter mächtigen weißen und gelben Sanden zu. Die Sandkörner erinnern dort an zerfallenen Buntsandstein, der ebenfalls in der Nähe ansteht. Auch gut gerundete Devongerölle aus den Basalkonglomeraten des Buntsandstein kommen vereinzelt in den Sanden vor. Am Eitzenbacher Berg südöstlich Naurath (Bl. Schweich) erkennt man Schutt des nördlich anstehenden Buntsandsteins; hauptsächlich lagert dort gelber Sand mit einzelnen Buntsandsteinresten.

Auch von der Buntsandstein-Stufe westlich Gut Heeg (Bl. Manderscheid) wurden südostwärts Abtragungsprodukte in das Saumtal des Vallendar-Stromsystems geschüttet, welche sich besonders in höheren Lagen mit den Schottern verzahnen. Gelber Sand, mit mürben Buntsandsteinbrocken und einigen runden Gangquarz-Geröllen vermischt, liegt unmittelbar vor der Störungslinie, welche die Geländestufe vorzeichnet. 1 km südostwärts lagern bereits wieder runde Gangquarz-Schotter mit durchschnittlichem Sandanteil.

IV. Talverschüttung und Schottermächtigkeiten

Die Basis der Vallendarer Schotter zeigt ein altes Talnetz, welches im Verlauf der Sedimentation zugeschottert wurde. Bis zu welchem Ausmaß das Talgefälle vor Ablagerung der Vallendarer Schotter dem des Vallendar-Flußsystems entsprach, ist wegen der tektonischen Vorgänge während und nach der Schotter-Auffüllung häufig nicht mehr erkennbar. Das prä-Vallendar-Relief wurde durch eine Verebnung bestimmt, deren heutige Höhenlage von 300 m bei Gladbach und Arenrath nach Nordosten auf 335 m bei Hupperath ansteigt. Auch bei Dodenburg liegt die Schotterbasis bereits meist bei 330 m. Darüber ragten einzelne Höhen über 100 m auf; im Nordwesten bildete der mittlere Buntsandstein eine Geländekante entlang einer Störung.

Ein kurzes, steilwandiges Tal zog von der Anhöhe westlich Gut Heeg südwärts herunter. Der besonders steile Osthang lehnte sich an eine Störung im Buntsandstein. Ein anderes Tal südlich und östlich von Arenrath wurde schon von Louis 1953 herausgestellt. Auf diesem Relief wurden die Vallendarer Schotter von einem Stromsystem abgelagert, welches die alten Täler verschüttete.

Zur Mächtigkeit der Schotter geben die Aufschlüsse in der Umgebung der Viktoria-Quelle (Bl. Landscheid, Südrand) gute Anhaltspunkte. Die von dem hochgelegenen Gebiet im Westen herabkommenden weißen Sande mit Quarzitschutt enthalten runde Gangquarz-Schotter erstmalig in 350 m Höhe (Oberkante der Schotter). Die Basis der Vallendarer Schotter ist 700 m weiter östlich nahe Pkt. 332,2 in 330 m Höhe aufgeschlosssen. Diese Basishöhe ist in der weiteren Umgebung verbreitet, also nicht nur ein Punkt auf dem geneigten Osthang der Aufragung von Dierscheid.

Somit ergibt sich eine Mächtigkeit der Vallendarer Schotter über der durchschnittlichen Basis von ungefähr 20 m. Im Bereich zugeschotterter Täler kann die Mächtigkeit um 30—40 m zunehmen, so daß eine maximale Mächtigkeit von 60 m vorliegen dürfte.

V. Absenkungs- und Bruchtektonik

Die heutige Höhenlage der Schotter ist außer vom paläogeographischen Bild auch von tektonischen Verbiegungen und Brüchen abhängig. Die erhaltenen Schotter zwischen Hetzerath (Bl. Schweich) und Groß-Littgen (Bl. Manderscheid) liegen in einem rheinisch streichenden Senkungsfeld, welches an die Eifeler Nord-Süd Zone anklingt. Mit einer Basishöhe von 280 bis 350 m sind sie gegen die Vorkommen im Kondelwald und Grünewald im Osten (Basishöhe ungefähr 410 m) und die oligozänen Schotter und Tone von Zemmer (Basis um 390 m) im Südwesten abgesunken. Daß dieses Einbiegen nicht bruchlos vor sich ging, zeigen Verwerfungen, die das Oligozän deutlich mit erfaßt haben. Diese streichen vorwiegend rheinisch oder quer dazu. Nach Solle (1959) trennt wahrscheinlich eine wiederaufgelebte varistische Störung an der Bohlensmühle (Bl. Hasborn, SW-Teil) die Vorkommen von Landscheid bis Gipperath von denen des Grünewald. Von dieser Störung aus fällt die Basis der Vallendarer Schotter flach nach Westen ab, und liegt an der Hassauer Mühle (Bl. Landscheid) nach Abzug von 30—40 m Talverschüttung ungefähr 40 m tiefer als die Außenränder des Senkungsfeldes. Daß es sich bei diesem Senkungsfeld nicht um eine früholigozäne Talform handelt, zeigt das allseitige Ansteigen der Schotterbasis von der Hassauer Mühle aus.

Abschiebungen, welche die oligozänen Schotter und Tone mit erfaßten, sind bis zu einem Versatz von 35 m zu beobachten. Ein besonders deutliches Beispiel bietet die Kuppe 1 km westlich Dörbach (Bl. Landscheid). Die westlichen Randstaffeln des Wittlicher Grabens südlich Dreis weisen nur geringen postoligozänen Versatz auf, jedoch sind Brüche innerhalb des Grabens nachgewiesen (Dörbach). Die erwähnte Bruchtektonik ist durch Kartierungen 1:10000 belegt (Martin 1955). Ein über 35 m hinausgehender jung- oder postoligozäner Versatz an Störungen ohne die Möglichkeiten von Datierung und Messung an Leithorizonten im Wittlicher Graben ist durchaus möglich. Schrägstellung von Schollen wurde gleichfalls beobachtet, so am Eitzenbacher Berg (Pkt. 385) 1 km südöstlich Naurath (Bl. Schweich).

VI. Das paläogeographische Bild

Das Vallendarer Stromsystem pendelte nach Verschütten des älteren Talnetzes in einem breiten, sehr flachen Tal, welches von einigen Höhen bis zu 100 m über dem höchsten Schotterniveau überragt wurde. In den Moselbergen bei Schweich-Bekond (Bl. Schweich) fanden sich keinerlei Schotterreste. Eine geschlossene schotterfreie Aufragung liegt langgestreckt in der Richtung des Materialtransportes (Südwest-Nordost) bei Naurath-Dierscheid-Dodenburg (Bl. Schweich und Landscheid). Die höchsten Erhebungen bildet der Emsquarzit (Unterdevon), jedoch sind ähnliche devonische Gesteine und randlich auch Buntsandstein mit in die Höhe einbezogen.

Der Emsquarzit von Dierscheid besteht aus außerordentlich stark kieselig verfestigten Sandsteinen. Der Bruch geht stets durch die Sandkörner hindurch („Glaswacke"). Trotzdem sind die Quarzite unter dem Einfluß der tropisch-subtropischen Verwitterung grusig zersetzt oder zu intensiv weiß, gelb oder rot gefärbten Sanden zerfallen. Die oligozäne Verwitterung hat wahrscheinlich durch eine Vegetationsdecke eine Verstärkung erfahren, da mauerartige Quarzitzüge fast völlig unverwittert die zersetzte Oberfläche überragen. Wir haben in Nordwest-Venezuela (warmes Klima mit periodischen Starkregen) ähnliche Beobachtungen gemacht. So wurden beim Bau der „Carretera Panamericana" freigesprengte Aufschlüsse aus harten, blauschwarzen Schiefern nach Art unserer Hunsrück-Schiefer durch die Verwitterung in 2 Jahren zu Lagern von roten, plastischen Tonen mit Gipsausblühungen. Steile Felsgruppen im tropischen Wald bleiben jedoch häufig fast unverwittert lange erhalten, selbst wenn es sich um Kalke handelt.

Eine Quarzitklippe aus früholigozäner Zeit wurde nördlich des Kelter-Berges, nahe der Straße Dodenburg—Dörbach (Bl. Landscheid) zugeschottert und überragt heute die Basis der Schotter. Der oligozäne Hangschutt der Dierscheider Aufragung ist teilweise erhalten und verzahnt sich mit ortsfremden Gangquarz-Schottern.

Eine flache Anhöhe befand sich am Priester-Berg nördlich Bruch (Bl. Landscheid). Durch das sehr gering ausgeprägte Relief wurde fast kein Schutt geliefert. Es konnten sich in der Nähe feine Tone absetzen. Am Ostrand der Anhöhe fand sich auf tiefgründig zersetzten und gebleichten devonischen Grauwacken etwas Sand mit roten Eisenoxydkrusten.

Die nordwestliche Begrenzung der Schotterverbreitung bildet eine tektonisch vorgezeichnete Stufe entlang der Linie Mulbach—Dörrbach westlich Groß-Littgen (Bl. Manderscheid). Diese Stufe im Buntsandstein wies besonders während der Sedimentation der oberen Vallendarer Schotter einen Höhenunterschied auf, und lieferte Schutt in das ihr entlang laufende Saumtal. Bei Musweiler lag eine weitere Anhöhe über dem Ablagerungsraum der Schotter; diese war der Buntsandsteinstufe vorgelagert.

Zusammenfassung

Die Verschüttung eines vor Ablagerung der Vallendarer Schotter bestehenden flachen Talnetzes (LOUIS 1953) wurde bestätigt, das Ausmaß der Schotterfüllung jedoch gegenüber LOUIS stark herabgesetzt. In weitgehender Übereinstimmung mit SOLLE (1959) wurden 20—60 m Schottermächtigkeiten nachgewiesen. Der Schutt der über die Schotterbedeckung aufragenden Höhen wurde durch seine Verzahnung mit Vallendarer Schottern datiert. Die unterschiedliche Höhenlage der Schotterbasis wurde

weitgehend auf tektonische Vorgänge (Einbiegen und Brüche) zurückgeführt. Ein rheinisch streichendes Senkungsfeld schließt sich an die varistischen Lineaturen der Eifeler Nordsüd-Zone an.

Schriftenverzeichnis

Kopp, K.-O.: Zur oligozänen Aufschüttung im Moselgebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **5**, S. 250—261, Stuttgart 1961.

Kurtz, E.: Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südrande der Kölner Bucht. — Verh. nat. Ver., **83**, S. 97—159, Bonn 1926.

— Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 39—58, Berlin 1931.

— Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 133—144, Berlin 1938.

Louis, H.: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. — Münchner Geogr. Hefte, **2**, Regensburg 1953.

Martin, G.: Die Geologie der südwestlichen Mosel-Mulde und der benachbarten Strukturen. Diss. Frankfurt a. M. 1955 (unveröffentlicht) mit 3 geologischen Spezialkarten.

— Die Geologie am Westrand der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 172—189, 2 Tab., Wiesbaden 1960.

Solle, G.: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 398—407, Wiesbaden 1959.

Stickel, R.: Der Buntsandsteinrand im Nordosten der Trierer Bucht und seine Vorlage. — Verh. nat. Ver., **88**, S. 39—52, Bonn 1932.

Geol. Specialkarte von Preußen:
Bl. Bitburg, (Grebe). Berlin 1892.
Bl. Landscheid, (Grebe). Berlin 1892.
Bl. Schweich, (Grebe). Berlin 1892.
Bl. Wittlich, (Leppla). Berlin 1901.

Geol. Übersichtskarte v. Deutschland 1:200000.
Bl. Trier-Mettendorf, (Leppla). Berlin 1919.

Manuskript eingegangen am 14. 2. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 90 | S. 246—272 | 3 Abb. | 3 Tab. | Taf. 26–27 | Wiesbaden, 30. 8. 1962

Zur Tektonik und Metamorphose des nördlichen Spessart-Kristallins

Von

ALBERT SCHNEIDER, Göttingen

Mit 3 Abbildungen, 3 Tabellen und den Tafeln 26–27

Kurzfassung

Die Neukartierung des untersuchten Gebietes im Maßstab 1:25000 ergab vier gut verfolgbare Quarzitzüge, die durch Gneise und Glimmerschiefer getrennt werden. Die Paragneise stehen mit den Quarziten und durch diese mit den Glimmerschiefern in einem primären, sedimentär angelegten Verband. Die Staurolithgneise im Süden, die z. T. auch Andalusit, Disthen und Sillimanit führen, weisen einen höheren Metamorphosegrad auf, als die nördlich anschließenden Glimmerschiefer. Somit ist eine Abnahme der Metamorphose von Süd nach Nord zu bemerken. In den Paragneisen befinden sich Metatekte, die auf eine teilweise Mobilisation während der Kristallisation hindeuten. Der nördliche Teil des Gebietes wird von einer Diaphthorese betroffen, die auf die Überschiebung der Nördlichen Migmatite auf die Glimmerschiefer zurückzuführen ist, während der Südteil des Arbeitsgebietes davon fast gänzlich unberührt bleibt und nur eine normale retrograde Metamorphose (bei absinkender Temperatur) erkennen läßt. Im Südteil des kartierten Bereichs wurde eine sattelartige Aufwölbung nachgewiesen, gegen die von Süden ein nordvergenter, von Norden ein südvergenter Kleinfaltenbau gerichtet ist. Die Achse dieser Aufwölbung stimmt nicht mit dem generellen Streichen überein, sondern läuft der durch die Lineation angegebenen Richtung parallel. Somit ergibt sich das Bild eines zeitlichen Aufeinanderfolgens von Großbau, Prägung des Linears und der Kristallisation.

Die stratigraphische Einordnung der kartierten Abfolgen ist schwierig, doch lassen sich Parallelen ziehen zu den Quarzitgesteinen Thüringens, die ordovizisches Alter besitzen.

Abstract

Four mappable units of quartzites separated from each other by gneisses and mica-schists could be traced in course of renewed mapping of the area on 1:25.000 scale. The para-gneisses, mica-schists and quartzites represent original sedimentary sequence. The degree of metamorphism rises from N to the S, where staurolite-gneisses with occasional andalusite, kyanite and sillimanite occur. Partial mobilisation within the para-gneisses has resulted in the formation of metatects. In the northern sector of the area, the migmatites have been thrusted over to the mica-schists from the north resulting in a concomittant diaphthoretisation, while in the southern part one can easily make out signs of retrogressive metamorphism (due to falling temperature) absolutely independant of such

late movements. To the south, one can also observe a roughly oblate dome-like structure with small scale fold axial planes dipping to the north in its northern flank and to the south in the southern flank. The axis of this updoming does not coincide with the regional strike-direction, much rather it runs parallel to the direction of lineation. Thus one can reconstruct a chronological sequence of large scale folding followed by formation of lineation and metamorphic crystallization.

The stratigraphic position of the mapped units is not easily discernible. However, similarity with the Ordovician quartzites of Thuringia is remarkable.

Inhalt

I. Einleitung 247
II. Problemstellung 248
III. Gesteinsbestand 248
1. Übersicht über das Arbeitsgebiet 248
2. Die Staurolithgneise 248
a) Staurolithgneis 249
b) Staurolithfreie Einschaltungen im Staurolithgneis 253
c) Para-Augengneis 254
d) Pegmatitische Einschaltungen und Quarzgänge 254
3. Amphibolite und Epidotamphibolite 255
4. Die Quarzite und Glimmerschiefer 257
a) Quarzite 258
b) Paragneis 259
c) Glimmerschiefer 260
5. Nördliche Migmatite 262
6. Das Deckgebirge 263
7. Basalt 263
8. Basischer Gang 263
IV. Tektonik 264
V. Ablauf der Metamorphosevorgänge 268
VI. Ausgangsgesteine und stratigraphische Einordnung 270
Schriftenverzeichnis 271

I. Einleitung

Für die Anregung zu dieser Arbeit und hilfreiche Förderung bin ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. E. Bederke zu großem Dank verpflichtet. Weiterhin möchte ich Herrn Professor Dr. H. Murawski und Herrn Dr. W. Pleßmann für wertvolle Hinweise sowie gemeinsame Begehungen danken. Herrn Dr. N. D. Chatterjee danke ich für die Unterweisung bei den Feldspatbestimmungen sowie für Diskussionen und freundlichen Rat.

Die vorliegende Arbeit ist eine umgearbeitete Fassung der Dissertation des Verfassers (Göttingen 1961). Die Originalkarte 1:25000 und das Belegmaterial befinden sich im geologischen Institut der Universität Göttingen.

II. Problemstellung

Die Neukartierung des mittleren Teils des nördlichen kristallinen Vorspessarts erfolgte im Rahmen der vom Geologischen Institut der Universität Göttingen unter Leitung von Professor Dr. E. Bederke durchgeführten Kartierungsarbeiten im Vorspessart. Die vorliegende Kartierung erfaßt das zwischen den Arbeiten von W. PLESSMANN (1957) und G. GABERT (1957) noch freigebliebene Gebiet und schließt im Süden an den von H. MURAWSKI (1957) kartierten Bereich an. Die beiden Arbeiten von BRAITSCH (1957) befassen sich mit dem südlichen und dem mittleren Teil des Spessart-Kristallins. BEDERKE (1957) hat in einer Zusammenfassung der vorliegenden Ergebnisse den Großbau und die Verbandsverhältnisse geklärt und eine Alterseinstufung der einzelnen Abfolgen vorgenommen.

Die Neukartierung des verbliebenen Restgebietes sollte weitere Unterlagen schaffen im Hinblick auf Gesteinsbestand, Großbau, Ablauf der Metamorphosevorgänge im Verhältnis zur Tektonik, Ausgangsgesteine und stratigraphische Einordnung. Besonderer Wert wurde auf die Ausdeutung der sekundären Mineralumwandlungen gelegt.

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 15 km nördlich Aschaffenburg auf den Meßtischblättern Langenselbold, Bieber, Alzenau und Schöllkrippen, umfaßt ungefähr 68 km² und wird von der Kahl durchflossen. Es schließt im Osten an das Arbeitsgebiet von G. GABERT (1957) an, im Westen an die Kartierung von W. PLESSMANN (1957).

Als Kartenunterlagen standen zur Verfügung:

Die Thürach'sche Übersichtskarte 1 : 175000
Die Spessartkarte von Bücking 1 : 100000
Geologische Spezialkarte 1 : 25000, Blatt Bieber
Geologische Spezialkarte 1 : 25000, Blatt Langenselbold
letztere beide mit Erläuterungen von BÜCKING

III. Gesteinsbestand

1. Übersicht über das Arbeitsgebiet

In der Kartierung konnten vier von SW nach NE durchlaufende Quarzitzüge ausgeschieden werden, die gute Leithorizonte ergeben und durch Glimmerschiefer, Paragneise und Staurolithgneise getrennt werden. Die Staurolithgneise nehmen den Süd- und Südostteil des Gebietes ein und bedecken fast die Hälfte der Karte (Tafel 26 u. Abb. 1). Nach Norden hin folgen die Quarzitzüge unterbrochen von Glimmerschiefern, die nördlich des 4. Quarzitzuges (die Quarzitzüge werden von S her nummeriert) in Phyllonite übergehen können. Dann senkt sich das waldreiche Hügelland des Vorspessarts zur Talaue der Kinzig hinab, wo aus den Schottern und Sanden noch Rotliegendes, Zechstein und Buntsandstein auftauchen, außerdem dicht am Vorspessartrand die Gesteine der Nördlichen Migmatite.

2. Die Staurolithgneise (gnst)

Wie oben erwähnt, nehmen die Staurolithgneise den Südteil des Kartierungsgebietes ein. Sie sind in erster Linie staurolithführende Granat-Plagioklas-Gneise, in

denen stellenweise Staurolith fehlen kann. Innerhalb dieser Gneise lassen sich drei unterschiedliche Typen feststellen:

a) Staurolithgneise
b) Staurolithfreie Einschaltungen
c) Paraaugengneise.

Des weiteren sind noch pegmatitische Gänge und Einlagerungen zu beobachten, die ebenso wie die Quarzgänge sehr häufig sind. Als konkordante Einlagerungen sowohl in den Staurolithgneisen als auch im nördlich anschließenden Bereich des „süd-

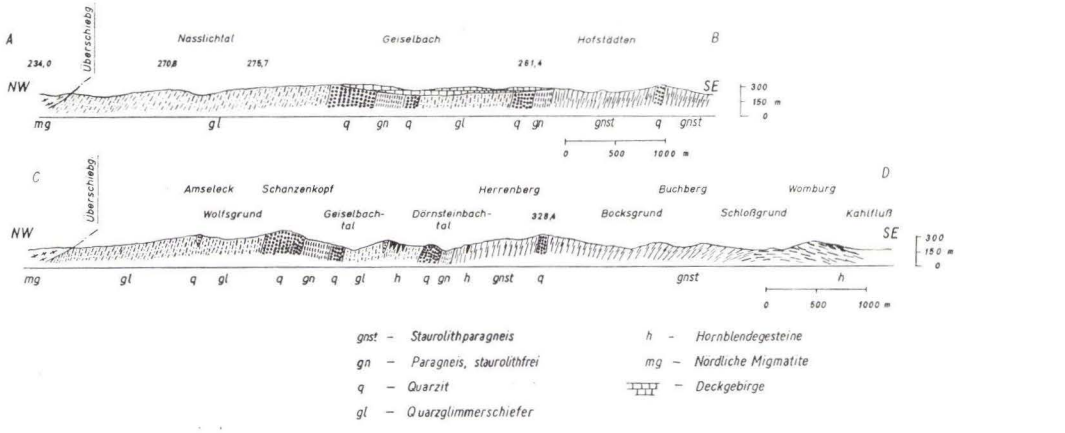


Abb. 1. Querprofile durch das nördliche Spessartkristallin.

lichen" Glimmerschiefers kommen Epidot-Amphibolite und Hornblendeschiefer vor, die in einem eigenen Kapitel behandelt werden. Im Folgenden werden die verschiedenen Gneistypen im einzelnen beschrieben:

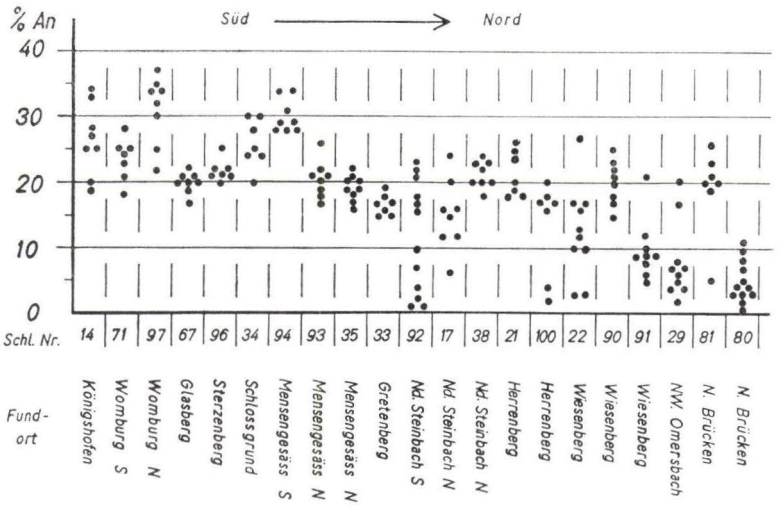
a) Staurolithgneise.

Der südliche Teil des Arbeitsgebietes besteht aus einem staurolith-, granat- und plagioklasführenden sehr glimmerreichen Paragneis, der fast überall im Anstehenden einen guten Lagenbau erkennen läßt. Fältelungen und Verfaltungen bis zum Meterbereich mit Anreicherung der leukokraten Bestandteile in den Faltenscheiteln sind oft zu beobachten. Das ganze Gebiet ist sehr stark und tiefgründig verwittert und wird von tiefeingekerbten Hohlwegen, in deren Wänden man noch gut Lagenbau, Linear und Mineralorientierung sieht, zerschnitten. Der Staurolithgneis zeigt eine flasrige bis schiefrige Textur und blättert in angewittertem Zustand leicht auf. Er kann fein-, mittel- und grobkörnig auftreten und zeigt stets eine Striemung auf „s", die als feine Streifung oder gröbere Rillen ausgebildet ist. Quarzreichere Partien des Gesteins zeigen eine plattigere Ausbildung als die feldspatreichen. Häufig legen sich Glimmerhäute um linsenförmig ausgewalzte Quarz- und Feldspatpartien und er-

zeugen so eine lentikulare Ausbildung. Der Glimmergehalt wird sehr leicht überbewertet, erst der Anbruch in „ac" zeigt die wahre Verteilung. Die Baueritisierung des Biotits verleiht dem Gestein einen hellbraunen, metallischen Glanz, wie er für die angewitterten Oberflächen charakteristisch ist, frischere Partien (Felsen in Hohlweg NW Königshofen) sind dunkler und härter.

Der Mineralgehalt, wie er sich in fast jedem Schliff präsentiert, ist folgender: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Chlorit, Staurolith und Granat; akzessorisch erscheinen: Disthen, Sillimanit, Andalusit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil und oxydisches Erz. Im Folgenden werden die Minerale kurz beschrieben.

Tabelle 1. Anorthitgehalt der Plagioklase im Staurolithgneis



Die Quarze treten als xenoblastische, selten schwach verformte Körner auf und können bis 0,5 mm ∅ erreichen. Sie sind z. T. parallel „s" ausgewalzt und können von Feldspat umschlossen werden. Die Quarze enthalten ihrerseits Einschlüsse von Muskovit, Biotit, Erz und Zirkon. Die Kristallisation des Quarzes überdauert zeitlich die der Glimmerminerale.

Die Feldspäte sind durchweg Plagioklase und erreichen normalerweise bis 2,5 mm Größe, zeigen Spaltrisse, schmale gutbegrenzte und breite auskeilende Zwillingslamellen und stets eine starke „Füllung" mit einem Serizitfilz. Da außerdem noch reichlich Hämatitschüppchen eingelagert sind, erhalten die Plagioklase eine für den Spessart charakteristische blaßrote bis fleischrote Färbung, die erst bei der Kaolinisierung wieder verloren geht. Die Rotfärbung war der Anlaß, daß die Plagioklase früher als Kalifeldspäte angesprochen wurden. Sie sind aber Andesine, Oligoklase und Oligoklas-Albite, deren Anorthitgehalt von Süd nach Nord abnimmt (Tab. 1). Im Süden (Womburg und Glasberg b. Schimborn) treten Andesine mit 30—37 % An. auf, während nach Norden hin der Anorthitgehalt auf 12—25 % absinkt; hier zeigen sich auch

Albite in größerer Zahl (144 Messungen mit dem U-Tisch, der Meßfehler liegt bei ± 5 % An.). Die oft zu beobachtenden zonargebauten Plagioklase enthalten im Mantel 10—20 % An. mehr als im Kern. Die Feldspäte umschließen ein Grundgewebe von Quarz, Biotit, Muskovit und Erz, auch Apatit und Granat. Auffällig sind die Formen der in den Plagioklasen enthaltenen Quarze, die tropfenförmig, rund, oval oder geschlängelt auftreten und meist gleiche optische Orientierung aufweisen. Deformationserscheinungen wie Brüche und Verbiegungen, bei denen die Risse mit Serizit, Quarz und Biotit verheilt sind, konnten nur lokal beobachtet werden.

Biotit und Muskovit sowie Chlorit sind in allen Schliffen vorhanden, wenn auch in stark wechselndem Anteil. Sie erscheinen als xenoblastische Blätter in „s" eingeregelt, wobei die Biotite und Muskovite manchmal schwach verformt sind. Eine Wechsellagerung von glimmerreichen und glimmerarmen Schichten kann fast überall im Anstehenden gut beobachtet werden. Kleinere Falten werden von den Glimmern polygonal abgebildet. In den langgestreckten Glimmerzügen tritt häufig oxydisches Erz in Form von Leisten auf, die ziemlich genau parallel den s-Flächen eingelagert sind. Pseudomorphosen von sekundärem Erz nach Biotit erscheinen vereinzelt. Biotit ist teilweise mengenmäßig stärker vorhanden als Muskovit. Verwachsungen der beiden Glimmer parallel (001) konnten beobachtet werden. Die charakteristischen Farben des Biotits sind olivgrün bis olivbraun für $n\beta$ und $n\gamma$, sowie gelblich oliv für $n\alpha$. Neben den olivgrünen Biotiten, die für den Paragneis im Spessart die Regel sind, treten auch solche mit braunen und rotbraunen Farben auf. Sie sind regellos über das Gebiet verteilt und können auch noch in den Glimmerschiefern erscheinen. Eine schwächere oder stärkere Umwandlung der Biotite in Chlorit zeigt sich fast überall in Form von lichtgrünen Säumen um die Blättchen und entlang der Spaltrisse. Abgesehen davon findet man häufig eine zweite Generation von Chloriten, die meistens als fächerartige Aggregate vorliegen und quer zu s wachsen. Sie sind völlig unversehrt geblieben. Pleochroitische Höfe in Chlorit und Biotit um Zirkon sind oft zu beobachten.

Fast überall anwesend in diesen Gneisen sind idioblastische bzw. hypidioblastische Körner von Granat, deren Durchmesser bei 1 mm liegt, jedoch auch 5 mm erreichen kann. Die Granate, teilweise als Atollgranate ausgebildet, enthalten Einschlüsse von Quarz, Biotit, Chlorit, Muskovit und Erzaggregaten. Diese Erze besitzen gute Kristallform und sind als Magnetit und Ilmenit zu erkennen. Neben Granaten mit unverlegtem „si" erscheinen auch relativ häufig kleinere und größere Körner mit verlegtem oder rotiertem „si", die Birnenform annehmen können. Glimmer- und plagioklasreiche Zonen werden vom Granat bevorzugt. Er ist in stark verwitterten Gebieten zu rotbraunem weichem Mulm umgewandelt und wird dadurch im Handstück auffälliger. Die Umwandlung zu Chlorit ist besonders im nördlichen Teil des Staurolithgneis-Gebietes sehr stark. Hier erscheinen Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat, die nur noch selten Granatrelikte enthalten.

Eine andere Art seines Auftretens zeigt er in den beiden Steinbrüchen SE Niedersteinbach. Hier wächst er im ganzen Gestein in Form von sehr kleinen, bis 0,3 mm messenden, meist idioblastischen Körnern. In den hier erscheinenden Feldspataugen wurden bis über 100 Granatkörner pro Auge gezählt. Sie werden nicht nur von Feldspat sondern auch von Staurolith und Glimmern regellos umschlossen. Einige dieser kleinen Granate zeigen Rotationsmerkmale. In diesen gefältelten Gesteinen mit

massenhaftem Auftreten von sehr kleinen Granaten wurden niemals größere Granate oder Granatrelikte beobachtet.

Die Staurolithe finden sich im Gestein in Größen von 15 mm Länge und 10 mm Breite. Die idioblastischen bis hypidioblastischen großen Prismen zeigen, auch mit dem bloßen Auge deutlich erkennbar, daß sie keine Einregelung besitzen, sondern quer und sperrig das Gestein durchsetzen, also nachtektonisch gewachsen sind. Zwillingsbildungen nach (232) und (032) sind vorhanden. Der Staurolith umschließt stets unverlegt Quarz, Erzleisten, Granat, Apatit, Zirkon, kleine Glimmer und auch Turmalin. Ebenso wie Granat und Biotit wird auch der Staurolith chloritisiert und in ein Chlorit-Serizitgemenge umgewandelt. Von Quarz wird er korrodiert. Umwandlungserscheinungen kleineren und größeren Ausmaßes am Staurolith sind im ganzen Staurolithgneis zu beobachten und nicht örtlich gebunden.

Die Staurolithführung braucht im Handstück nicht erkennbar zu sein, oft ist sie nur mikroskopisch nachzuweisen, da auch kleine xenoblastische Körner in reichlicher Zahl auftreten. Die Verbreitung des Staurolithes reicht nach Norden bis in die Gegend um Dörnsteinbach und Hofstädten, nach Süden jedoch noch weit über das Kartierungsgebiet hinaus.

Im südlichen Bereich des untersuchten Gebietes konnten die drei Modifikationen des Al_2SiO_5, Andalusit, Disthen und Sillimanit im Staurolithgneis nachgewiesen werden. In einem kleinen, schon von MATTHES (1954) erwähnten Schurf am SW-Hang der Womburg N Schimborn erscheinen die drei Minerale sowohl in pegmatitischen Partien als auch in ihrer unmittelbaren Nähe im Gneis. Makroskopisch erkennbar sind Disthen und Sillimanit; Disthen bildet bis 15 mm große, in der Mitte deutlich blaugefärbte Kristalle, während Sillimanit als weiße Faserbündel (der „Fibrolith" THÜRACHS 1893, S. 125) bis 25 mm Länge auftritt. Alle drei Al_2SiO_5-Polymorphen konnten nicht in ein und demselben Schliff beobachtet werden, doch erscheinen alle drei in ein und demselben Steinbruch zusammen mit Staurolith. Die Dünnschliffe zeigen folgende Mineralparagenesen: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat, Staurolith, Andalusit, Chlorit, Zirkon, Erz und Apatit: oder Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit, Chlorit, Zirkon, Apatit, Erz und Turmalin. Sillimanit zusammen mit Andalusit wurde in einem anderen Schliff beobachtet. Andalusit, Disthen und Sillimanit sind genau wie der Staurolith posttektonisch kristallisiert und zwar fast gleichzeitig mit diesem. Sie zeigen keine Deformation und werden zu Hellglimmer (gelegentlich zu Chlorit) umgewandelt.

Über das Altersverhältnis dieser drei Polymorphen zueinander lassen sich trotz wiederholter Überprüfungen keine anderen Angaben machen, als daß sie unverformt nebeneinander auftreten. Übergänge von Staurolith zu einer der drei Modifikationen sind nicht vorhanden.

Disthen und Sillimanit konnten nur in dem kleinen, oben erwähnten Schurf gefunden werden, während Andalusit auch in einem Hohlwege am Südhang der Womburg, sowie in einem Hohlwege am SW-Hang des Sterzenberges nördl. der Womburg nachgewiesen wurde.

Ein weiterer Bestandteil des Gneises ist der Turmalin, der auf Klüften auftritt oder in Quarzgängen seitlich angereichert ist. Im Gestein erscheint er gern zwischen den Glimmern. Unter dem Mikroskop zeigt er meist Basisschnitte, dunkelgrüne bis blau-

grüne Farbe (Schörl) und einen deutlichen, oft mehrschichtigen Zonarbau, der drei bis sechs Zonen umfassen kann. Im Schliff zeigt er eingelagert häufig Quarz und Erz. Turmalin erscheint eingewachsen in Plagioklas, selten in Granat und Staurolith.

Apatit ist in allen Schliffen anzutreffen, allerdings immer nur in geringer Menge. Er erscheint in Form von runden oder langovalen silbrig glänzenden Scheibchen und ist stets anomal 2-achsig. Man sieht ihn auffällig oft in einzelnen oder mehreren Exemplaren in den s-Flächen liegen. Bewegungen auf diesen Flächen werden durch Zerbrechungen und Zerscherungen bezeugt. Man kann daraus schließen, daß der Apatit wenigstens teilweise vortektonisch kristallisiert ist. Eingelagert erscheint er in Glimmer, Feldspat und Staurolith, sehr selten in Granat.

Zirkon und Rutil sind ebenfalls in jedem Schliffe ständige Begleiter, sie erscheinen meist in Form von gut gerundeten bis kantengerundeten Körnchen oder Säulchen und werden nicht größer als 0,1 mm. Als Einschlüsse kommen sie in allen Mineralen vor und sind besonders deutlich in Biotit und Chlorit, wo sie pleochroitische Höfe hervorrufen. Zirkon erscheint immer klar, während der in geringerer Menge auftretende Rutil meist goldgelb bis bräunlich gefärbt ist.

An oxydischen Erzen, die den größten Teil der Akzessorien ausmachen, erkennt man Ilmenit, Titanit, Magnetit, Hämatit und Limonit, wobei Ilmenit am meisten vertreten ist. Er schiebt sich in Form von schmalen Leisten zwischen die Glimmer, läuft diesen parallel und bildet somit ein frühangelegtes „s" ab. Er zeigt sich in melanokraten und leukokraten Partien und wird von den meisten Mineralen umschlossen. In einigen Schliffen erkennt man Pseudomorphosen von sekundärem Erz nach Biotit. Magnetit ist seltener und oft in Granat eingewachsen. Limonit und Hämatit in Form von Schüppchen und Krümeln mit rot und gelbrot durchscheinenden Farben sind reichlich vertreten.

b) Staurolithfreie Einschaltungen im Staurolithgneis

Das Paragneisgebiet ist in seiner Staurolithführung nicht einheitlich, es treten in verschiedenen Teilen auch staurolithfreie Partien auf, wie z. B. am Südhang der Womburg, im Nordteil des großen Steinbruchs N Mensengesäß und im Gretenberg SE Niedersteinbach. Diese Lagen zeigen meist einen höheren Quarzgehalt und geringere Korngröße, was zu einer mehr plattigen Absonderung führt, während sonst der Gneis in angewittertem Zustand förmlich aufblättert. Da die Staurolithführung im Handstück nicht erkennbar zu sein braucht (oft ist sie nur mikroskopisch nachzuweisen), ist es aussichtslos, mit Feldmethoden staurolithfreie Züge kartieren zu wollen. Die auf der Karte in anderer Signatur (gn) ausgeschiedene Zone südlich des 2. Quarzitzuges enthält keinen makroskopisch sichtbaren Staurolith; mikroskopisch wurden Pseudomorphosen von Serizit und Chlorit festgestellt, die an einigen Stellen dieser Zone gänzlich staurolithfrei waren, an anderen Stellen noch kleine Staurolithrelikte enthielten. Staurolith ist also in diesem schmalen Bereich sekundär fast gänzlich umgewandelt worden.

Der von Gabert (1957) als „Geiselbacher Glimmerschieferzug" bezeichnete Gesteinsbereich zwischen 3. und 4. Quarzitzug ist auf Grund seiner reichen Plagioklasführung besser als Paragneis zu bezeichnen. Dieser Paragneis ist völlig staurolithfrei und wurde daher ebenfalls unter der Signatur (gn) ausgeschieden.

c) Para-Augengneis

Bei sehr grober Sprossung können die Plagioklase dem Gestein stellenweise einen Augengneishabitus verleihen, wie er öfters verstreut über das ganze Staurolithgneisgebiet beobachtet wurde, z. B. Hohlwege W und NE Königshofen, südl. Steinbruch im Gretenberg E Strötzbach, Hohlwege SE Mensengesäß, Hohlweg 1 km E Niedersteinbach u. a. O. Die Plagioklase bilden hier 5 bis 20 mm große Augen, in denen schon mit bloßem Auge Internrelikte von bogen- oder s-förmig angeordneten Glimmerleisten zu erkennen sind. Dicke Glimmerlagen, in denen Granat und Staurolith enthalten sind, umgeben die Feldspataugen mantelartig. Der Übergang zum Normaltyp des Staurolithgneises geschieht allmählich durch Größenabnahme der Plagioklase. Die Augengneiszonen werden selten mächtiger als 2 m und lassen sich im Streichen nur wenige Meter weit verfolgen.

d) „Pegmatitische" Einschaltungen und Quarzgänge

In den Staurolithgneisen erscheinen häufig pegmatitisch ausgebildete Einlagerungen, die selten mächtiger als 30 cm werden und das Gestein sowohl konkordant als auch diskordant durchsetzen können. Sie zeichnen sich durch ihren Reichtum an relativ großgesproßten Feldspäten aus, deren helle Farbe sie deutlich vom dunkleren Nachbargestein unterscheidet. Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit und Turmalin sind die Hauptbestandteile dieser linsig, lagig oder gekrümmt auftretenden Körper, die gern im Schenkel einer Falte beginnen und im Faltenscheitel dicke Knauern bilden. Meist ist eine Quarzlinse von dicken Plagioklasrändern umgeben. Das Ganze wird von grobgesproßtem Biotit und Muskovit umhüllt. Die Turmaline und z. T. auch die Staurolithe sitzen in den plagioklasreichen Partien und sind dort besonders auffällig. Turmalinnadeln erscheinen auch auf Rissen in den Quarzknauern und bilden hier „Sonnen" und strahlige Aggregate.

In der näheren Umgebung dieser pegmatitartigen Einschaltungen ist auch ein reichlicheres Auftreten von Staurolith zu beobachten. Die Plagioklase dieser Pegmatite sind in frischem Zustand fast stets hellrot, manchmal (Steinbruch im Leisberg SE Mensengesäß) fleischrot gefärbt, können bis zu 4 cm große Kristalle bilden und werden durch die Verwitterung in Kaolin umgewandelt, dessen helle Farbe besonders auffällig ist. In zwei Schliffen dieser Pegmatite wurden die Plagioklase näher untersucht; im Südteil des Gebietes, bei Königshofen, wurden Andesine und Oligoklase gefunden, während nördlich des 1. Quarzitzuges, 500 m NE Strötzbach, Oligoklase und Oligoklas-Albite auftreten (s. Tab. 1, Schliff Nr. 14, Königshofen und Nr. 21, Herrenberg). Vergleicht man nun den Anorthitgehalt im normalen Staurolithgneis mit dem der Pegmatite, so ist kein Unterschied feststellbar. Kalifeldspäte wurden nicht gefunden.

Im Hohlweg N Schimborn ungefähr bei Höhenlinie 250 m, wurden aus einem diskordant durchsetzenden pegmatitischen Gang Brocken eines leicht rötlichen Minerals gelöst, das von grobgesproßten Hellglimmern begleitet war. Die mikroskopische Untersuchung ergab eine Paragenese von Quarz, Muskovit, Biotit, Andalusit, Sillimanit, sek. Chlorit und Erz. Biotit, Andalusit (das genannte rötliche Mineral) und Sillimanit

sind in Umwandlung zu Hellglimmer und sekundärem Chlorit begriffen. Andalusit besitzt in etwas dickeren Schliffen deutlich rosaroten Pleochroismus und wirkt bei gekr. Nic. fleckig. Als fasrige Büschel ist Sillimanit in den Andalusit eingeschaltet. Biotit wurde nur vereinzelt in kleinen Aggregaten beobachtet. Wie schon vorher erwähnt, kommen Andalusit, Disthen und Sillimanit in nächster Nähe dieses Fundortes auch im Staurolithgneis vor.

Da, wie schon oben erwähnt, die pegmatitischen Einlagerungen weder im Anorthitgehalt der Plagioklase noch sonst in der qualitativen Mineralführung Unterschiede zum Nebengestein erkennen lassen, sind sie als Exsudate, also **Metatekte,** anzusprechen und tragen damit den Namen Pegmatit zu Unrecht. Sie sind Mobilisationen des Gesteins, die sich nach dem Prinzip der Wegsamkeit auf Klüften und Rissen und in Faltenscheiteln gesammelt haben und nur wegen ihres Reichtums an leukokraten Bestandteilen und wegen ihrer grobblastischen Ausbildung pegmatitisch erscheinen.

Außer den pegmatitischen Einlagerungen erscheinen sehr häufig Quarzgänge, die bis zu 1 m Mächtigkeit erreichen können, meist aber weit darunter bleiben und oft das Gestein in Form von nur 5—20 mm starken Bändern und Schnüren konkordant durchziehen.

Als Gänge durchsetzen sie den Gneis sowohl konkordant wie diskordant und bilden oft ausgeschwänzte Linsen. Während die Quarzgänge sich im ganzen Arbeitsgebiet bis nördlich des 4. Quarzitzuges in großer Menge nachweisen lassen, wird nach Norden hin die Zahl der pegmatitischen Einlagerungen immer geringer. Im Bereich zwischen dem 3. und 4. Quarzitzug sind sie nur noch ganz vereinzelt anzutreffen, nördlich davon erscheinen nur noch Quarzgänge.

3. Amphibolite und Epidotamphibolite (h)

Im Staurolithgneis sowie in den Glimmerschiefern südlich des 3. Quarzitzuges wurden Grüngesteine beobachtet, die Amphibol, Epidot, Plagioklas und Quarz führen und stets im konkordanten Schichtverband zu den umgebenden Gesteinen stehen. Sie erscheinen als linsenförmige Vorkommen im Kartenbild und können bis 50 m Mächtigkeit erlangen. Die mächtigeren Grüngesteinslinsen sind nicht als kompakte Körper ausgebildet, sondern wechsellagern mit dünneren Bändern von Paragneisen und Glimmerschiefern. Ein Linear parallel „B" kann bei derberer Ausbildung des Gesteins manchmal undeutlich werden.

Die teilweise stark epidothaltigen Grüngesteine gehen an der Oberfläche in ein gelbbraunes weiches Gestein über, das bei sehr tiefgründiger Verwitterung schließlich orangerote Farben zeigt (Hohlwege NW Strötzbach, NE und E Niedersteinbach).

Den Hauptteil an der Zusammensetzung des Gesteins haben Hornblende, Plagioklas, Epidot und Quarz, akzessorisch erscheinen Chlorit, Biotit, Apatit, Titanit und Erz. Quarz kann den Plagioklas fast vollständig ersetzen. Nur in einem Schliff konnte Kalkspat gefunden werden, während Granat in keinem Schliff auftrat und nur in einem stark angewitterten Handstück aus der Baugrube der Kirche von Niedersteinbach reihenartig ins Gestein eingelagert war.

Die Hornblenden sind als Idioblasten bis Hypidioblasten ausgebildet und können mit plagioklasreichen Schichten eine Wechsellagerung bilden. Man findet zweierlei

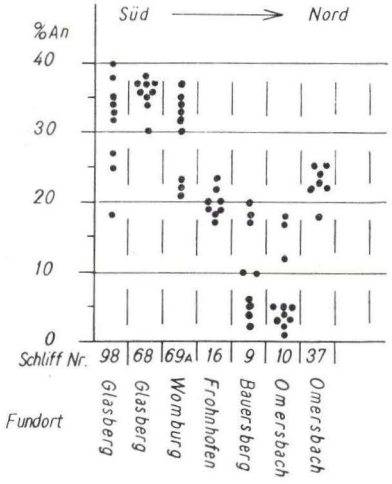
Amphibole in den Grüngesteinen, nach Süden hin häufiger sind solche mit folgenden optischen Eigenschaften:

x — hellgrün	$z > y > x$
y — grün	$z \wedge c \approx 17°—20°$
z — olivgrün	

Nach Norden hin findet man dagegen häufiger einen blaugrünen Amphibol mit den optischen Eigenschaften:

x — hell gelblichgrün	
y — grünlich	$z > y > x$
z — bläulich grün	$z \wedge c \approx 13°—15°$

Tabelle 2. Anorthitgehalt der Plagioklase in den Amphiboliten



Wahrscheinlich handelt es sich um „gemeine Hornblende" im Süden und „aktinolithische Hornblende" im Norden. Augit und Uralit wurden nicht gefunden. Die Amphibole sind unverformt und können sekundär in Biotit, häufiger aber in Chlorit überführt werden. Als Einschlüsse in Amphibolen treten Quarz, Erz, Titanit, Apatit, Epidot, sehr selten Plagioklas auf.

Die Epidote sind im Gegensatz zu den Hornblenden immer xenoblastisch entwickelt, sehr kleinkörnig und enthalten oft kleine Einschlüsse. Sie sind meist in zitronengelben Farben pleochroitisch. Die Epidotführung ist in den einzelnen Vorkommen verschieden stark, NW Strötzbach besteht das Gestein fast vollständig aus Epidot und Quarz, während 1 km WSW Strötzbach fast nur Amphibol und Plagioklas erscheinen. In epidotreichen Gesteinen tritt Plagioklas zurück.

Die Plagioklase sind oft saussuritisiert und erreichen bis 2 mm Größe; Spaltrisse und Zwillingslamellen sind deutlich. Sie enthalten zahlreiche Einschlüsse von Quarz, Amphibol, Epidot, Apatit und Erz und sind nicht deformiert.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase in den Grüngesteinen geht aus Tab. 2 hervor. Im Norden (Omersbach, Wiesenberg bei Dörnsteinbach) erscheinen Oligoklase und Albite mit 6—25 % An., während im Süden (Glasberg und Womburg b. Schimborn) Andesine und Oligoklase mit 25—40 % An. auftreten (62 Messungen mit dem U-Tisch, Meßfehler $\pm$ 5 % An.). Inverser Zonarbau ist häufig zu beobachten.

Quarz ist meist kleinkörnig und etwas undulös. An einigen Stellen (Glasberg W Schimborn, Hohlweg SW Strötzbach) kann er zusammen mit dem Plagioklas einen Lagenwechsel mit Hornblende bilden, sodaß eine grünweiße Bänderung des Gesteins entsteht.

Chlorit erscheint in geringer Menge in allen Schliffen, in größerer Menge konnte er jedoch nur in einem Schliff vom Nordhang des Glasberges W Schimborn zusammen mit Calcit erkannt werden, wo er Pseudomorphosen nach Amphibol bildet. Meist ist er so feinblättrig, daß Deformationen nicht an ihm erkannt werden.

Biotit, z. T. sekundär nach Amphibol, ist nur wenig anzutreffen, auf Handstücken ist er durch die Baueritisierung auffällig und täuscht dem Auge größere Mengen vor als vorhanden sind. Im Nordteil des Gebietes sind deformierte Biotite beobachtet worden. Biotit wird in Chlorit umgewandelt.

Apatit in Form von Scheibchen und länglichen Leisten, z. T. mit Rissen, ist relativ häufig und kann reihenartig angeordnet in Richtung der s-Flächen liegen. Mikroskopisch kleine Einschlüsse in ihm sind häufig, er selbst wird von Hornblende und Plagioklas umschlossen.

Die Titanite, als langovale Körner und Kornaggregate, kommen in Reihen angeordnet ebenfalls sehr häufig vor. Von parallel „s" eingelagerten Ilmenitleisten werden sie umschlossen. Oxydisches Erz ist in den Grüngesteinen immer reichlich zu finden.

Viele kleine Amphibolitvorkommen, z. B. Hohlwege NW, W und NE Königshofen, S und SE Unt.-Krombach sowie E Mensengesäß, wurden wegen allzu geringer Mächtigkeit (5—20 cm) nicht in die Karte aufgenommen. Zwischen dem 2. und 3. Quarzitzug im Bereich westl. der Kahl konnten wegen der starken Waldbedeckung keine Gesteine dieser Art festgestellt werden, doch wurden an der Straßenkurve NE Gr.-Hemsbach beim Felgengraben und am Wege Gr.-Hemsbach nach Kl.-Hemsbach noch Amphibolite bei Begehungen am westlichen Kartenrand gefunden.

Alle Auswertungen ergeben also, daß Grüngesteine mit Hornblende, Epidot und Plagioklas südlich des 3. Quarzitzuges in Glimmerschiefern und Paragneisen vorkommen, stets konkordant auftreten und oft einen mehr oder weniger deutlichen Lagenbau besitzen. Nördlich des 3. Quarzitzuges und südlich der Überschiebung erscheint kein Grüngestein mehr.

4. Die Quarzite und Glimmerschiefer

Nach Norden hin trennt der 2. Quarzitzug die Paragneise von den Glimmerschiefern ab. Durch die Quarzitzüge wird der nördliche Teil des Kartierungsgebietes in drei Bereiche untergliedert, wobei das mittlere Teilgebiet von Paragneisen, die nördlich und südlich flankierenden Gebiete aber von Glimmerschiefern eingenommen werden. Die Glimmerschiefer verschwinden nach Norden hin unter einer Lößbedeckung, aus der dann in der Gegend von Horbach, Albstadt und Michelbach die Gesteine der

„Nördlichen Migmatite" auftauchen. Im Folgenden werden die verschiedenen petrographischen Typen im einzelnen charakterisiert.

a) Quarzite (q)

Der mittlere Bereich des Arbeitsgebietes wird von vier gut verfolgbaren Quarzitzügen verschiedener Mächtigkeit in SW—NE Richtung durchstrichen. Ihre Beständigkeit gegenüber der Verwitterung läßt sie als Härtlinge herausragen und teilweise Felsen bilden. Die Ausbildung ist meist plattig (1—5 cm), doch sind auch Bänke bis 30 cm Mächtigkeit anzutreffen. Die Quarzite zeigen auf den s-Flächen ein stets deutliches Linear und senkrecht dazu verlaufende ac-Fugen. Zwischengelagerte Glimmerschiefer und Quarz-Glimmerschiefer sind häufig. In den Steinbrüchen sind oft gewellte Schichtflächen und Kleinfalten bis dm-Bereich sowie Scherflächen und Ruschelzonen zu beobachten.

In den Schliffen sind folgende Minerale zu erkennen: Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Erz, Zirkon, Rutil und Apatit; in glimmerreichen Lagen tritt noch Turmalin hinzu.

Die Quarze können mit 90 bis 95 % an der Zusammensetzung beteiligt sein und lassen von Süden nach Norden hin deutlich eine Korngrößenabnahme von 1—2 mm auf 1/3—1 mm erkennen (vgl. Taf. 27 Fig. 1—3). Im Süden (1. —2. Zug) erscheinen die Quarze pflasterartig (Fig. 1) und kaum verzahnt, während sie im 4. Quarzitzug eng verzahnt, undulös und gelängt sind und außerdem Böhmsche Streifung aufweisen.

Muskovit durchzieht in Strängen und Leisten das Gestein und steht mit Quarzlagen in Wechsellagerung. In den beiden südlichen Zügen ist Muskovit stets undeformiert, während er nach Norden hin (3. und 4. Zug) eine zunehmende Deformation erkennen läßt, die sich in verbogenen und geknickten Glimmerpaketen äußert. Biotit, der in kleinen Leisten auftritt oder parallel (001) mit Muskovit verwachsen ist, zeigt eine schlechtere Regelung nach s als dieser. Eine Chloritisierung der Biotite ist häufig erkennbar, ebenso eine Bleichung, die meist mit einer Imprägnation durch Erz verbunden ist. Im 3. und 4. Zug sind die Biotite, die sowohl in der rotbraunen als auch in der olivgrünen Varietät auftreten, ebenfalls deformiert.

Granat ist im 1. und 4. Quarzitzug in viel geringerem Maße vorhanden, als im 2. und 3. Zuge. Oft ist er chloritisiert und teilweise in Brauneisen umgewandelt, das sehr weich und von erdiger Beschaffenheit ist und schnell auswittert. Die Granate enthalten meist Einschlüsse von Quarz, Glimmern und Erz, auch kann ein „si" bis zu 90° gegen „se" verlagert sein.

Zirkon und Rutil erscheinen eingewachsen in Quarz oder eingelagert in die Glimmerstränge und können hier reihenartig angeordnet sein. Apatit liegt meist in den Glimmersträngen und ist mit diesen geknickt oder zerbrochen. Turmalin, der nur im südlichsten Zuge nicht festgestellt werden konnte, zeigt olivgrüne bis blaugrüne Farben (Schörl) und ist in den Schliffen senkrecht zum Linear fast stets als Basisschnitt mit Zonarbau anzutreffen.

Die einzelnen Züge weisen außer der verschiedenen Mächtigkeit noch einige Besonderheiten auf.

Der 1. Zug mit einer Mächtigkeit von rd. 80 m keilt südlich Strötzbach aus, erscheint östlich des Kahltales wieder mit 15 m in einer Bachrunse und erreicht nach Osten hin bald wieder seine alte Mächtigkeit. Das Auskeilen ist wohl primär (sedimentär) angelegt, da auch der 2. Zug im Kahltal eine Mächtigkeitsreduktion aufweist. Die Mächtigkeit des 2. Zuges beträgt rd. 180 m. Der Granatgehalt ist lokal sehr hoch (Stbr. S Omersbach), doch sind die Granate meist in Brauneisen umgewandelt oder chloritisiert.

Im 3. und 4. Zuge erscheinen auf den s-Flächen auffällig hellgrüne Bestege, die als Fuchsit (Chromglimmer) angesehen werden und schon von Bücking (1892), Thürach (1893) und Gabert (1957) erwähnt wurden. Fuchsit tritt jedoch nicht nur in diesen beiden Zügen auf, sondern ist auch nördlich und südlich davon anzutreffen, worauf schon Bücking und Thürach hingewiesen haben. Der 3. Quarzitzug ist sehr reich an Glimmerlagen, seine Mächtigkeit liegt bei 100—120 m.

Mit 300—400 m ist der 4. Quarzitzug der Mächtigste. Das Gestein ist meist bankiger, weniger plattig ausgebildet. In den Steinbrüchen dieses Zuges zeigen sich konkordant verlaufende bis 2 m mächtige Zonen, in denen die Quarzite zu Brekzien umgeformt und quarzitisch verkittet sind. Die Bruchstücke haben Nuß- bis Kopfgröße und weisen noch die in alle Richtungen verstellten Lineare auf.

b) Paragneis (gn)

Der zwischen 3. und 4. Quarzitzug befindliche Gesteinsbereich, von Gabert (1957) als „Geiselbacher Glimmerschieferzug" bezeichnet, ist, wie schon erwähnt, wegen seiner reichen Feldspatführung besser als „Paragneis" anzusprechen. Staurolithe oder auch Pseudomorphosen nach Staurolith, die auf einen primär vorhandenen Staurolithgehalt hindeuten könnten, fehlen vollständig. Das Gestein ist dicht, dunkel und plattig und zeigt nicht das papierartige Aufblättern des Staurolithgneises mit großen Glimmern, sondern ist kompakt und kleinkörnig. Falten und Verfältelungen lassen einen Lagenwechsel im Schliff nicht so deutlich erscheinen wie im Handstück. Das Linear ist als feine Runzelung auf den s-Flächen sichtbar.

Die Mineralparagenese zeigt sich wie folgt: Quarz, Plagioklas, Granat, Muskovit, Biotit, Chlorit, Apatit, Turmalin, Zirkon, Rutil und Erz.

Quarz und Plagioklas erscheinen fast in gleicher Menge mit $^1/_3$ bis $^1/_2$ mm Größe. Undulöse Auslöschung und Risse sowie Einschlüsse von Muskovit und Zirkon sind im Quarz häufig. Er ist meist klar, während Plagioklas stets mit einem Serizitfilz durchsetzt ist und Einschlüsse von Quarz, Glimmern und Apatit enthalten kann. Die Plagioklase dieses Bereiches (vgl. Tab. 1, Schliff Nr.: 29; 81; 80.) sind Albite und Oligoklase mit 10—20 % An. (± 5 % An. 29 U-Tischmessungen). Zonargebaute Plagioklase enthalten im Kern Albit, in der Hülle Oligoklas (inverser Zonarbau).

Die idioblastisch bis hypidioblastisch ausgebildeten Granate besitzen Einschlüsse von Quarz, Biotit, Muskovit und Erz. Ihr „si" ist unverlegt gegen „se". Die Granate sind teilweise stark in Chlorit umgewandelt und können randliche Erzkrusten und erzgefüllte Risse führen.

Muskovit und Biotit durchziehen als Stränge das Gestein und bilden kleine Falten polygonal ab. Die Biotite, sowohl in der rotbraunen wie in der olivgrünen Varietät

anzutreffen, werden chloritisiert, wobei die Chloritisierung so stark angreifen kann, daß fast nur noch Muskovit und Chlorit im Schliff erscheinen. Muskovit, Biotit und die sekundären Chlorite, die auch als Fächerchlorite auftreten können, sind schwächer oder stärker gebogen, gestaucht und geknickt, also deformiert.

Auffällig ist, daß in allen Schliffen aus diesem Bereich ein überaus reichliches Auftreten von Apatit festgestellt werden konnte. Er begleitet als Leisten und Körner die Glimmer und ist ebenfalls zerbrochen und von Rissen durchzogen.

Kleinere und größere Turmaline, als Basis- oder Längsschnitte in den Schliffen erkennbar, zeigen Zonarbau und Einschlüsse von Quarz und Erz. Auch hier macht sich eine Deformation bemerkbar, die durch teilweise mit Erz verheilte Risse bezeugt wird. Zirkon und Rutil sind als einzelne, sehr kleine Körner in jedem Schliff anzutreffen.

c) Die Glimmerschiefer (gl)

Die Glimmerschiefer treten im Arbeitsgebiet in zwei Bereichen auf, im Süden zwischen dem 2. und 3. Quarzitzug und im Norden im Areal nördlich des 4. Zuges. Es sind meist granatführende Zweiglimmerschiefer, die alle Übergänge bilden vom Glimmerschiefer bis zum reinen Quarzit. Die Mineralführung gleicht der der Quarzite, nur sind hier Glimmer und Granat in wesentlich höherem Maße beteiligt.

Der südliche Bereich zeigt Gesteine, in denen Falten, Fältelungen und runzlige Oberflächen häufig sind. Quarzgänge in wechselnder Mächtigkeit durchziehen konkordant und diskordant die Schichten. In den Gesteinen bilden Quarze und Glimmer eine gute Wechsellagerung. Die Quarze sind oft noch pflasterartig, können aber auch gelängt und undulös erscheinen und besitzen dann feine Risse.

Muskovit bildet dickere und dünnere Stränge und ist mit Biotit parallel (001) verwachsen. Biotit in olivgrüner und rotbrauner Varietät ist meist in Chlorit umgewandelt oder aber gebleicht und mit Erzstaub durchsetzt. Es erscheinen auch „Querbiotite", die mit ihren Spaltflächen senkrecht oder nahezu senkrecht zu s liegen und Einlagerungen von Erznadeln und Erzstaub besitzen, welche parallel zu s die Biotite durchsetzen. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Biotite einer jüngeren Generation. Desgleichen lassen sich fächerartig gewachsene Chlorite einer jüngeren Generation bemerken, die ebenso wie die Biotite pleochroitische Höfe um Rutil und Zirkon aufweisen. Muskovit, Biotit und Chlorit zeigen Anzeichen einer Deformation, wie Verbiegungen und Knickungen.

Die Granate erreichen im südlichen Glimmerschiefergebiet beträchtliche Größen. Individuen von 15 mm ∅ sind keine Seltenheit, sondern wurden am Hange hinter Försterei Hüttengesäß (500 m NE Brücken) häufig gefunden. Oft enthalten sie Einschlüsse von Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit und Erz und können verlegtes „si" besitzen. Eine Chloritisierung oder eine Umwandlung in Brauneisen ist fast immer zu bemerken.

Von Turmalinen konnten zwei Generationen beobachtet werden. Die Turmaline der ersten Generation sind meistens mit ihrer Längsachse parallel B orientiert, während die jüngeren Turmaline nicht so streng geregelt sind und in wesentlich gröberen Säulchen wachsen. Beide Arten zeigen Zonarbau und sind mitunter geknickt.

Im konkordanten Schichtverband mit den Glimmerschiefern stehen die Grüngesteinslinsen, die bereits beschrieben wurden. Sie sind meist an die Nähe des 2. Quarzitzuges gebunden. In nächster Umgebung der Grüngesteine kann auch in den Glimmerschiefern noch Plagioklas erscheinen, der sonst völlig fehlt. Nur die in geringer Menge auftretenden pegmatitischen Gänge enthalten ebenfalls noch Plagioklas. Eingeschaltet in die Glimmerschiefer sind Vorkommen von ziemlich reinen Quarziten, die sich aber nicht durchverfolgen lassen.

Das nördliche Glimmerschieferareal (Bereich nördl. des 4. Quarzitzuges bis zur Überschiebung) baut sich aus Glimmerschiefern, Quarziten, Phylloniten und Myloniten auf. Den besten Einblick in diese Abfolge erhält man durch die aufgelassenen Steinbrüche an der NE Seite des Kahltales ESE Michelbach. Hier läßt sich von SE nach NW eine deutliche Zunahme der Deformation bemerken, die den Gesteinen ein phyllitisches Aussehen verleiht, mit glänzenden teils glatten, teils buckligen Oberflächen. Die Erzführung wird reicher und macht sich durch eine braune bis braunviolette Färbung des Gesteins bemerkbar, sowie durch eine verstärkte Auskleidung von Fugen und Klüften durch Brauneisen. Sehr häufig sind Ruschelzonen und kleine Verwerfungen zu beobachten. In der Nähe der Überschiebung ist das Gestein sehr stark beansprucht, zeigt kaum noch Schichtung sondern gewinnt ein einheitliches mylonitisches Aussehen.

Die Dünnschliffe aus diesem Gebiet lassen nun folgendes erkennen: In näherer und weiterer Entfernung von der Überschiebungszone sind sämtliche Minerale nachkristallin verformt worden, wobei Granat und Biotit fast vollständig in Chlorit und Brauneisen umgewandelt wurden. Interessant ist hier die Feststellung, daß nicht einmal die späten, neugebildeten Turmaline verschont geblieben sind. Leider fehlen in diesem nördlichen Gebiet die späten fächerartig wachsenden Chlorite, die die Staurolithgneise im Süden charakterisieren und dort noch undeformiert sind. Man kann sie also hier nicht wie die Turmaline zur Feststellung des Alters der Überschiebung benutzen. Doch sind Fächerchlorite mit Deformationserscheinungen im südlichen Glimmerschiefergebiet und im staurolithfreien Paragneis zwischen 3. und 4. Quarzitzug nachgewiesen worden. Damit wäre festzustellen, daß die Überschiebung der Nördlichen Migmatite auf die Glimmerschiefer erst nach der durch die Regionalmetamorphose bewirkten Umkristallisation stattfand (vgl. auch Gabert, 1957 und Plessmann, 1957).

In den Dünnschliffen läßt sich nun die Zunahme der Deformation nach Norden deutlich ablesen. Dicht nördlich des 4. Quarzitzuges sind Quarze (max. 2/3 mm) mit geringer undulöser Auslöschung vorhanden. Sie stehen in Wechsellagerung mit dicken gefalteten Glimmersträngen, die Muskovit, Biotit und kleine, 1 mm messende Granatpseudomorphosen mit verlegtem „si" führen. Die Biotite sind chloritisiert oder gebleicht und ebenso wie die Muskovite gestaucht und geknickt. Die Granate sind in ein Chlorit-Serizitgemenge umgewandelt und mit Brauneisen gefüllt. Häufig treten kleine Turmaline auf, die von Rissen durchzogen sind. Apatit und Zirkon erscheinen akzessorisch.

Nach Norden hin zeigen die Quarze eine Korngrößenabnahme auf 1/3 — 1/5 mm, die undulöse Auslöschung wird sehr stark. Die Quarze sind ausgelängt und teilweise zerbrochen, sehr häufig beobachtet man Böhmsche Streifung. Die Glimmer bilden zwar noch Lagen, doch sind sie stärker deformiert, z. T. verschmiert und mit Erzstaub

durchsetzt. Akzessorien wie Apatit, Zirkon und Turmalin verschwinden. Die Glimmerschiefer gehen in Phyllonite über (Taf. 27 Fig. 2 und 3).

Die Nähe der Überschiebung macht sich kenntlich durch eisenerzgetränkte Zonen, in denen Quarze und Glimmer zu einer feinkristallinen Masse verschmiert sind, in der noch gröbere Brocken des Altbestandes schwimmen. Diese mylonitischen Zonen nehmen in Richtung auf die Überschiebung an Zahl zu und werden schließlich kaum noch von Glimmerschiefern und Phylloniten unterbrochen. Das Linear ist nicht mehr erkennbar.

Einige als Linsen ausgeschiedene Quarzitvorkommen nördlich des 4. Zuges könnten evtl. einem 5. Quarzitzuge angehören, der dann vom Kahltal nach NE bis in die Gegend E Horbach verlaufen würde. Die starke Waldbedeckung ermöglichte jedoch keine genaue Grenzziehung.

Am NE-Ausgang von Horbach, in Richtung Großenhausen, wurde durch eine Scheuneneinfahrt ein kleines Amphibolitvorkommen freigelegt, das in Quarzglimmerschiefer phyllitischen Aussehens eingepreßt ist. Da im nördlichen Glimmerschiefergebiet keine Amphibolite mehr auftreten, wohl aber dicht nördlich der Überschiebung in den Migmatiten, ist anzunehmen, daß hier ein Amphibolitpaket der Nördlichen Migmatite bei der Überschiebung eingequetscht wurde. Dieser Aufschluß liegt also schon im direkten Bereich der Überschiebung, die sonst nicht aufgeschlossen gefunden wurde. Der Amphibolit ist so stark verwittert, daß er keine Schliffe zuläßt, während die Quarzglimmerschiefer gelängte undulöse Quarze in Wechsellagerung mit Glimmersträngen zeigen.

Die Glimmerschiefer des südlichen und nördlichen Bereichs bilden also eine Abfolge von Quarziten und Glimmerschiefern in allen Übergängen, die auch noch im Nordteil bis dicht zur Überschiebung hin früher Biotit sowie Granat führten, wie die Granatpseudomorphosen und die chloritisierten und gebleichten Biotite beweisen. Die Gesteine sind verfaltet und verschuppt und im Norden durch die Überschiebung stark in Mitleidenschaft gezogen. Sie sind dabei diaphthoritisch zu Quarz-Muskovit-Chlorit-Phylloniten umgeprägt worden.

5. Nördliche Migmatite (mg)

Zwischen Michelbach und Horbach wurden in mehreren Aufschlüssen Gesteine, Biotitgneise und Amphibolite, gefunden, die allein im Aussehen schon so stark von den südlich angrenzenden Glimmerschiefern abweichen, daß eine Verwechslung unmöglich war.

Auch die Mineralvergesellschaftung des Biotitgneises mit Plagioklas, Mikroklin, Orthoklas, Quarz, Biotit, Granat, Apatit, Graphit (KRUMME, 1940, S. 375 ff.) zeigt hier deutlich einen Metamorphosehiatus zwischen Nördlichen Migmatiten und nördlichen Glimmerschiefern (vgl. GABERT, 1957).

In einem Baugrubenaufschluß in Horbach wurden von Apliten injizierte Amphibolite beobachtet, ein Vorgang, der sonst im ganzen Kartierungsbereich nicht mehr gefunden werden konnte.

6. Das Deckgebirge

In der Umgebung von Geiselbach, Omersbach und Hofstädten ist ein Überrest des sonst im Arbeitsgebiet abgetragenen Deckgebirges erhalten geblieben. Rotliegendes, Zechstein und Unterer Buntsandstein zeigen eine halbschüsselförmige, bis zu 10° nach NE einfallende Lagerung (s. BÜCKING, Erl. zu Blatt Bieber) und werden durch die Geiselbacher Störung gegen das Grundgebirge abgesetzt.

Südlich Geiselbach wurden in den Äckern oft Nester von Baryt und Brauneisenstein gefunden, aber nicht in der Karte festgehalten. Baryt als Bestege von Kluft- und Schichtflächen des Grundgebirges ist in der Geiselbacher Gegend häufig zu finden.

7. Basalt (B)

Ein schon von BÜCKING erwähntes Basaltvorkommen befindet sich bei Jagenzahl 13 am SW-Hang des Dickersberges 1,3 km S Horbach. Anstehendes Gestein wurde nicht gefunden, doch ist bei der Anlage eines Waldweges Material zutagegetreten, das in dem Steinbruch am Talwege nicht zu finden war. Es ist möglich, daß sich das Vorkommen noch bis zur gegenüber liegenden Talseite erstreckt, da dort noch vereinzelt Lesesteine von Basalt gefunden wurden. Es handelt sich um einen teilweise stark angewitterten Basalt, der schon mit bloßem Auge Olivinkristalle und Nebengesteinseinschlüsse erkennen läßt. Im Schliff zeigen sich bis 2 mm große Olivine, Augitnadeln mit Zwillingsbildung nach (100) und Durchkreuzungszwillingen, sowie Nebengesteinseinschlüsse, die teilweise schon umgewandelt sind, oft aber noch deutlich einen feinkörnigen, stark gelängten Quarzit erkennen lassen. Die dunkle, glasige Grundmasse ist reich an Erzkörnchen.

8. Basischer Gang

Am Südrand des Kartierungsgebietes wurde der von BÜCKING auskartierte „Wakkengang" wiedergefunden, wegen seiner geringen Mächtigkeit jedoch nicht in die Karte aufgenommen. Er durchsetzt in einer Mächtigkeit von 30—80 cm diskordant die Staurolithgneise, schwenkt auch einmal auf Schichtflächen ein und läuft einige Meter konkordant, um bald wieder senkrecht nach oben zu drängen. In den Hohlwegen nördlich und nordöstlich Königshofen ist er am besten aufgeschlossen.

Nördlich Königshofen durchsetzt er senkrecht die mit Str. 50°, F. 40° SE verlaufenden Staurolithgneise und zeigt eine hellgraue bis hellbraune Farbe. Das Gestein ist weich und zerreiblich und läßt an den Seiten des Ganges spindelförmige Blasenräume erkennen, die leer oder mit erdigem Brauneisen gefüllt sind. Mikroskopisch ist nur Kaolinit mit reichlich Erz zu erkennen.

Auch im Hohlweg NE Königshofen, wo aus dem Gang noch etwas härtere Gesteinskugeln gelöst wurden, war die Umwandlung schon vollkommen. Der Gang ließ sich nach Osten hin mit Unterbrechungen bis an den Rand des Kartierungsgebietes verfolgen und ist an kleinen Störungen laufend etwas nach Süden versetzt. Das Alter des Ganges ist unbekannt.

IV. Tektonik

S. V. BUBNOFF (1926) hat für das südliche Spessartkristallin zwei verschiedenaltrige Bewegungsphasen abgeleitet und nimmt daher eine „Doppeltektonik" an. Das Gebiet der Quarzite und Glimmerschiefer im Norden wird von ihm als eine „isoklinal gefaltete Masse mit durchgehendem ENE-Streichen und NNW-Fallen" betrachtet, der ein einheitlicher, nicht doppelter Bauplan wie im Süden zugrunde liegt.

Eine gegensätzliche Meinung wird von L. KORN (1932) vertreten, die auf Grund des Fehlens zweier sich kreuzender Lineare eine Doppeltektonik ablehnt; sie betrachtet das Linear als das konstante Element im Grob- und Feingefüge. Nach L. KORN ist nur ein Bewegungsplan erkennbar, daher sind auch das Quarzit- und das Staurolithgneisgebiet tektonisch nicht zu trennen.

S. MATTHES (1954) schließt sich der Meinung L. KORNS an und führt alle Erscheinungen, sowohl Faltentektonik wie progressive und regressive Metamorphose, auf einen einzigen großen Bewegungsplan zurück.

Die vom Göttinger Geologischen Institut durchgeführten Kartierungen im Nordspessart bieten dagegen ein weitaus differenzierteres Bild. GABERT (1957), MURAWSKI (1957) und PLESSMANN (1957) konnten zeigen, daß der Höhepunkt der Regionalmetamorphose nach der Haupttektonik lag. Diese nachtektonische Kristallisation wurde von BEDERKE (1957) als „Spessartkristallisation" bezeichnet. Erst nach der Regionalmetamorphose wird die Serie der Nördlichen Migmatite auf die Quarzit-Glimmerschieferserie aufgeschoben, diese Aufschiebung bewirkte in den Glimmerschiefern eine starke postkristalline Deformation, sowie eine starke Diaphthorese, deren Intensität nach Süden hin ausklingt. Die hier vorliegende Neukartierung unterstreicht noch die bisher gewonnenen Ergebnisse.

Bevor nun auf die Tektonik der einzelnen Bereiche des Arbeitsgebietes eingegangen wird, sei hier eine kurze Beschreibung der im Gelände beobachteten Flächen- und Achsengefüge gegeben. Die s-Flächen sind fast stets mit dickeren oder dünneren Glimmerbestegen versehen, die das Linear in Form von Runzeln und Rillen tragen. Auch parallel dem Linear angeordnete Glimmerleisten und Turmalinnadeln sind erkennbar. Wo, wie in ziemlich reinen Quarziten, die Glimmerführung gering ist, erhalten die s-Flächen der Gesteine eine leicht stengelige Struktur, die ihnen ein holzartiges Aussehen verleiht. (Vgl. BÜCKING, 1892, S. 95). Falten und Verfältelungen von mm-, cm- und dm-Bereich verlaufen parallel dem Linear. Oft genau senkrecht dazu stehen die ac-Klüfte (Taf. 27 Fig. 4) die besonders gut in den Quarziten zu beobachten sind.

Nun zur Beschreibung der einzelnen Bereiche: Im Südteil des Arbeitsgebietes läßt sich im Staurolithgneis eine ungefähr E-W—streichende sattelartige Aufwölbung bemerken, gegen die von Süden her ein nordvergenter, von Norden her ein südvergenter Kleinfaltenbau gerichtet ist. Die Nordvergenz im Süden ist in den Hohlwegen N Schimborn und Königshofen sehr gut zu beobachten. Südvergente Kleinfalten von dm- bis m-Bereich sind dagegen im gesamten Kartierungsgebiet nördlich der Linie Gunzenbach-Mensengesäß-Unt.-Krombach in fast jeden Aufschluß anzutreffen.

Der Scheitel der Aufwölbung verläuft nun aber nicht parallel dem Streichen der Quarzitzüge mit 40°—65°, sondern zieht vom Gickelstanz (Berg SW Mömbris) nach Osten bis zur Höhe des Hasselberges zwischen Königshofen und Unt.-Krombach, ent-

sprechend einer Streichrichtung von 80°. Der Gickelstanzberg läßt nun von 130° über 170° nach 5° schwenkendes Streichen erkennen mit NE—E-fallenden Schichten und nach SE abtauchendem Linear, eine Art umlaufendes Streichen. Am Nordhang des Glasberges W Schimborn erscheinen in den Aufschlüssen schon wieder flach N-fallende

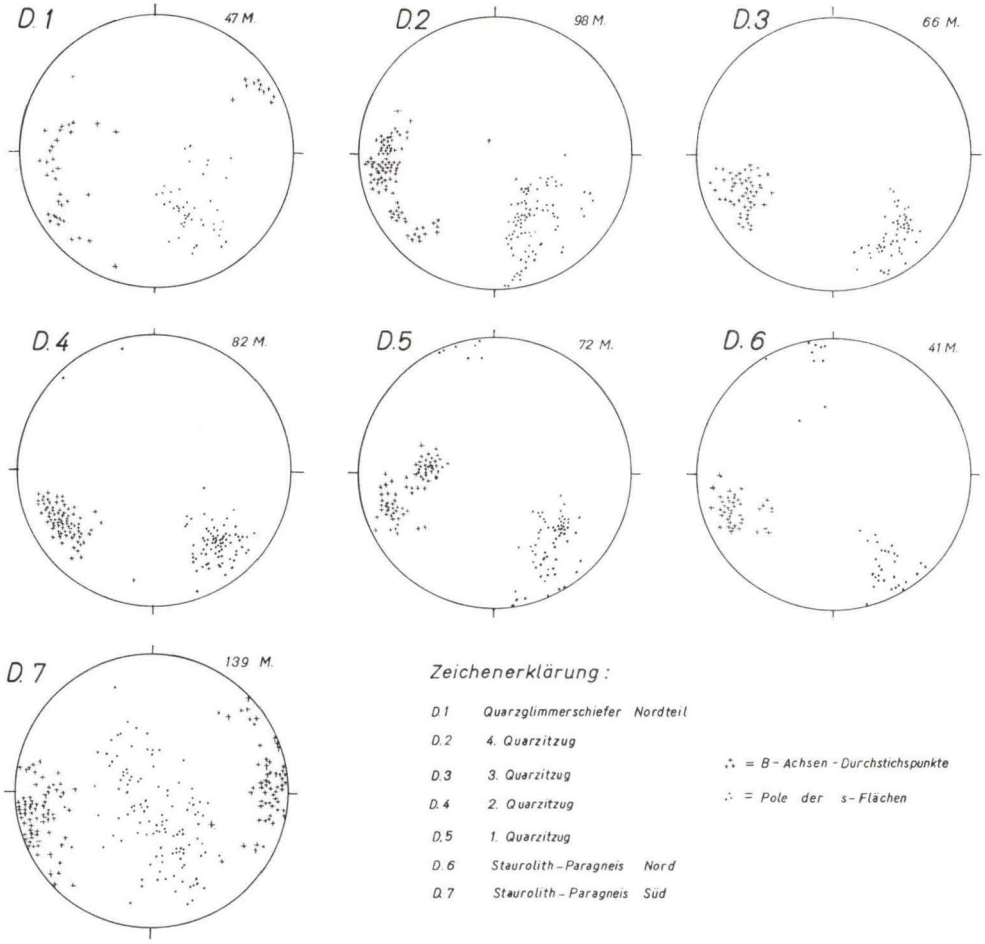
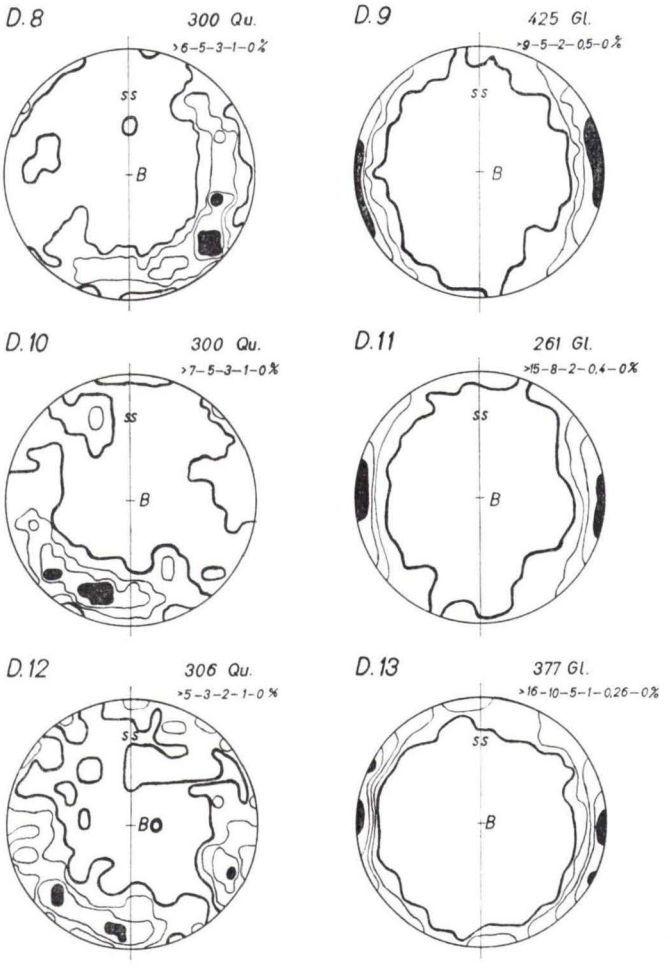


Abb. 2. Synoptische Sammeldiagramme $D_{.1}$—$D_{.7}$

Schichten, allerdings mit NE—E abtauchenden Linearen. Der weitere Verlauf nach Westen hin ist unklar. Der von Unt.-Krombach (Ostrand der Karte) nach SSW auf den Hasselberg führende Hohlweg enthält Staurolithgneise, die 10°—35° streichen, W—NW fallen und nach W abtauchende Lineare besitzen. Hier wäre also die Nordflanke der Aufwölbung zu finden.

Der Zickzackhohlweg E Mensengesäß, der auf die Buchberghöhe führt, enthält 60°—80° streichende Gneise mit flachem NW-N-Fallen und flach nach W abtauchen-

den Linearen. Je mehr sich das Streichen der 80° Richtung nähert, desto flacher tauchen die Lineare ab, z. T. liegen sie schon ganz in der Horizontalen. Ähnliche Erscheinungen wurden auch in dem Hohlweg NE Mensengesäß beobachtet, nur daß



D.8 und D.9 — 3.Quarzitzug Schliff 41 D.10 und D.11 — 2.Quarzitzug Schliff 39

D.12 und D.13 — 1.Quarzitzug Schliff 20

Abb. 3. Diagramme $D_{.8}$—$D_{.13}$

hier die Streichwerte zwischen 80° und 90° schwanken und bei 40°—60° N-fallenden Schichten schon ENE-fallendes Linear auftritt.

Das Sammeldiagramm D. 7 faßt die Flächen- und Achsengefügedaten aus dem Bereich des Staurolithgneises südlich des 1. Quarzitzuges zusammen. Betrachtet man nun einmal die geologisch-tektonische Karte näher (Taf. 26) stellt man fest, daß das

B im Bereich des Diagrammes D. 7 völlig unabhängig von der Lage der s-Flächen nahezu konstant in etwa 80° Richtung streicht. Je nachdem ob es einen großen oder kleinen Winkel mit der Streichrichtung der s-Flächen bildet, fällt es steil oder flach. Mit gewissem Vorbehalt kann man also aus der gleichbleibenden Richtung des Linears trotz des umlaufenden Streichens der Flächenelemente in diesem Teilgebiet auf ein jüngeres Alter des Linears schließen. Demnach dürfte das Linear erst nach der Entstehung des Großbaues geprägt worden sein.

Die weitreichende Bedeutung dieser Feststellung wird klar, wenn man bedenkt, daß im petrographischen Teil der Arbeit das Verhältnis zwischen Deformation und metamorpher Umkristallisation bezogen auf das Linear dargestellt worden ist. Hierauf wird im nächsten Kapitel nochmals zurückzukommen sein.

In D. 6 sind die Gefügedaten des nördlichen Gneisgebietes (zwischen 1. und 2. Quarzitzug) dargestellt. Hier treten keine E-fallenden Lineare mehr auf, da sich dieser Bereich bereits weit nördlich der Aufwölbung befindet.

Das Diagramm des 1. Quarzitzuges (D. 5) läßt gleich zwei B-Achsenmaxima erkennen, was wohl auf die starke Verstellung der Schichten durch die Störungen zurückzuführen ist.

Die Diagramme des 2. und 3. Quarzitzuges (D. 4 und D. 3) sind fast einheitlich, auffällig sind ebenso wie im 1. Zug die z. T. ziemlich steil nach W abtauchenden B-Achsen, worauf schon W. Plessmann (1957) aufmerksam machte (W-Rand des Gebietes, vgl. Karte).

Der 4. Quarzitzug (D. 2) zeigt eine auffällige Streuung sowohl der s-Flächenpole wie auch der B-Achsendurchstichpunkte. Die beiden kleinen, im SE-Quadranten gelegenen Maxima wurden aus den Messungen in den Steinbrüchen des Kreuzberges N Geiselbach erlangt, der sehr nahe der Geiselbacher Störung liegt.

Im nördlichen Quarzglimmerschiefergebiet (D. 1) treten wieder NE-fallende Lineare auf, worauf schon Gabert (1957) hingewiesen hat. Der Streubereich ist sehr groß, und ein eindeutiges Beta ist nicht zu erlangen.

Die Diagramme D. 8 bis D. 13 zeigen Quarzachsen- und Glimmermessungen der ersten drei Quarzitzüge. Die Diagramme der Glimmer ergeben, daß die Anordnung der Glimmerblättchen größtenteils parallel den Schichtflächen (ss) erfolgte und daß eine, wenn auch unvollständige, Gürtelbildung vorhanden ist. Die Quarzdiagramme entsprechen denen der Glimmer mit unvollständigen Gürteln.

Das auf den Schichtflächen sichtbare Linear, welches schon durch die Diagramme D. 1—D. 7 den herrschenden B-Achsen zugeordnet werden konnte, ist also auch durch die Gefügeregelung als echtes „B" bewiesen.

Gabert (1957) faßt auf Grund des mit 30°—40° SW-fallenden Achsenstreichens, der Kleinfalten gleicher Achse, der Fuchsitführung im 3. und 4. Quarzitzug und auf Grund der Verschmälerung der Gesteinszone zwischen 3. und 4. Quarzitzug nach Westen hin, dieses Gebiet als einen nach Westen abtauchenden Sattel auf. Die Auskartierung ergab jedoch nie einen Sattelschluß, der ja in Bezug auf das Abtauchen noch im Bereich östlich der Kahl zu finden sein müßte. Vielmehr zeigte sich ein stets mehr oder weniger paralleler Verlauf der beiden Züge, die auch noch westlich der Kahl im Arbeitsgebiet von Plessmann (1957) nebeneinander liegen. Das Vorkommen von Chromglimmer (Fuchsit) ist nicht auf den 3. und 4. Quarzitzug beschränkt;

BÜCKING (1892) und THÜRACH (1893) wiesen ihn u. a. noch im 2. Zuge sowie nördlich des 4. Zuges nach.

Im ganzen Gebiet nördlich der Aufwölbung ließen sich sowohl in den Quarziten wie in den Glimmerschiefern südvergente Isoklinalfalten von m- bis dm-Bereich mit W-fallenden Achsen nachweisen. Tektonische Wiederholungen sind also tatsächlich vorhanden. Die von vielen streichenden Störungen und Ruschelzonen durchsetzten Steinbrüche im Quarzit und im Glimmerschiefer und die beobachteten Isoklinalfalten lassen nun das Bild eines in sich verschuppten Faltenbaus mit südvergentem Bewegungssinn erstehen.

V. Ablauf der Metamorphosevorgänge

Im petrographischen Teil der Arbeit ist bereits auf das Verhältnis zwischen gefügeprägender Durchbewegung und metamorpher Umkristallisation eingegangen worden. Die Kristallisationsfolge der Minerale wurde bezogen auf die Durchbewegung, die die B-Achse prägte. Die Tabelle 3 gewährt nun einen Überblick über das Relativalter der häufig auftretenden Minerale im Bereich der Staurolithgneise. Zusätzlich ist zu bemerken, daß die drei Al_2SiO_5-Modifikationen, die im Südteil des Staurolithgneisgebietes gefunden wurden, fast gleichzeitig mit dem Staurolith kristallisiert sind. Aus Tab. 3 ist weiterhin zu entnehmen, daß die Kristallisation zwar während der Durchbewegung einsetzte, diese aber weit überdauert.

Wie im Kapitel Tektonik bereits ausgeführt wurde, scheint das Linear unabhängig vom Großbau geprägt worden zu sein. Sollte diese Deutung den Tatsachen entsprechen, so muß man annehmen, daß die metamorphe Umkristallisation sowohl den Großbau als auch die späteren Sekundärgefüge-prägenden Durchbewegungen weit überdauerte. Mit anderen Worten, diese Kristallisation ist im wesentlichen unter statischen Bedingungen erfolgt, wie bereits BEDERKE (1957, S. 12) ausführte.

Die von S. MATTHES (1958, S. 323—324) aufgeworfene Frage der Gleichzeitigkeit von thermischer progressiver Metamorphose und tektonischer Durchbewegung dürfte damit hinlänglich beantwortet sein. Es sei hier noch in Parenthese hinzugefügt, daß die selten beobachtbaren lokalen postkristallinen Deformationen auf späte Bewegungen zurückgeführt werden müssen, also Bewegungen, die jedem Kristallingebiet eigen sind, hier z. B. die Aufschiebung der Nördlichen Migmatite.

Das Studium des Verhältnisses zwischen Deformation und Kristallisation ermöglicht es, nun auch für jedes einzelne Teilgebiet repräsentative Paragnesen aufzustellen. Dabei ist besonders auf sämtliche sekundäre Mineralumwandlungen zu achten, gleichgültig ob sie durch eine spätere abnehmende Temperatur im Verlauf der Metamorphose (retrograde Umwandlung) oder durch eine nachträgliche Durchbewegung (Diaphthorese und Phyllonitisierung) veranlaßt sind.

Betrachten wir nun einmal die Paragenesen der pelitisch-psammitischen Reihe, so stellen wir zwei kritische und voneinander räumlich getrennt auftretende Mineralassoziationen fest. Diese sind im Norden (nördl. des 2. Quarzitzuges):

Muskovit — Biotit — Granat — Albit/Oligoklas — Quarz; im Süden (südl. des 2. Quarzitzuges):

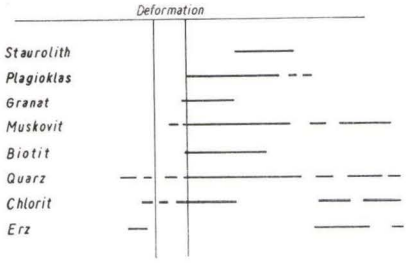
Muskovit — Biotit — Granat — Staurolith — Oligoklas/Andesin — Quarz. Parallelverlaufend dazu findet man in den Amphiboliten häufig die Paragenese:

Blaugrüne Amphibole — Albit/Oligoklas im Norden und grüne Hornblende — Oligoklas/Andesin im Süden.

Man kann also ein Ansteigen des Anorthitgehalts in den Plagioklasen mit fortschreitender Metamorphose von N nach S hin beobachten, wie es im allgemeinen auch von anderen Gebieten bekannt ist (vgl. BEDERKE, 1948, S. 33). Gleichzeitig bietet sich hier eine Erklärung für das Auftreten von Plagioklasen mit inverser Zonarstruktur im Arbeitsgebiet, die also auf eine Temperaturzunahme während der Metamorphose zurückgeführt werden können, worauf ebenfalls BEDERKE (1948) hingewiesen hat.

Tabelle 3

Umkristallisationsfolge
der häufig vertretenen Minerale im Staurolithgneis



Aus den oben angeführten kritischen Mineralparagenesen kann nun gefolgert werden, daß die Metamorphose im Norden etwa der oberen Grünschieferfazies und die im Süden der niedrigsten Almandin-Amphibolitfazies (nach Turner & VERHOOGEN, 1960) entspricht. Das Auftreten der drei Al_2SiO_5-Polymorphen ganz im Süden des Untersuchungsgebietes könnte für eine weitere Zunahme nach Süden hin sprechen. Doch muß man aus dem noch eindeutig stabilen Auftreten von Staurolith zusammen mit Andalusit, Disthen und Sillimanit annehmen, daß die obere Grenze der Staurolith-Almandin Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies auch hier nicht überschritten worden ist (vgl. TURNER & VERHOOGEN, 1960, S. 548—549).

Die häufig beobachteten Umwandlungen von Al_2SiO_5-Modifikationen, von Staurolith, Granat, und Biotit in Hellglimmer und Chlorit, sowie die späte Neubildung der fächerartigen „Querchlorite" im Staurolithgneisgebiet fast ohne Beteiligung späterer Durchbewegungen spricht eindeutig für normale retrograde Metamorphose bei absinkender Temperatur. Im Gegensatz hierzu findet man Mineralumwandlungen und Neubildungen im Norden des Arbeitsgebietes, die sicher z. gr. Teil durch späte Durchbewegungen hervorgerufen sind. Die hier beobachtete weitgehende Umwandlung von Granat und Biotit in Chlorit ist teilweise gleichzeitig mit einer späteren Durchbewegung erfolgt. Diese Durchbewegung steht mit der Aufschiebung der Nördlichen Migmatite im Zusammenhang. Man findet regelrechte stufenweise Übergänge von kaum ver-

formten Granatglimmerschiefern zu stark mylonitisierten Muskovit-Chlorit-Phylliten (Diaphthorese und Phyllonitisierung; vgl. Taf. 27 Fig. 1, 2 und 3).

Die aufgeschobenen Migmatite mit ihrer Plagioklas-Mikroklin-Orthoklas-Quarz-Biotit-Apatit-Graphit-Paragenese (KRUMME, 1940) stehen, mineralfaziell betrachtet, in starkem Kontrast zu den überschobenen Phylloniten. Da sämtliche Minerale der Glimmerschiefer-Quarzitserie durch diese Überschiebung stark in Mitleidenschaft gezogen worden sind, muß man annehmen, daß diese Bewegung erst nach der Metamorphose stattfand. Sie ist andererseits älter als das Oberrotliegende, das die Aufschiebungsbahn ungestört überdeckt.

VI. Ausgangsgesteine und stratigraphische Einordnung

Die Gesteine des untersuchten Gebietes zeigen einen deutlichen Lagenbau, der sowohl in den Paragneisen als auch in Hornblendegesteinen, Glimmerschiefern und Quarziten stets sichtbar ist. Besonders in den Quarziten ist ein Wechsel von glimmerarmen und glimmerreichen (dann meist granatführenden) Lagen gut erkennbar. Der allmähliche, nicht krasse Übergang vom Gneis zum Quarzit und vom Quarzit zum Glimmerschiefer läßt erkennen, daß hier ein sedimentär angelegter Gesteinsverband vorhanden ist.

Auch die Epidot- und Amphibolitführenden Gesteine weisen konkordante Einschaltungen von Gneisen auf, werden von quarzreicheren Lagen durchzogen und stehen somit im konkordanten Verband mit den umgebenden Gesteinen.

Die Wechsellagerungen lassen deutlich erkennen, daß das Schieferungs-s dem Schichtungs-s parallel läuft und ihm entspricht. Merkmale, wie Schrägschichtung, die tieferen Einblick in die Lagerungsverhältnisse ergeben könnten, sind nicht mehr sichtbar.

Als Ausgangsgesteine der Gneise und Glimmerschiefer sind Grauwacken und tonreiche Sedimente anzunehmen, die von Sandsteinpaketen, den späteren Quarziten überlagert wurden. Konglomerate, wie sie an der Basis der Quarzitzüge (Südgrenze der Quarzite bei Annahme normaler Lagerung) hätten auftreten können, wurden nicht beobachtet. Die Hornblendegesteine könnten auf vulkanogene Horizonte zurückgeführt werden, evtl. Tuffite, da sie meist auch eine Wechsellagerung zeigen und konkordant eingeschaltet sind.

Die primären Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte sind naturgemäß schwer zu schätzen, da das ganze Gebiet Verfaltungen und Verschuppungen kleineren und größeren Ausmaßes besitzt. Die hier angegebenen Werte sind daher nur grobe Schätzungen:

Staurolithgneis—ca. 500 m
1. bis 4. Quarzitzug mit Gl.-Schiefern und Gneisen—ca. 1200 m
Nördliches Glimmerschiefergebiet—ca. 500 m.

Diese Gesamtmächtigkeit von ungefähr 2200 m erscheint gering, wenn man sie mit der Ausstrichbreite der gesamten Abfolge auf der Karte vergleicht.

Die stratigraphische Einordnung der vorliegenden Serien ist wegen des vollständigen Fehlens von Fossilien sehr erschwert. MATTHES (1954), BEDERKE (1957) und GA-

BERT (1957) vergleichen die Quarzite und Glimmerschiefer mit den „Frauenbachquarziten" v. GAERTNERS (1950) in Thüringen, die tiefordovizisches Alter besitzen und in der streichenden Fortsetzung der Spessartgesteine liegen.

Die Staurolithgneise im Liegenden der Quarzitserie werden mit denen des Ruhlaer Gebietes verglichen und hätten als normales Liegendes der ordovizischen Quarzitserie ein kambrisches Alter.

Eine altersmäßige Zuordnung der Quarzitserie zu den Taunusquarziten ist jedenfalls nicht gegeben. BEDERKE (1957) schreibt: „. . . Nun scheidet aber der Taunusquarzit nach unserer heutigen Kenntnis der Paläogeographie des Devons bald aus. Die Rekonstruktion seines Sedimentationsraumes von W. Kegel (1950) und Wo. SCHMIDT (1952) lassen ihn am Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle BRINKMANNS (1948) enden, und der kristalline Vorspessart ist ein integrierender Bestandteil dieser Schwelle."

Die im Hangenden der Quarzitserie liegenden und auf diese überschobenen migmatitischen Gneise mit den eingeschalteten Amphiboliten und Graphitquarziten sind als metamorphes Algonkium anzusprechen.

Schriftenverzeichnis

BEDERKE, E.: Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge. — Geol. Rdsch., **26**, 1935.
— Zur Struktur und Entstehungsgeschichte kristalliner Schiefer. — Nachr. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., Göttingen 1948.
— Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. — Geol. Rdsch., **41**, 1953.
— Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1957.
BRAITSCH, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1957.
— Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1957.
BUBNOFF, S. v.: Studien im SW-deutschen Grundgebirge. II. Tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorspessarts. — N. Jb. Min., Beil. Bd., **3**, 1926.
— Geologie von Europa. II. 1. Berlin 1930.
BÜCKING, H.: Der nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, 1892.
— Das Grundgebirge des Spessarts. — Jb. preuß. geol. L.-A., 1889.
CHATTERJEE, N. D.: Die Lamprophyre des Spesasrts und das Lamprophyrproblem. — Nachr. Akad. Wiss., Göttingen, II. Math. Phys. Kl. Nr. 1, 1959.
— Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **111**, 1960.
DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Quarz-Feldspat-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948.
FABIAN, R.: Die Metamorphose devonischer Phyllite im Altvatergebirge. — Chemie der Erde. Z. chem. Min., Petrogr., Geol. u. Bodenk., **10**, H. 3, 1936.
GABERT, G.: Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1957.
GAERTNER, H.-R. v.: Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb., **65**, 1950.
KLEMM, G.: Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Darmstadt 1895.
KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des Thüringer Waldes. — Min. Petr. Mitt., **51**, 1939.

KORN, L.: Tektonische und gefügekundliche Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **43**, 1932.

KRUMME, O.: Die Gesteine der nördlichen Gneiszone des kristallinen Spessarts. — Senckenbergiana, **22**, 1940.

MATTHES, S.: Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **8**, 1954.

— & KRÄMER, H.: Die Amphibolite und Hornblendegneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre petrogenetische Stellung. — N. Jb. Mineral., Abh., **88**, 1955.

— Zur Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im mittleren Vorspessart. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, Wiesbaden, 1958.

MOSEBACH, R.: Petrographische Studien im Kristallin des Spessarts. 4. Untersuchungen an Feldspäten des kristallinen Spessarts. — Senckenbergiana, **20**, 1938.

— Petrographische Studien im Kristallin des Spessarts. 5. Pegmatite und deren Mineralien. — Senckenbergiana, **20**, 1938.

MURAWSKI, H.: Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., **4**, 1954.

— Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1957.

— Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, 2. Teil, 1958.

PLESSMANN, W.: Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessarts. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1957.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. u. II. Wien-Innsbruck 1948 u. 1950.

SCHMIDT. W.: Tektonik und Verformungslehre. VI, Berlin (Borntraeger) 1932.

THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. — Geogn. Jahresh., **5**, 1893.

TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. — International Series In The Earth Sciences. 2nd Ed. McGraw-Hill Book Company, Inc. 1960 New York, Toronto, London.

WUNDERLICH, H.-G. & PLESSMANN, W.: Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umgebung des Gotthardmassivs. — Nachr. Akad. Wiss., Göttingen, Math. Phys. Kl. IIa, Nr. 1, 1957.

Manuskript eingegangen am 15. 1. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 273—286	6 Abb.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke

Von

DIERK HENNINGSEN, Gießen

Mit 6 Abbildungen

Kurzfassung

Es wird ein Überblick über die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke (Kulm, Rheinisches Schiefergebirge) gegeben. Im Zusammenhang mit ihrer Auflagerung auf dem devonischen Untergrund wird auf die vor-, inner- und postkulmischen Bewegungsvorgänge eingegangen, die in ihrem Verbreitungsgebiet wirksam waren. Abschließend wird auf das Vorkommen von Intrusivdiabasen in der Grauwacke hingewiesen.

Einleitung

Die Schiefer-Sandstein-Grauwacke-Schichtfolge, die am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges im Gebiet der mittleren Lahn weite Teile der devonischen Sedimente verhüllt, wird als Gießener Grauwacke bezeichnet. Sie taucht im N unter flachliegendem Zechstein bzw. Buntsandstein unter und ist im E durch Verwerfungen gegen das Tertiär der Hessischen Senke begrenzt. Innerhalb der Schichtfolge ist eine deutliche Faziesdifferenzierung zu erkennen: im NW-Teil herrschen Schiefer und Sandsteine vor, während am E-Rand die Schiefer-Zwischenmittel zurücktreten und die Grauwacken teilweise sehr grobkörnig (Geröll-Durchmesser bis 7 mm) werden, so z. B. am rechten Ufer der Lahn zwischen Lollar und Gießen sowie westlich von Oberkleen. Diese Zunahme der groben Fazies nach E bzw. nach SE weist auf das ehemals in dieser Richtung gelegene Liefergebiet, die quer durch Mitteleuropa ziehende Mitteldeutsche Schwelle (BRINKMANN 1948) hin.

Die Zusammensetzung der Gesteine ist einheitlich im gesamten Untersuchungsgebiet. Die Grauwacken weisen enge Beziehungen zur Tanner Grauwacke wie zur Kulmgrauwacke des Harzes, ebenfalls Abtragungsprodukte der Mitteldeutschen Schwelle, auf.

Die Gießener Grauwacke, in der nur spärliche Pflanzenfossilien gefunden wurden, hat ein unterkarbonisches Alter (KEGEL 1925). Beziehungen zu den Kulm-Sedimenten in ihrer Nachbarschaft machen eine Einordnung in den höheren Teil der Stufe III α wahrscheinlich.

Wichtig sind die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke. Der Gegensatz zwischen dem stark gefalteten Devon und dem oft flachliegenden Kulm ist ebenso wie die „übergreifende" Lagerung, d. h. die Auflagerung der Gießener Grauwacke „über dem gesamten Paläozoikum" (AHLBURG 1918 b, S. 35) — tatsächlich nur über

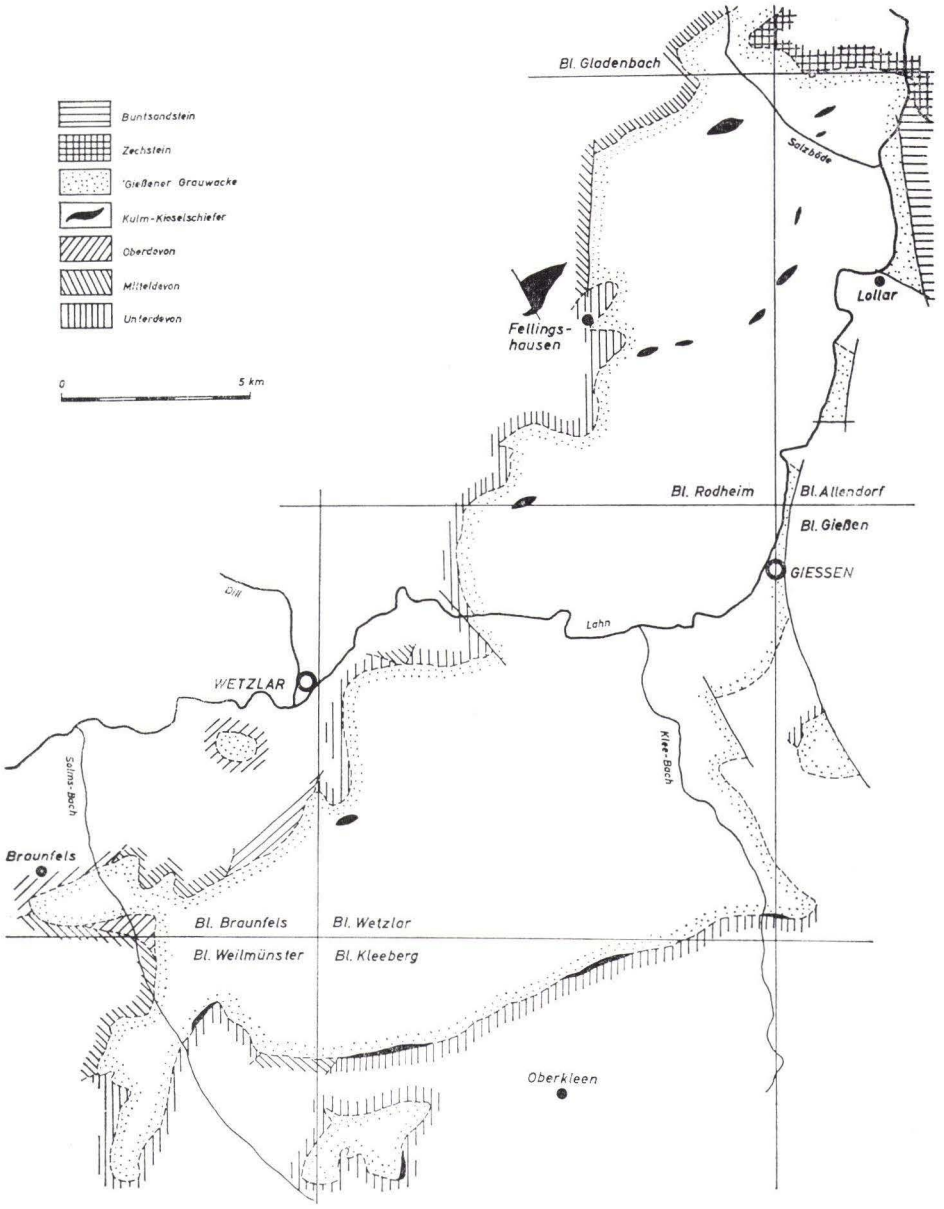


Abb. 1. Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacke.

den verschiedenen Devon-Stufen — immer wieder betont und als wichtige Zeitmarke in der tektonischen Abfolge des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges angesehen worden. Eine genaue Untersuchung und Darstellung der Lagerungsverhältnisse wurde bisher jedoch nicht vorgenommen. Sie soll im Folgenden versucht werden. Auf die stoffliche Zusammensetzung, Paläogeographie und Altersstellung der Schichtfolge wird an anderer Stelle eingegangen (Geol. Rdsch., *52*, 1962).

A. Baustil

Die in Abb. 2 eingetragenen Lagerungszeichen lassen erkennen, daß innerhalb der Grauwacke die Streichrichtung der Schichten im allgemeinen zwar SW/NE verläuft, im einzelnen aber größere Abweichungen auftreten. Im Gebiet nördlich der Lahn liegen im NW des Verbreitungsgebietes die Schichten meist ungestört und horizontal, nur selten fallen sie steiler als mit 20° ein. Südöstlich davon schließt sich ein Streifen an, in dem die Bänke meist deutlich geneigt, aber noch verhältnismäßig ruhig gelagert sind.

Anders ist es in der folgenden, der Lahn nächsten Zone. Von ruhiger und ungestörter Lagerung ist in fast keinem Aufschluß mehr etwas zu sehen. Die Schichten sind von Verwerfungen und Störungen durchsetzt, einzelne Bänke oder ganze Schichtpakete miteinander verquetscht und verkeilt, Schiefer-Zwischenlagen an Aufschiebungsbahnen verschmiert. Gelegentlich ist die Verquetschung weniger intensiv, sodaß neben einzelnen Schuppen Strukturen zu erkennen sind, die als Reste von Falten angesehen werden können.

Schon diese im Aufschlußbereich zu beobachtenden Schuppenbilder lassen vermuten, daß außerdem ähnliche Strukturen in größeren Dimensionen vorhanden sein werden. Einen Hinweis in dieser Richtung gibt der große Steinbruch westlich Kinzenbach (Bl. Wetzlar r 71730, h 06100) wo Schuppen von etwa 50 m Länge zu erkennen sind. Auch die Tatsache, daß an mehreren Stellen im Krofdorfer Forst innerhalb der Grauwacke ältere Gesteine auftreten, kann auf eine großräumige und sicher nicht unbedeutende Einschuppung zurückgeführt werden. Es handelt sich um:

Kulm-Kieselschiefer. Etwa im Streichen zieht quer durch den Krofdorfer Forst ein unregelmäßiger Zug von Kulm-Kieselschiefern [bei dem nicht alle Vorkommen so groß sind, wie die Darstellung auf Bl. Rodheim oder bei KEGEL (1925) erwarten läßt]. Ein weiterer größerer Kieselschiefer-Aufbruch liegt im N des vorhergenannten östlich Kirchvers.

Die Einschuppung des südlichen Zuges stellte SCHWARZ (1925, S. 37) als eindeutig heraus und vermutete, daß an ihm die „faltende Kraft im Hinterland des Aufbruches geschwächt wurde", sodaß vor ihm die Schichten stärkere Beanspruchung zeigen als hinter ihm. Inwieweit diese Vorstellung übernommen werden kann, soll dahingestellt bleiben; auffällig ist jedoch, daß die Grenze zwischen dem Bereich stärkster und dem geringerer Beanspruchung etwa mit dem Verlauf des Kieselschiefer-Zuges zusammenfällt.

Ob es sich bei dem nördlichen Aufbruch, wie SCHWARZ (1925, S. 42) annahm, um einen Sattel handelt, ist — obwohl der Aufschluß in ihm inzwischen beträchtlich erweitert wurde — nicht mit Sicherheit zu sagen. Nicht ganz richtig ist auf jeden Fall die Profil-Darstellung auf Bl. Rodheim, weil nirgends in der Nähe der Kieselschiefer nach N einfallende Grauwacke zu beobachten ist.

In dem genannten Bruch, der etwa auf halber Strecke zwischen Forsthaus Waldhaus und Schmelz liegt, ragt in die Kieselschiefer ein ca. 4 m mächtiges Paket von gelb verwitterten Schiefern mit einer Grauwacken-Bank hinein. Die in frischem Zustand dunklen Schiefer führen Conodonten der Adorf-Stufe. An beiden Seiten sind die Oberdevon-Schiefer durch streichende Störungen begrenzt, sie sind also ihrerseits in die Kulm-Kieselschiefer eingeschuppt.

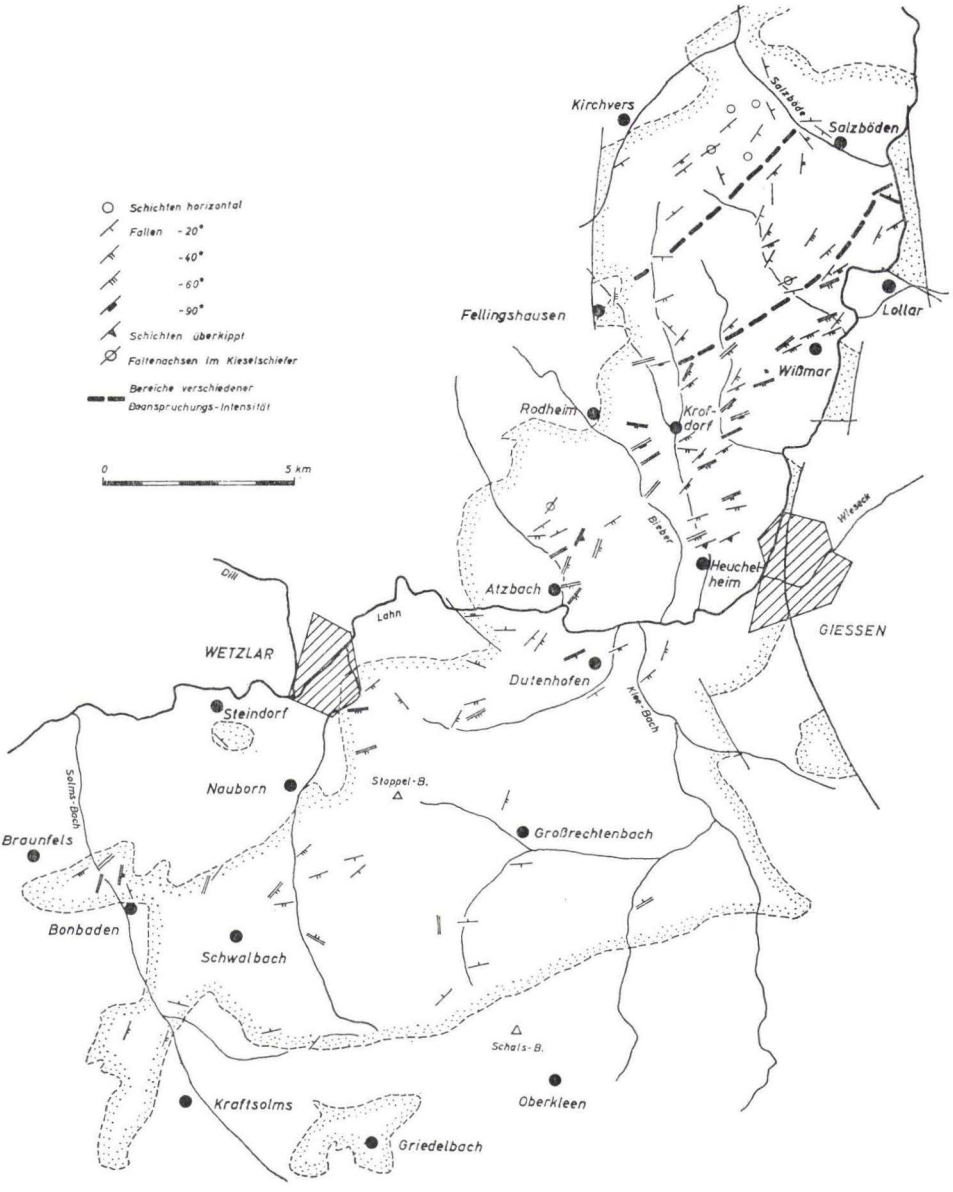


Abb. 2. Lagerung und Beanspruchung der Schichten innerhalb der Gießener Grauwacke. (Lagerungszeichen mit einfachen Balken: Schichten ungestört; mit doppeltem Balken: Schichten verquetscht und verschuppt).

Rotschiefer. In Begleitung des Kieselschiefer-Zuges sind bei Wißmar und Salzböden in die Grauwacke Rotschiefer eingelagert, die nach SCHOTTLER (1913 a, S. 28) dem Oberdevon zugeordnet werden sollten. Fossilien wurden in den Schiefern, die bei Salzböden weich und dünnblättrig, bei Wißmar dagegen härter und dickschiefrig ausgebildet sind, nicht gefunden. Ebenso waren Rotschiefer zusammen mit Massenkalk bei Bauarbeiten in Gießen innerhalb der Grauwacke angetroffen worden.

Eine Beschreibung dieses Vorkommens gab NEUMANN (1908), etwas anders gedeutet wurden die Lagerungsverhältnisse von SCHOTTLER (1913 b, S. 26 f.). Beide Verfasser sahen die Rotschiefer — auch hier fand man keine Fossilien — als oberdevonisch an, während KEGEL (1953, S. 7) sie als verfärbte Lindener Schiefer (Grenze Unterdevon/Mitteldevon) auffassen möchte.

Südlich der Lahn macht sich die tiefgründige Verwitterung und Überdeckung mit Lößlehm stärker bemerkbar, so daß neben den Steinbrüchen nur selten Aufschlüsse vorhanden sind. Das Gebiet läßt sich nicht gliedern wie der Krofdorfer Forst; diese Tatsache wird schon durch das im Gegensatz zum nördlichen Teil unregelmäßig verlaufende Bachnetz angedeutet.

An der NW-Seite fallen die Schichten durchweg nach SE, an der südlichen Seite mehr nach NW ein, womit sich das Bild einer großen flachen Mulde ergibt (KEGEL 1929 a, S. 31). Für das abweichende Einfallen der Schichten südlich Dorlar könnten am Rand des Lahn-Tales verlaufende Störungen verantwortlich sein.

Innerhalb der Mulde scheinen Bereiche mit ruhiger Lagerung mit solchen abzuwechseln, in denen die Schichten deutlich verquetscht und verschuppt, also ähnlich zusammengeschoben sind, wie es aus dem Gebiet des Krofdorfer Forstes beschrieben wurde. So ist z. B. nördlich Bonbaden an beiden Seiten des Solmsbach-Tales die Lagerung meist derart gestört, daß im Aufschluß nur noch Aufschiebungsflächen zu erkennen sind.

Mit AHLBURG (1918 a, S. 62) kann die Wetzlarer Kulm-Mulde als Tafel angesehen werden, die „nur in einzelnen Quetschzonen gefaltet wurde".

Aus dem bisher gesagten wird deutlich, daß innerhalb der Gießener Grauwacke der Schuppenbau der vorherrschende tektonische Baustil ist. Faltenstrukturen sind in den Aufschlüssen nur gelegentlich anzutreffen, die Sattel- bzw. Muldenachsen liegen dann nahezu horizontal. Die größte beobachtete Struktur ist die Mulde im Steinbruch an der See-Mühle bei Krofdorf mit einem Durchmesser von etwa 25 m, die anderen Falten sind z.T. weit kleiner. Alle zeigen N-Vergenz.

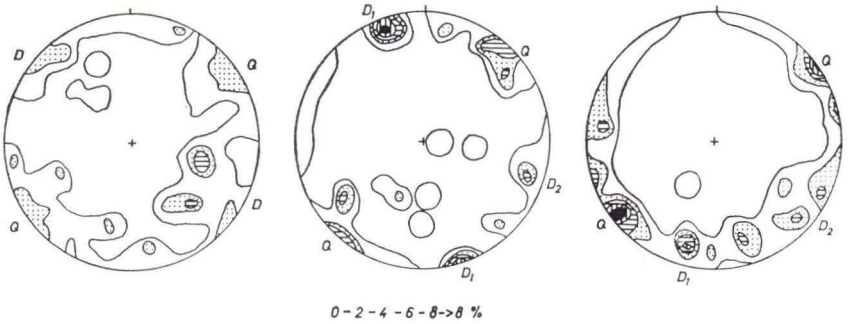
Außerdem finden sich Hinweise auf möglicherweise sehr viel größere Falten westlich Gießen. Hier liegen in den großen Steinbrüchen an der Hardt bei Heuchelheim und in einem älteren Bruch westlich Kinzenbach (Bl. Wetzlar r 71350, h 05950) die Schichten überkippt. Vor allem die hier deutlich zu erkennende Schieferung — im allgemeinen ist sie höchstens angedeutet — könnte darauf hinweisen, daß es sich bei den Bankfolgen in den genannten Brüchen um N-Flügel großer überkippter Sättel handelt.

Die Beschreibung und Herausstellung der verschiedenartigen Schuppenstrukturen steht im Gegensatz zu den Darstellungen von KEGEL (1925, S. 303), der ausführte, die Gießener Grauwacke sei zu „geraden aufrechten Falten" zusammengeschoben. Auch SCHWARZ (1925, S. 36) beschrieb aus dem Gebiet des Krofdorfer Forstes „Normalfalten". SCHOTTLER (1913 a, S. 26), der den E-Rand des Gebietes kartierte, erwähnte dagegen neben flacher Lagerung Falten, die z. T. „eng zusammengeschoben und nach NW überkippt" seien.

B. Klüfte und Verwerfungen

In allen Aufschlüssen sind die Schichten ± stark zerklüftet. Dabei besteht die bekannte Beziehung, daß die Klüfte um so regelmäßiger und glatter verlaufen, je dünner die einzelnen Bänke sind, weil in diesen das Gestein meist feinkörniger ist. In dickbankigen bis massigen Partien sind die Klüfte gebogen und unregelmäßig, lassen sich aber auf die gleichen Typen zurückführen wie die in feingebankten Sandsteinen (Abb. 3).

Am häufigsten sind meist senkrecht einfallende Querklüfte (Q), daneben treten ± regelmäßig sich unter 50—70° schneidende Diagonal- oder Scherklüfte (D_1 und D_2) auf. Im Streichen verlaufende Längsklüfte in größerer Zahl sind im allgemeinen nicht zu beobachten.



$n = 100$	$n = 50$	$n = 100$
80/10 S	40/30 S	40/30 S
massig	dickbankig	dünnbankig
Bruch E Dutenhofen	Anschnitt W Dutenhofen	Bruch Fohnbachtal
(Bl. Wetzlar r 72240, h 02830)	(Bl. Wetzlar r 70140, h 03360)	(Bl. Rodheim r 72970, h 13520)

Abb. 3. Beispiele von Kluft-Diagrammen bei unterschiedlicher Bank-Mächtigkeit. (Hier und in Abb. 6 ist die Häufigkeit der Polpunkte der Kluftflächen-Normalen, projiziert in die untere Halbkugel, dargestellt).

Oft sind die Klüfte mit Quarz, seltener mit Kalkspat oder auch Schwerspat ausgekleidet. Eine Bevorzugung bestimmter Richtungen wie auch eine Altersabfolge der verschiedenen Systeme konnte dabei nicht festgestellt werden.

Bei den Verwerfungen lassen sich vier Typen unterscheiden:

1. Streichende, flach nach SE einfallende gebogene Aufschiebungsbahnen, oft mit einer Letten-Füllung.

2. Ungefähr im Streichen verlaufende, häufiger nach N als nach S steil einfallende Verwerfungen, häufig mit vertikalen Rutschstreifen.

3. Unregelmäßige Querverwerfungen, mehrfach mit Quarz-Belegen, jedoch selten mit Ruschelzonen. Gelegentlich zu beobachtende Rutschstreifen liegen horizontal bis schwach geneigt.

4. Glatte, die gesamte Schichtfolge steil durchsetzende Störungen mit z. T. geringen Versatzbeträgen.

Die Verwerfungen der ersten drei Gruppen lassen sich ohne Schwierigkeiten mit der variszischen Faltung bzw. Einengung in Verbindung bringen, die der Gruppe 4 dürften später entstanden sein.

Die Auf- bzw. auch Überschiebungsbahnen der Gruppe 1 sollen nach AHLBURG (1908, S. 311) jünger als die steilen Verwerfungen der Gruppe 2 sein. Diese von ihm als „Abbruchsverwerfungen" bezeichneten nicht sehr häufigen Störungen beschreibt auch KEGEL (1929 b, S. 32), ohne daß er auf ihre Alterstellung eingeht. Im Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacke konnte kein Vorkommen beobachtet werden, das eine sichere Aussage in dieser Frage ermöglicht hätte.

Mehr als die Hälfte aller Verwerfungen sind Querverwerfungen (Gruppe 3), die — wie die genannten Verfasser mehrfach ausführten — überall in jeder Größenordnung anzutreffen seien und die geologischen Blätter beherrschen.

Der Einwand von CORNELIUS (1955, S. II), „daß die meisten Querverwerfungen keine so große Rolle spielen", ist sicher nicht berechtigt. Trotzdem scheint die Darstellungsweise von AHLBURG und KEGEL mindestens für den untersuchten Bereich übertrieben, weil im Gelände Querverwerfungen in der von ihnen auf den Karten eingetragenen Menge unmöglich nachgewiesen werden können (vgl. auch ZIEGLER 1957, S. 66).

Mit der Beobachtung, daß überschobene Schollen manchmal von Querverwerfungen zerstückelt werden, beweist AHLBURG (1908, S. 311 ff.), daß diese jünger als die Überschiebungsbahnen sind. Die Querverwerfungen gehören zur Deformations-Phase selbst, seien aber später — vermutlich im Tertiär — z. T. wieder aufgelebt. KEGEL (1933, S. 35) führt als Beleg hierfür die Basalte des Wettenberges und der Reihe Gleiberg-Köppel-Vetzberg (beides Bl. Rodheim) an, die paläozoischen Querverwerfungen aufsitzen.

SCHWARZ (1925, S. 48) hatte diesen beiden Spalten ein tertiäres Alter gegeben. Ebenso deutete HARRASSOWITZ (1932, S. 2 30 ff.) die einzelnen Basaltstiele des Wettenberges als Füllungen von Fiederklüften, die an einer tertiären Verschiebung aufgerissen wären. Diese Auffassung wird durch eine Beschreibung von STRENG (1878), der beim Bau der Bahnlinie Wetzlar-Lollar eine Verbindung zwischen den beiden südöstlichen Kuppen feststellen konnte, nicht gestützt. Sie erscheint auch deshalb unwahrscheinlich, weil in den in diesem Gebiet stark zerklüfteten Schichten bei einer Verschiebung sich kaum wie in einer homogenen Tafel regelmäßige Fiederspalten gebildet haben werden (vgl. auch AHLBURG 1916, S. 311 f.).

Verwerfungen der Gruppe 4 treten seltener auf. Die meisten von ihnen verlaufen so, daß sie zu der von AHLBURG ausgeschiedenen Gruppe der etwa N/S und E/W gerichteten Störungen gestellt werden können. Der genannte Autor gab diesen Verwerfungen ein tertiäres Alter, deutete aber an (1916, S. 315), daß vielleicht schon früher Bewegungen an ihnen stattgefunden haben könnten. Auch für diese Verwerfungen ließen sich im Untersuchungsgebiet keine Hinweise auf ihre Alterstellung gewinnen.

C. Auflagerung der Gießener Grauwacke

Die Auflagerung der Gießener Grauwacke auf dem devonischen Untergrund ist an zwei Stellen zu beobachten. Es sind dies der Weinberg bei Steindorf und der sog. „Nauborner Kopf" (Höhe 295,4) bei Nauborn, beides auf Bl. Braunfels.

Mehrfach sind Kulm-Schiefer oder -Grauwacken in unmittelbarer Nachbarschaft devonischer Gesteine leidlich gut aufgeschlossen — z. B. östlich Fellingshausen, am Schals-Berg bei Oberkleen oder am Erosionsrest bei Oberndorf (der kleiner ist als auf Bl. Braunfels

eingezeichnet) — doch bleibt hier die Auflagerungsfläche unter Lehm und Schutt verborgen.

Nauborner Kopf. Der aus Schiefer und Sandsteinen des Oberems aufgebaute Berg trägt eine Kappe von Kulm-Grauwacke. Besonders an der NW-Seite ist die grob ausgebildete Grauwacke stark in die devonischen Schichten hineingequetscht. Das Durcheinander von oft erheblich verquarztem Gestein, wie es unterhalb der Klippe des „Wilde Stein" zu beobachten ist, umfaßt einen vertikalen Bereich von mehreren Metern. Die Verhältnisse werden durch AHLBURGS (1918 a, S. 62) Beschreibung von Grauwacke-Bänken, die sich in die Schiefer „hineingepflügt" haben, treffend wiedergegeben. Auch aus der Klüftung der Grauwacke ist ein solcher Vorgang abzuleiten; es treten nur unregelmäßig gebogene Längs(Druck)Klüfte auf.

Weinberg bei Steindorf. Am Weinberg erscheint die Grauwacke-Bedeckung als verhältnismäßig einheitliche, fast horizontal liegende Tafel. Die Unterlage bilden hier vor allem Schiefer des Oberdevons, daneben kleinere Vorkommen von Schalstein sowie unter- und mitteldevonische Schiefer. An der W-Seite läßt eine regelmäßige Klüftung in der Grauwacke eine Beanspruchung aus SSE erkennen, an der SW-Seite in der großen Schlucht gegenüber dem Seitentälchen sind die unterlagernden mitteldevonischen Schiefer völlig zerruschelt. Wenn auch nicht beobachtet wurde, daß „die Grauwacke in großen Walzen in die Schieferunterlage eingeknetet ist" (AHLBURG 1918 a, S. 62), darf die Ruschelzone doch als Indiz für eine Bewegungsfläche angesehen werden. Auch die Lagerungsverhältnisse der devonischen Schichten lassen vermuten, daß hier die Grauwacke-Tafel überschoben ist.

D. Tektonik im Devon und Unterkarbon

1. Bretonische Bewegungen

Die Auflagerung von Kulm auf unter-, mittel- und oberdevonischen Schichten, die „übergreifende Lagerung" der Gießener Grauwacke, wurde bisher als ausreichender Beweis für eine bretonische Faltung angesehen. Andere Beobachtungen, die eine solche Annahme eindeutig hätten stützen können, sind aus dem SE-Teil des Rheinischen Schiefergebirges nicht bekannt geworden. Dagegen deutet vieles darauf hin, daß die im Mitteldevon einsetzende Deformations-Phase, „die an Lahn und Dill ausgeprägter ist als gemeinhin angenommen wird" (SOLLE 1959, S. 256), sich mit ungleichmäßigen Hebungen und Senkungen bis mindestens ins frühe Oberdevon, vielleicht sogar Unterkarbon hinein fortsetzte. Die Auflagerung der Gießener Grauwacke auf verschieden alten Schichten kann mit solchen Vertikal-Bewegungen in Verbindung mit einer präkulmischen Abtragung, nach der die Ablagerung der Grauwacke über einem deutlichen Relief erfolgte, wahrscheinlich ausreichend erklärt werden.

2. Inner-unterkarbonische Bewegungen

Im Verlauf seiner Arbeiten in der Lahn- und Dillmulde kam KEGEL zu der Überzeugung, daß sich auch innerhalb des Unterkarbons größere Bewegungen abgespielt haben müßten.

Eine „Phase", die er mit der Selke-Phase nach DAHLGRÜN gleichsetzt, sieht er an der Basis der Kieselschiefer (1934, S. 46), eine weitere vor Einsetzen der Grauwacken-Schüttung. Diese jung-unterkarbonischen Bewegungen wären im betrachteten Gebiet als der „Höhepunkt der variszischen Orogenese" anzusehen (1928, S. 650).

Als Beweis für eine Transgression der Kieselschiefer wird das „Basalkonglomerat" vom Schalsberg bei Oberkleen beschrieben (1926, S. 352 und 1929 b, S. 24). Eine Untersuchung des Vorkommens erbrachte jedoch Zweifel an der KEGELschen Deutung.

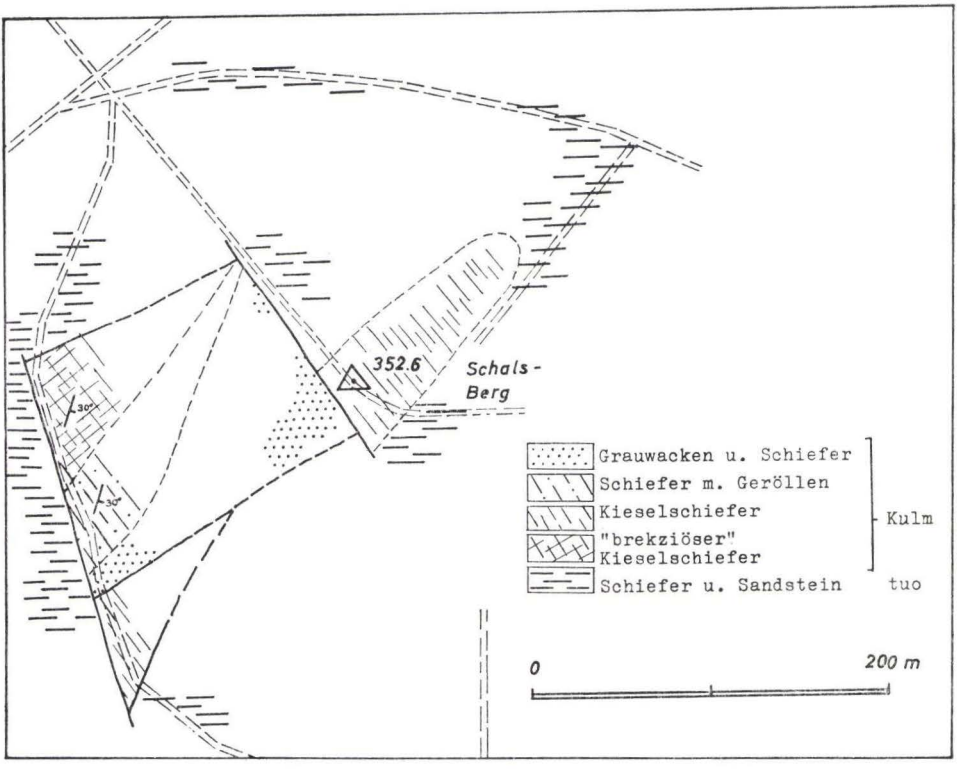


Abb. 4. Skizze der geologischen Verhältnisse am Schalsberg NW Oberkleen (Bl. Kleeberg).

An der SW-Seite des Schalsberges ist folgendes Profil — allerdings wenig gut — aufgeschlossen (Abb. 4): Auf Schiefer und Sandsteine des oberen Unterdevons folgen nach S graue bis dunkle ± verkieselte Schiefer und Lydite, die häufig ein verquetschtes und brekziöses Gefüge aufweisen. Darüber, offenbar im normalen Verband, schließen sich grünlich-graue Schiefer an, die kleine Gerölle von Lyditen und kieseligen Schiefern enthalten. Es folgen gelbgrau verwitterte sandige Schiefer, die hangaufwärts in Grauwacken überzugehen scheinen. Den Abschluß bilden noch einmal Kieselschiefer und schließlich Schichten des Unterdevons.

Wenn diese Schichtfolge nicht überkippt ist — wofür keinerlei Anzeichen vorhanden sind — liegt das Konglomerat also nicht an der Basis, sondern an der Oberseite der Kieselschiefer-Folge. Das „brekziöse" Gefüge der Kieselschiefer könnte bei lokalen Bodenunruhen

während oder kurz nach ihrer Ablagerung entstanden sein. Bei Verstärkung der Wasserbewegung, wie sie durch die Geröll-führenden grauen Schiefer angezeigt wird, konnte eine teilweise Aufarbeitung der gelockerten Partien in den Kieselschiefern nicht ausbleiben und führte zur Entstehung des Geröllhorizontes.

Nach dieser Deutung kann die Auffassung, das Vorkommen als „Basalkonglomerat" der Kieselschiefer und damit als Beweis für eine jung-unterkarbonische „Phase" anzusehen, nicht übernommen werden. Ebenso kann der Ansicht, zwischen Ablagerung von Kieselschiefern und Grauwacke wäre eine Sedimentations-Unterbrechung in Verbindung mit Bewegungs-Vorgängen anzunehmen (KEGEL 1926, S. 352 f.), nicht gefolgt werden.

Hiergegen spricht vor allem, daß zwischen Kieselschiefern und Gießener Grauwacke die Grenze keineswegs scharf ist.

In zwei Brüchen im Krofdorfer Forst (Wißmarbach-Tal und nördlich Forsthaus Waldhaus) ist zu erkennen, daß in die Kieselschiefer-Serie nicht unerheblich gröberes Material eingelagert ist. In der Wechselfolge von Lyditen, kieseligen und tonigen bis bituminösen Schiefern treten Linsen bzw. Bänke von unreinem Sandstein und sogar Grauwacke auf. Andrerseits wurde im N des Untersuchungsgebietes an der Böschung des Weges vom Haltepunkt zu Schloß Friedelhausen und in einer Grabenrinne W Odenhausen (beides Bl. Allendorf) zwischen Grauwacken eine mehrere Meter mächtige Folge von grauen und teilweise (permisch?) geröteten Tonschiefern mit kieseligen Schiefern und Lydit-Lagen beobachtet.

Wenn der Kieselschiefer-Horizont unter der Grauwacke fehlt, sollte — soweit es nicht tektonisch bedingt ist — dieses damit erklärt werden, daß er nicht gleichmäßig, sondern in einzelnen Becken und Rinnen in sehr unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert worden ist. Der Wechsel von sehr feinkörnigen zu grobklastischen Sedimenten mit Beginn der Grauwacken-Schüttung deutet zwar auf Bewegungen in Liefergebiet, die sich im Ablagerungsraum jedoch nicht ausgewirkt zu haben brauchen.

3. Post-kulmische Deformation

Die post-kulmische Einengung hat sich — wie vorher ausgeführt wurde — im Untersuchungsgebiet mit verschiedener Intensität ausgewirkt. Dabei ist ein gewisser Zusammenhang mit der Gesteinsausbildung unverkennbar: Während es im Bereich der Grauwacken zu Zerscherungen und Verschuppungen kam, sind im NW die feinkörnigeren Sedimente weniger gestört.

Der Befund, daß in der Gießener Grauwacke die selben Typen von Störungen und Verwerfungen auftreten wie im Devon der Lahnmulde, deutet darauf hin, daß in diesem Gebiet die post-kulmische (=sudetische) Deformation die entscheidende Faltung und Einengung auch der devonischen Schichten bewirkt hat.

Für die Gießener Grauwacke glaubte SCHWARZ (1925, S. 43 ff.), eine Faltungs- und eine jüngere Überschiebungs-„Phase" unterscheiden zu können. Dabei soll nach seiner Ansicht die „gesamte Kulm-Grauwacke mit ihrer Basis nach NW überschoben sein". Ähnlich äußerte sich DUFOUR (1925, S. 27). Er bezeichnete die Gießener Grauwacke mit den devonischen Gesteinen an ihrer Basis als „Taunushinterland-Decke" und

nahm an, daß die „Überschiebung in ihrem Liegenden in nordöstlicher Richtung stets flacher und größer im Ausmaß" werde.

Von großtektonischen Erwägungen ausgehend entwickelte auch KOSSMAT (1927, S. 15 ff.) die Vorstellung, die Gießener Grauwacke sei — allerdings nicht im Verband

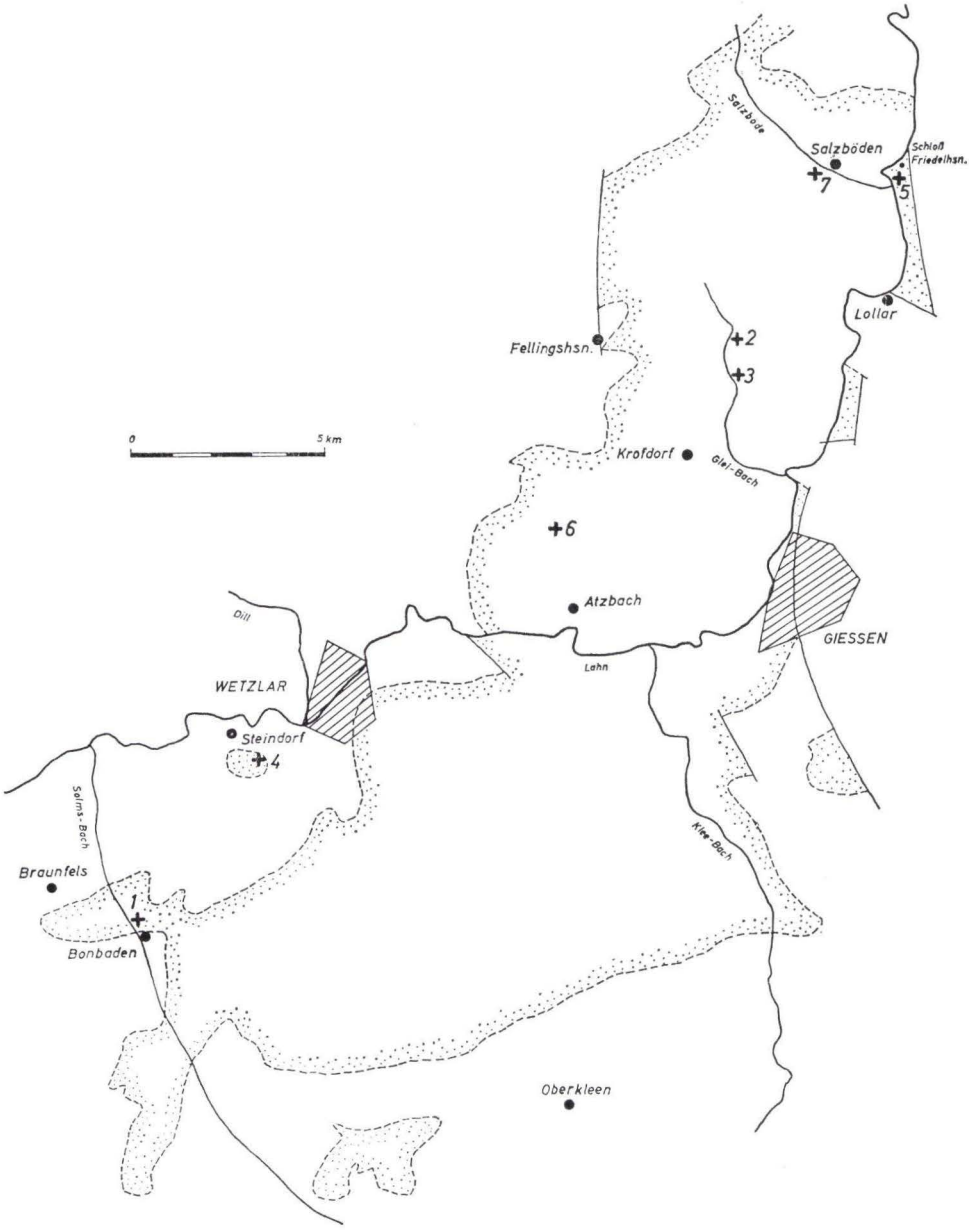
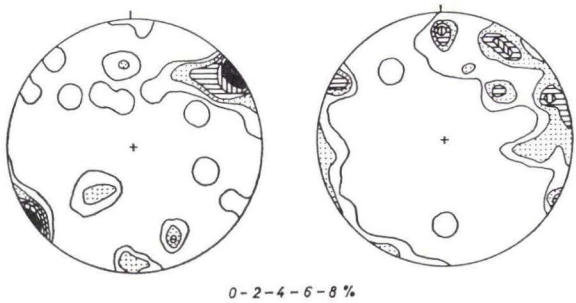


Abb. 5. Vorkommen von Intrusiv-Diabas in der Gießener Grauwacke.

mit ihrer Unterlage — eine überschobene Decke. KEGEL (1934, S. 41) wies dann darauf hin, daß der Bewegungsstil der Kulm-Sedimente gegen eine Überschiebung im Sinne KOSSMATS spricht. Dieser berechtigte Einwand sei kurz erläutert: Sicher sind bei der post-kulmischen Deformation einzelne Schollen relativ zueinander oder zum Untergrund um mehrere Meter, vielleicht auch Dekameter, überschoben worden, schon weil die festen Bänke auf den Faltendruck anders reagieren als weiche Schiefer (vgl. AHLBURG 1918 a, S. 62). Die Vorstellung dagegen, daß der Gesamt-Komplex der Gießener Grauwacke mit einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern mit oder ohne Basis über viele Kilometer überschoben sein soll, muß abgelehnt werden.

E. Diabase in der Gießener Grauwacke

Kurz soll noch auf die in der Gießener Grauwacke auftretenden kleineren Intrusiv-Diabase eingegangen werden. Sie haben eine Mächtigkeit von wenigen Metern bis



$n = 50$	$n = 50$ 140/25 E
Diabas	Grauwacke und Sandstein

Abb. 6. Kluft-Diagramme von Diabas und Grauwacke im Solmsbach-Tal N Bonbaden (Bl. Braunfels r 58960, h 96740).

Dekametern. Die einzelnen Vorkommen wurden in der Karte Abb. 5 zusammengestellt.

Am besten aufgeschlossen ist der Diabas an der Bahnlinie nördlich Bonbaden (1), dagegen ist der Gang bei Salzböden (7) heute zugeschüttet. Allen Vorkommen gemeinsam ist neben der etwa konkordanten Einlagerung ein dichtes, bräunlich-grünlich verwittertes Gestein, das stark gequetscht und zertrümmert und von feinen Kalkspat-Klüften durchsetzt ist.

Bei einer sorgfältigen Kartierung würden sich im Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacke vielleicht weitere Diabas-Gänge auffinden lassen. Bereits das Vorkommen dieser sieben läßt die von GUNDLACH (1933, S. 46) und KEGEL (1934, S. 46) vertretene Ansicht, daß der Diabas-Magmatismus nicht bis in die Kulm-Grauwacke hineinreiche, nicht mehr zu (vgl. KOCKEL 1958, S. 96). Es sollte deshalb auch davon abgesehen werden, Intrusivdiabase als Hinweis auf ein alt-unterkarbonisches Alter von Grauwacken-Folgen heranzuziehen (NÖRING 1951; SCHUBART 1955, S. 28).

Wahrscheinlich intrudierten sämtliche Gänge vor der Haupt-Faltung bzw. -Einengung der Gießener Grauwacke. Für den Diabaskörper nördlich Bonbaden kann diese Auffassung aus den Lagerungsverhältnissen abgeleitet werden; bestätigt wird sie durch die Übereinstimmung von Kluft-Diagrammen aus Grauwacke und Diabas (Abb. 6). In beiden Fällen ist die Richtung der im Solmsbach-Tal anzunehmenden paläozoisch angelegten Störungslinie deutlich ausgeprägt.

Zusammenfassung

1. Aus den Lagerungsverhältnissen der Gießener Grauwacke können bretonische oder inner-unterkarbonische Faltungen nicht abgeleitet werden.

2. Bei der post-kulmischen Deformation wurde die Schichtfolge gebietsweise stark verschuppt, in größeren Bereichen blieben die Lagerungsverhältnisse auch relativ ungestört. So nimmt nördlich der Lahn die Deformations-Intensität von SE nach NW ab. Echte Faltung ist nur untergeordnet festzustellen.

3. Innerhalb der Gießener Grauwacke treten mehrere kleine Intrusiv-Diabase auf, die vor der post-kulmischen Einengung konkordant eingedrungen sind.

Schriftenverzeichnis

Ahlburg, J.: Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **60**, Monatsber., 300—317, Berlin 1908.

— Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **36,1**, 269—373, Berlin 1916.

— Geologische Karte von Preußen 1: 25000, Bl. Braunfels m. Erl. — Berlin 1918 (1918a).

— Geologische Karte von Preußen 1: 25000, Bl. Weilmünster m. Erl. — Berlin 1918 (1918 b).

Brinkmann, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., **36**, 56—66, Stuttgart 1948.

Cornelius, C. D.: Kartierung und Diskussion des Palaeozoikums der Meßtischblätter Marburg/Lahn und Niederwalgern. — Dipl.-Arbeit Frankfurt/M. 1955.

Dufour, J.: Die Grube „Königsberger Gemarkung" und ihre Beziehung zur Stratigraphie und Tektonik der östlichen Lahnmulde. — Diss. Gießen 1925.

Gundlach, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **157**, Berlin 1933.

Harrassowitz, H.: Beobachtungen an Basaltdurchbrüchen. — Fortschr. Geol. Paläont., XI, **33**, 25—43, Berlin 1932.

Henningsen, D.: Die „Gießener Grauwacke" (Kulm, Rheinisches Schiefergebirge). — Diss. Gießen 1961.

Kegel, W.: Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**, 287—356, Berlin 1925.

— Über Transgressionen im Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A., **47,1**, 350—356, Berlin 1926.

— Zur Kenntnis des Unterkarbons im südöstlichen Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A., **48**, 648—652, Berlin 1928.

— Geologische Karte von Preußen 1: 25000, Bl. Wetzlar-Großenlinden m. Erl. — Berlin 1929 (1929 a).

— Geologische Karte von Preußen 1: 25000, Bl. Kleeberg-Kirchgöns m. Erl. — Berlin 1929 (1929 b).

KEGEL, W.: Geologische Karte von Preußen 1:25000, Bl. Rodheim-Bieber m. Erl. — Berlin 1933.
— Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **160**, Berlin 1934.
— Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **7**, Wiesbaden 1953.
KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/L. — Sammlung geol. Führer, **37**, Bornträger-Verlag, Berlin 1958.
KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. L.-Amt, **1**, Leipzig 1927.
NEUMANN, R.: Zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Untergrundes von Gießen. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., N. F., Naturwiss. Abt., **2**, 164—166, Gießen 1908.
NÖRING, F.: Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**, 44—46, Wiesbaden 1951.
SCHOTTLER, W.: Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Allendorf/Lumda m. Erl. — Darmstadt 1913 (1913 a).
— Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Gießen m. Erl. — Darmstadt 1913 (1913 b).
SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **10**, Wiesbaden 1955.
SCHWARZ, H. J.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Rodheim a. d. Bieber und Krofdorf (westlich von Gießen) mit besonderer Berücksichtigung der Grubenaufschlüsse. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., N. F., naturwiss. Abt., **10**, 1—68, Gießen 1925.
SOLLE, G.: Umbettung von Fossilien mit dem ursprünglichen Sediment. — Geol. Rdsch., 48, 248—260, Stuttgart 1959.
STRENG, A.: Über die Basaltdurchbrüche am Wetteberge bei Gießen. — 17. Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., 42—43, Gießen 1878.
ZIEGLER, W.: Das südlich der Lahn gelegene Paläozoikum auf Bl. Marburg 1:25000. — Dipl.-Arbeit Marburg 1957.

Manuskript eingegangen am 8. 8. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 90 | S. 287—318 | 11 Abb. | Taf. 28–30 | Wiesbaden, 30. 8. 1962

Die tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug südlich von Siegen

(Rheinisches Schiefergebirge, Siegerland) *)

Von

Ulrich Langenbach, Neunkirchen, Kr. Siegen

Mit 11 Abbildungen und den Tafeln 28—30

Kurzfassung

Die Spateisensteinvorkommen südöstlich der Siegener Hauptüberschiebung sind auf rheinisch streichenden Gangzügen angeordnet, die im Abstand von jeweils ca. 5 km von E—W streichenden Querzonen unterbrochen werden. In den Querzonen treten zahlreiche nach S fallende, kleinere Gänge auf. Während die Faltenachsen im weiteren Raum flach nach NE eintauchen, sind die Gangvorkommen an Achsenrampen gebunden, in denen die Faltenachsen entweder steiler nach NE oder umgekehrt nach SW eintauchen. Der rheinisch streichende Eisenzecher Gangzug setzt in spezialgefalteten unteren Siegener Schichten auf, ist etwa 2,5 km lang und bis 1430 m unter der Tagesoberfläche aufgeschlossen. Die Lage der einzelnen Gangmittel wird bestimmt von dem Verlauf der Achsenrampe, der nach SW fallenden Gangachse und der örtlichen Schichtenlagerung. Entsprechend dem südwestlichen Eintauchen der Faltenachsen innerhalb der Achsenrampe ist am Eisenzecher Gangzug die Westscholle bis ca. 40 m abgeschoben. Die Abschiebungsrichtung, die Gangachse, die vom Gangzug und den angrenzenden Querzonen gebildete Kreuzlinie und die c-Achse des Faltenbaues der weiteren Umgebung verlaufen ungefähr parallel zueinander. Gedeutet werden die Gangspalten nicht als Klüfte eines zweischarigen Scherflächensystems, sondern als Resultat der Abscherungs- und Zugbeanspruchung des Gebirges bei der Bildung von Achsenrampen. Die Achsenrampen selbst werden auf staffelförmige Abbrüche im Untergrund zurückgeführt.

Inhalt

I. Allgemeine Übersicht 288
1. Bisherige Bearbeitungen des Eisenzecher Gangzuges 288
2. Übersicht über die Lage der Gangzüge 289
3. Zur Stratigraphie und Fazies der tiefsten Siegener Schichten. 291
4. Tektonik 293
a) Faltenbau 293
b) Störungen 294

*) Auszug aus: U. Langenbach: Die tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug südlich von Siegen. — Dissertation Clausthal 1961.

II. Kurze Beschreibung der Gangmittel des Eisenzecher Gangzuges 295
1. Übersicht und Allgemeines 295
2. Eisenzecher Zug 297
3. Römeler Gangzug 299
III. Die Ausfüllung der Gangspalten 299
IV. Faltung und Gangbildung 301
1. Bisherige Ansichten 301
2. Die Achsenrampe 303
3. Streichen und Fallen der Gangmittel 305
4. Das Einschieben 308
5. Die Verschiebung des Nebengesteines an der Gangspalte 309
6. Die Gangmächtigkeit 310
V. Gedanken zur Entstehung der Gangspalten und zum Bewegungsmechanismus im Untergrund 311
Zusammenfassung 315
Schriftenverzeichnis 317

I. Allgemeine Übersicht

1. Bisherige Bearbeitungen des Eisenzecher Gangzuges

Die erste urkundliche Erwähnung des Bergbaues auf dem Eisenzecher Gangzug stammt aus dem Jahre 1495, als Graf Johann von Nassau die Schenkung eines Wäldchens an die Gewerken der drei Gruben auf dem Kirschenbaum bestätigte (BECHER, 1789).

In früherer Zeit wurden die einzelnen Gangmittel des Eisenzecher Gangzuges von zehn selbständigen Gruben gebaut, aus denen durch Konsolidation gegen Ende des 19. Jahrhunderts die Grube Gewerkschaft Eisenzecher Zug hervorging. Nachdem im Jahre 1953 die Aufbereitungsanlage einem Brand zum Opfer fiel, wurde der Eisenzecher Zug durch eine Strecke mit der Grube Pfannenberger Einigkeit verbunden und über letztere der Eisenstein zu Tage gefördert. Da jedoch die langen Förderwege und die höhere Quarzführung des Eisensteins trotz mechanisierter Abbauverfahren keine wirtschaftliche Gewinnung mehr zuließen, wurde im Jahre 1960 der Betrieb auf der Grube Eisenzecher Zug eingestellt.

An geologischen Bearbeitungen des Eisenzecher Gangzuges sind diejenigen von BECHER (1789), HENKE[1]), RIEDER (1924), ADLER (1957) und FENCHEL (1956) hervorzuheben.

BECHER (1789) stellte fest, daß der Gang diskordant zu den Schichten liegt, die Störungen dagegen im Schichtenstreichen verlaufen und der Gang sich hinter einer abschneidenden Kluft („Schube, Stuff oder Steinscheidung") jedesmal ausrichten lasse. So schreibt er z. B. von der Eisenzecher Nordkluft: „Die Hauptschube hat die Hauptrichtung der hiesigen Gesteinslagen . . . widerlegt also die Sage, daß der Gang mit dem Gestein geht." Als Nebengestein des Ganges beschreibt BECHER Grauwacke, Schiefer und Hornlei bzw. Hornschieferstein. Letzterer entspricht dem heutigen Grauwackenschiefer.

---

[1]) Akten d. Erzb. Siegerl. AG.

HENKE[1]) begann 1912 mit der systematischen Sohlenkartierung auf Grube Eisenzecher Zug. 1913 beobachtete er, daß das Gangstreichen von der Faltung beeinflußt wird. In der folgenden Zeit kam er u. a. zu folgenden Feststellungen: Der Gangzug setzt in spezialgefalteten Unteren Siegener Schichten auf. Das Gebirge im Liegenden und Hangenden des Ganges ist nicht verschieden; der Gang liegt also nicht an einer großen Verwerfung, wie es nach DENKMANN (1912) allgemein angenommen werden mußte. Nur unwesentliche Verstellungen der Schichten fanden an der Gangspalte statt. Im Norden reicht der Gangzug bis an die nach SW fallende „Eichertstörung", die bei flacherem Einfallen den Gangzug auf tieferen Sohlen verkürzen könnte. Im Gegensatz zu früheren Bearbeitern gab HENKE für die von ihm kartierten Sohlen ein richtiges Bild des Faltenbaues. Die von ihm gewählten Namen für die einzelnen Sättel, Mulden und Störungen wurden zum größten Teil auch in der vorliegenden Arbeit verwendet.

RIEDER (1924) kartierte von der 450 m bis 670 m Sohle. Nach seiner Auffassung ist das Einfallen der „Eichertstörung" so steil, daß sie auf tieferen Sohlen vom nördlichen Gangende nicht erreicht wird.

ADLER (1957) kartierte den Reinhold-Forster-Erbstollen und unternahm dabei eine feinststratigraphische Einstufung der hier anstehenden Schichten. Dabei beobachtete er an der Gangspalte einen Schichtenausfall von 60—80 m und erklärte diesen durch eine schräg nach Süden gerichtete Abschiebung des Hangenden des nach Westen fallenden Ganges. Eine Bestätigung fand er in der gleichsinnigen Achsenschleppung der Faltenachsen in der Nähe der Gangspalte.

FENCHEL kartierte Untersuchungsstrecken auf der 670 m Sohle, die jedoch größtenteils außerhalb des Gangzuges liegen, und einen Teil der 1130 m Sohle. Außerdem verfaßte er auf Grund der Aufnahmen von HENKE und ADLER eine Beschreibung des Eisenzecher Gangzuges (FENCHEL, 1956).

Da nun von einem großen Teil des Grubengebäudes, insbesondere auch von den nicht mehr zugänglichen Sohlen, geologische Aufnahmen vorlagen, ergab sich durch Vervollständigung der Sohlenkartierung die im Siegerland einmalige Möglichkeit, einen größeren Gangzug von oberstem Niveau bis über 1400 m unter die Tagesoberfläche in seiner Entwicklung fast lückenlos zu verfolgen.

2. Übersicht über die Lage der Gangzüge (Taf. 28)

Der Spateisensteinbezirk des engeren Siegerlandes besteht aus zwei großen Gangräumen, von denen einer im Liegenden, der andere im Hangenden der nach SW fallenden Siegener Hauptüberschiebung liegt. Der im Hangenden liegende zieht sich von Siegen in südlicher Richtung bis unter den Rand des Westerwaldes. Seine Gangvorkommen sind zum größeren Teil auf rheinisch streichenden Gangzügen angeordnet.

Diese Gangzüge werden bei Eiserfeld und zwischen Dermbach und Wilden von E-W streichenden Querzonen unterbrochen. In den Querzonen und örtlich auch zwischen den Hauptgangzügen treten zahlreiche, aber meist kleinere E-W streichende und nach S fallende Gänge auf. Im Bereich zwischen den beiden Querzonen sind fünf

[1]) Akten d. Erzb. Siegerl. AG.

rheinische Gangzüge bekannt. Es sind von W nach E der Apfelbaumer, Kulnwalder, Eisenzecher, Steimel-Arbacher und der Pfannenberger Gangzug (Abb. 1). Sie sind voneinander 500—1500 m entfernt. Vom westlichsten, dem Apfelbaumer Gangzug, bis zur Siegener Hauptüberschiebung sind es noch etwa 2500 m. Östlich des Pfannenberger Gangzuges ist kein weiterer rheinischer Gangzug bekannt. Die Länge der einzelnen Gangzüge ist unterschiedlich. So erreicht der Pfannenberger Gangzug vom Eisernen Spieß bis zur Hoffnungsquelle eine streichende Länge von etwa 3,5 km, da er verhältnismäßig weit in die Querzonen vorstößt, während der Eisenzecher Gangzug schon bei Annäherung an die ersten E-W-Gängchen verkümmert und dadurch eine Länge von nur 2,4 km erreicht. Jenseits der Eiserfelder Querzone bilden die Mittel des

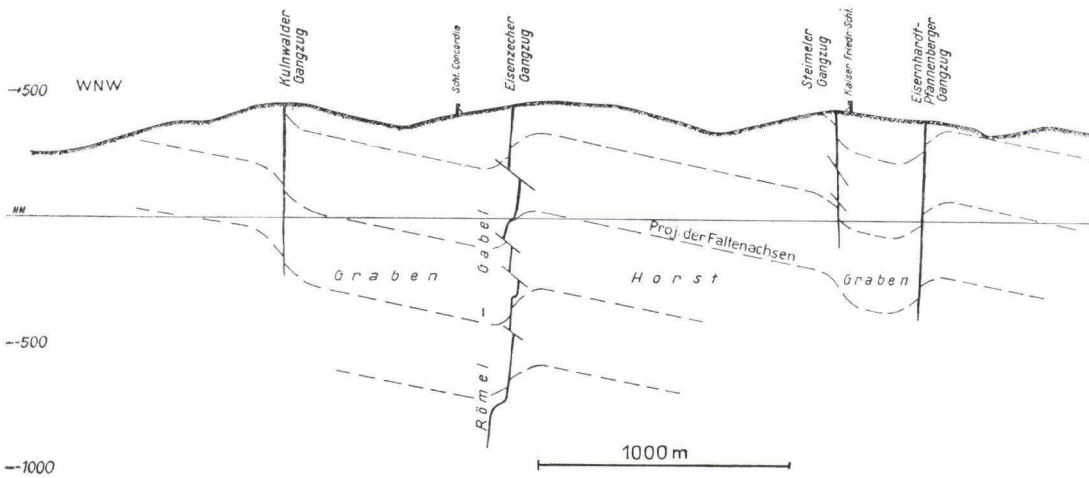


Abb. 1. Schematisches Querprofil durch die Gangzüge zwischen der Eiserfelder und der Dermbach-Wildener Querzone.

Eisernhardter Tiefbaues die Fortsetzung des Pfannenberger Gangzuges und der Gilberg die Fortsetzung des Eisenzecher Gangzuges. Beide Vorkommen lösen sich weiter nördlich in einem Raum auf, der von einer Vielzahl verschieden streichender, meist kleiner und kleinster Gänge durchschwärmt ist und etwa bis an die Linie Siegen-Niederdielfen reicht. Südlich der Dermbach-Wildener Querzone bildet der Florz-Füsseberger Gangzug die streichende Fortsetzung des Pfannenberger Gangzuges, während der Schutzbacher Gangzug als mögliche Fortsetzung des Kulnwalder Gangzuges betrachtet werden kann.

Am Nordrand der tertiären Westerwaldüberdeckung scheint zwischen Kausen und Daaden eine dritte Querzone zu liegen, die aber wegen der geringen Zahl der aufgeschlossenen Spatvorkommen nicht so deutlich hervortritt. Jenseits dieser Querzone sind in Verlängerung des Schutzbacher Gangzuges nur die NW—SE streichenden Gänge der Grube Bindweide bekannt.

Die erwähnten Gangzüge setzen mit Ausnahme des SE-lichen Teiles in stark spezialgefalteten Siegener Schichten auf, wobei der Faltenspiegel nach NW zur Siegener

Hauptüberschiebung hin ansteigt. Die Faltenachsen streichen generell mit 60° und tauchen durchschnittlich mit 10—15° nach NE.

3. Zur Stratigraphie und Fazies der tiefsten Siegener Schichten

Die Untergliederung der ausschließlich aus Grauwacken, Grauwackenschiefern, Tonschiefern und entsprechenden Übergängen bestehenden Siegener Schichten erfolgt mangels geeigneter Leitfossilien nach petrographischen Gesichtspunkten, wobei hauptsächlich von dem Mengenanteil und der Erscheinungsart der sandigen Komponente ausgegangen wird. Hierbei gelang es Pilger (1952), charakteristische Schichtenfolgen von 80—100 m Mächtigkeit, sog. Leitschichtenpartien, auszuhalten, die sich im Streichen auf größere Erstreckung verfolgen lassen und auf die die z. Z. gültige Gliederung der Siegener Schichten aufgebaut ist.

Bei der stratigraphischen Einordnung der auf Taf. 29 im Profil dargestellten Schichten wurden die Vergleichsprofile von Pilger (1955) und Adler (1957) sowie die geologische Aufnahme des Reinhold-Forster-Erbstollens von Adler (1957) zugrundegelegt. Dabei ergab sich, daß im Grubengebäude nicht nur das bisher bekannte Untere Siegen vollständig aufgeschlossen ist, sondern auch die Gilberg-Schichten bis zur 1190 m Sohle eine Mächtigkeit von etwa 340 m erreichen (Abb. 2).

Die gesamte Schichtenfolge ist auf Taf. 29 dargestellt. Hierbei ist zu beachten, daß das Profil in 27° streicht und nur einen Winkel von 33° zu den in Mittel in 60° streichenden Faltenachsen bildet. Bedingt durch das südwestliche Achsentauchen streichen die nach NW fallenden Schichten spitzwinkliger (10—30°) zur Profilebene als die nach SE fallenden Schichten (35—55°). Deshalb erscheinen die nach NW fallenden Schichten im Profil mächtiger als die nach SE fallenden. Trotzdem sind auch die wirklichen Schichtmächtigkeiten in den flach nach SE fallenden Faltenschenkeln etwas geringer als in den steil nach NW fallenden. Die Mächtigkeitsangaben beziehen sich im Folgenden stets auf nach SE fallende Schichten.

Die Gilberg-Schichten beginnen im tiefsten Aufschluß mit einer 55 m mächtigen Folge von mittelkörnigen, bis zu 4 m mächtigen Grauwacken, die in fast ungesonderte sandige bis stark sandige Tonschiefer eingelagert sind. Darüber liegt eine 130 m mächtige, überwiegend tonige Schichtenfolge, die im Aufschluß auf der 1130 m Sohle nur vier 2—6 m mächtige Grauwackenbänke enthält, und deren sandige Tonschiefer besonders im liegenden Teil fein gebändert sind. Auf dieser tonigen Folge liegt wieder ein grauwackenreiches Schichtenpaket von 155 m Mächtigkeit, das faziell der Grauwackenfolge des tiefsten Grubenaufschlusses ähnelt und bis an die Basis der Mudersbacher Schichten reicht. Stratigraphisch entspricht es den von Schürger (1954) im Betzdorfer Raum kartierten Gilberg-Schichten, jedoch sind hier die von den fast ungesonderten Ton- und Grauwackenschiefern gut getrennten Grauwackenbänke weniger zahlreich, dafür aber mächtiger als in Betzdorf (bis 15 m, Abb. 2). Von den Mudersbacher Schichten unterscheiden sich die Gilberg-Schichten durch noch geringere Sonderung der sandigen Tonschiefer, Zurücktreten der Grauwackenschiefer und bessere Trennung der in sich geschlossenen Grauwackenbänke.

Die übrigen Schichtengruppen sind von PILGER (1955) und speziell für den Eiserfelder Raum von ADLER (1957) bereits eingehend beschrieben worden. Es soll nur darauf hingewiesen werden, daß im Streichen und Fallen die einzelnen Basiswacken

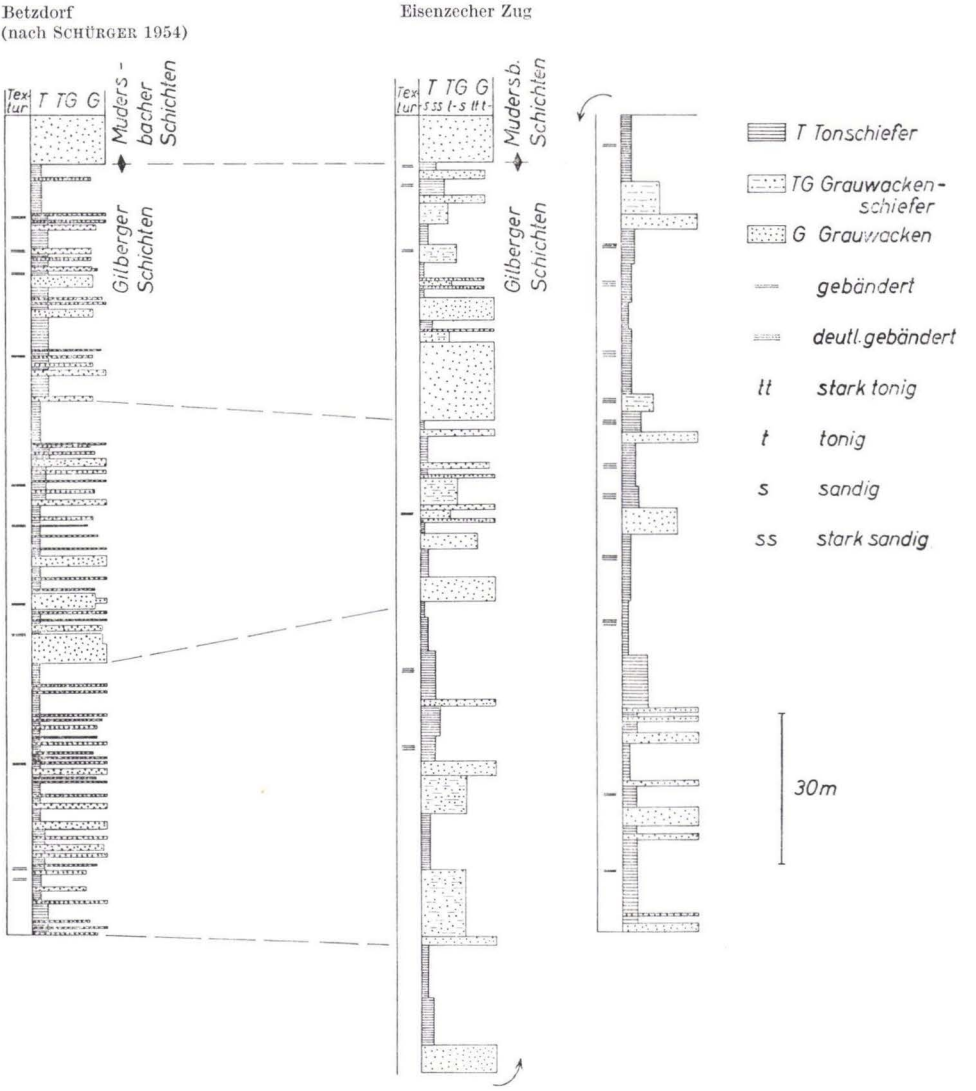


Abb. 2. Feinstratigraphische Säulenprofile der Gilberg-Schichten.

am besten durchhalten, im übrigen starke Mächtigkeitsschwankungen bei unverändertem Faziescharakter die Regel sind und daß der Sandgehalt in den Gilberg- und Mudersbacher Schichten von N nach S zunimmt, während er in den übrigen Schichtengruppen des Unteren Siegens von N nach S z. T. wesentlich abnimmt.

4. Tektonik

a) Faltenbau (Taf. 29)

Im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung bzw. des Siegener Schuppensattels sind die Schichten anfangs stärker gefaltet, während sie weiter südöstlich bis zur Burbacher Schuppenzone meist gleichmäßig nach SE fallen (vgl. PÖTTER 1958). Der Eisenzecher Gangzug liegt im Bereich der stärker gefalteten Schichten.

Zur Darstellung des Faltenbaues wurde das im vorhergehenden Abschnitt erwähnte Profil im Liegenden des Gangzuges so gelegt, daß es mit Letzterem streicht und fällt (27° 20'/72° W, s. Taf. 29). Diese Lage ist notwendig, damit das Profil in seiner ganzen Ausdehnung innerhalb der Grubenaufschlüsse bleibt. Außerdem ist dabei das Nebengestein in der Form abgebildet, in der es den Gang berührt. Deshalb lassen sich die Kreuzlinien zwischen dem Gang einerseits und den Faltenachsenebenen und Störungen andererseits unmittelbar aus dem Profil entnehmen. An den Stellen, an denen das Profil örtlich in das Hangende des Ganges gerät, wurden der Übersicht halber die Schichten des Liegenden bis zur Profilebene verlängert.

Auffällig ist zuerst die deutliche Nordwestvergenz. Generell fallen die Achsenebenen mit 60—75° nach SE, örtlich schwankt ihr Einfallen zwischen 30 und 85°. Der Faltenspiegel steigt nur geringfügig nach Nordwesten an.

Das Streichen der Faltenachsen liegt im weiteren Raum bei 60° und geht in Gangnähe z. T. bis auf 45° zurück. Außerhalb des Gangzuges tauchen die Faltenachsen — wie bereits erwähnt — mit 10—15° nach NE. In 50—100 m Entfernung vom Gang schlägt das Achsentauchen nach SW um und erreicht unmittelbar am Gang 40° (Taf. 30). Die größeren Faltenstrukturen im Bereich des Gangzuges sind von N nach S die Schlänger-Mulde, der Eisenzecher-Sattel, die Römel-Mulde und die Gabel-Sattelzone.

Die Hauptfalten werden an den Flügeln von zahlreichen Spezialfalten begleitet, deren Spannweite gewöhnlich unter 100 m bleibt, während sie bei den Hauptfalten zwischen 500 und 800 m liegt.

Erheblich beeinflußt wird der Faltenbau von den SE-fallenden Aufschiebungen. So laufen am Nordende des Gangzuges die einzelnen Faltenstrukturen an der generell mit 65° nach SE fallenden Schlänger-Nordkluft aus, haben also im Liegenden der Störung keine Fortsetzung. Diese Erscheinung läßt sich nicht durch einen größeren Aufschiebungsbetrag erklären, da im Liegenden der Störung ein ganz anderes Faltenbild herrscht. Dort wird das generelle Südwestfallen der Schichten nur durch einzelne kleine Falten oder Spezialfaltenzonen unterbrochen. An den übrigen Auf-bzw. Überschiebungen läßt sich häufig eine Verflachung der Faltenachsenebenen beobachten.

Die Schlänger-Mulde erreicht auf der 250 m Sohle die Schlänger-Nordkluft. An ihrer Nordwestflanke tritt eine kleinere Spezialfalte auf, die als Schlänger-Vorfalte bezeichnet wird und bereits über der 100 m Sohle an die Schlänger-Nordkluft stößt.

Auf dem etwa 400 m langen NW-Flügel des Eisenzecher-Sattels liegen vier Spezialfalten, die höher oder tiefer an der Schlänger-Nordkluft enden: Die Scheuer-Falte setzt erst unter der 50 m Sohle ein. Die nördliche und die südliche Grauebachfalte vereinigen sich unterhalb der 350 m Sohle zu einer einheitlichen Falte während die südlich folgende Kirschenbaum-Falte in diesem Niveau fast verkümmert und erst tiefer wieder deutlich erkennbar ist. Der Eisenzecher Sattel selbst tritt in höherem

Niveau als Doppelsattel auf. Sein langer Südostflügel hat ebenso wie der Nordwestflügel mehrere Spezialfalten aufzuweisen. Von diesen setzt die südliche Eisenzecher Falte über dem Reinhold-Forster-Stollen im Liegenden der Eisenzecher-Südkluft ein und begleitet auch unterhalb der 150 m Sohle die immer flacher fallende Eisenzecher Südkluft mit ungewöhnlich starker Vergenz (45°). Erst bei der 350 m Sohle löst sie sich von der Kluft und nimmt wieder normale Vergenz an (72°). In den dadurch vergrößerten Zwischenraum zwischen der mittleren und südlichen Eisenzecher Falte tritt von der 350 m Sohle an die Eisenzecher Zwischenfalte ein.

Von der 500 m Sohle an haben alle Eisenzecher Sättel annähernd gleiche Höhe und bilden ein etwa 300 m breites Sattelgewölbe. Durch Auflaufen der nördlich vorgelagerten Mulden auf die Schlänger-Nordkluft und Auftreten zahlreicher neuer Spezialfalten nimmt das Eisenzecher Sattelgewölbe auf den tiefsten Sohlen den Charakter einer Spezialfaltenzone innerhalb eines generell nach SE fallenden Schichtenpaketes an.

Die lange, flache SE-Flanke des Eisenzecher Sattelgewölbes ist noch öfter spezialgefaltet (südliche Eisenzecher-Spezialfaltenzone), jedoch besitzen die einzelnen Fältchen keine größere Teufenerstreckung.

Die größte und beständigste Faltenstruktur im Gangzugbereich ist die Römel-Mulde. Ihre durchschnittliche Vergenz ist etwas stärker als die der übrigen Falten (55°). In höherem Niveau wird sie südlich von mehreren Spezialfalten begleitet, die zusammen einen fast 200 m breiten Muldenboden bilden. Die Concordia-Schichten sind hier zu unwahrscheinlich großer Mächtigkeit zusammengestaucht, wobei es aber nicht ausgeschlossen ist, daß durch eine örtliche Absenkung während der Sedimentation bereits primär größere Schichtmächtigkeiten entstanden. Tiefer verlieren sich die Spezialfalten, die Mulde wird einheitlich und spitzer. Auf den tiefsten Sohlen ist der Muldenkern wieder spezialgefaltet, jedoch höchstens auf 25 m Breite.

Die steile, örtlich sogar überkippte SE-Flanke der Römel-Mulde wird von drei Spezialfalten unterbrochen: Die Christinenglück-Falte läßt sich bei wechselnder Spannweite von über Tage bis zur 1130 m Sohle, d. h. auf fast 1400 m Teufenunterschied verfolgen. Die südlich folgende Hartebornfalte verklingt unter der 910 m Sohle an einer Aufschiebung während die Gabelfalte als Vorläufer des breiten, stark spezialgefalteten Gabel-Sattelgewölbes betrachtet werden kann.

Bei der Betrachtung des Profils (Taf. 29) fällt auf, daß der in höherem Niveau weitspannige Faltenbau in der Teufe allmählich durch eine Vielzahl kleinerer Spezialfalten mit geringeren Amplituden ersetzt wird. So sind z. B. die Betzdorfer Schichten von der Römel-Mulde bis zum Eisenzecher Sattel um 650 m herausgehoben, während dieser Anstieg bei den Gilberg-Schichten nur etwa 360 m ausmacht.

b) Störungen (Taf. 29 und 30)

Unter den Störungen herrschen nach SE fallende und meist parallel zu den Faltenachsen streichende Auf- bzw. Überschiebungen vor. Die wichtigste von ihnen ist die bereits erwähnte Schlänger-Nordkluft. Sie entspricht in höherem Niveau der „Eichertstörung", der allerdings HENKE[1]) in Verlauf und Schubweite eine übergeordnete, regionale Bedeutung gab, die durch spätere Kartierungen nicht bestätigt wurde.

[1]) Akten d. Erzb. Siegerl. AG.

Die Schlänger-Nordkluft bildet die nördliche Begrenzung des Eisenzecher Gangzuges. Die in ihrem Liegenden zwar noch vorhandene, rechtsgestaffelte Gangfortsetzung ist bis auf eine Stelle unbauwürdig. Durch den unterschiedlichen Faltenbau im Liegenden und Hangenden der Schlänger-Nordkluft läßt sich der Aufschiebungsbetrag nicht sicher ermitteln, jedoch dürfte er 200 m kaum übersteigen.

Im Bereich des Eisenzecher Sattels liegen mehrere Aufschiebungsbahnen, die sich im Einfallen mal teilen, mal scharen. Die größte Aufschiebung — bis etwa 60 m — erfolgte hier an der Kirschenbaum-Nordkluft.

Auffällig ist das Verhalten der Eisenzecher Südkluft. Ihr oberer steilstehender Teil ist nach der stratigraphischen Kartierung von ADLER (1957) als Abschiebung ausgebildet, während sie tiefer in eine flache Überschiebung übergeht, an der die Römel-Mulde um 55 m überschoben ist. Es handelt sich hierbei wohl um eine ältere Über- bzw. Aufschiebungsbahn, an der später der Eisenzecher-Sattel, zwischen den Aufschiebungen an der NW-Flanke und der Abschiebung an der SE-Flanke, hochgedrückt wurde.

An der steilen SE-Flanke der Römel-Mulde treten mehrere flache Überschiebungen (Deckelklüfte) auf. Aus einer solchen entwickelt sich die einzige größere Aufschiebung des Südfeldes, die Gabel-Nordkluft.

Auf dem Grundriß machen die Störungen den Eindruck von Rechtsverwerfern. Nun wirken sich auch Aufschiebungen bei den nach W fallenden Gängen als Rechtsverwerfer aus. Ermittelt man jedoch den nötigen Aufschiebungsbetrag, der für die gegebenen Verwurfsweiten erforderlich wäre, so kommt man zu Werten, die oft weit über den tatsächlichen, stratigraphisch ermittelten Aufschiebungsbeträgen liegen. Auf der 300 m Sohle ist z. B. der Gang an der Kirschenbaumer Nordkluft 110 m versetzt (Taf. 30). Selbst bei schräger Aufschiebung wäre für den mit 60° nach W fallenden Gang eine Vertikalkomponente von mindestens 100 m erforderlich, während der stratigraphisch ermittelte Wert bei 30 m liegt (Taf. 29).

Außerdem sind die horizontalen Versetzungsbeträge des Ganges an den einzelnen Aufschiebungen von Sohle zu Sohle sehr unterschiedlich. So schwanken sie bei der Kirschbaum-Nordkluft zwischen 0 und 112 m, bei der oberen Eisenzecher-Nordkluft zwischen 10 und 110 m und bei der Eisenzecher Zerreißung zwischen 0 und 130 m (vgl. Taf. 30). Diese Beobachtungen sprechen dafür, daß die Aufschiebungsbahnen den Gang bereits primär abgelenkt haben und somit älter, d. h. präsideritisch sind. Da die Überschiebungen andererseits — wie vorher erwähnt — den Faltenbau beeinflußt haben, ohne daß sie selbst mitgefaltet worden sind, müssen sie während der Biegefaltung entstanden sein.

Von den postsideritischen Seitenverschiebungen vom „Typ Mahlscheid" ist lediglich eine erwähnenswert — das südfallende Eisenzecher Geschiebe. An ihm ist der Gang durchschnittlich 40 m rechtsverworfen.

II. Kurze Beschreibung der Gangmittel des Eisenzecher Gangzuges

1. Übersicht und Allgemeines

Einige hundert Meter südlich des Ortsrandes von Eiserfeld am Nordhang des Eichert, dort, wo die Schlänger-Nordkluft zutage ausstreicht, beginnt der Eisenzecher Gangzug (Taf. 28).

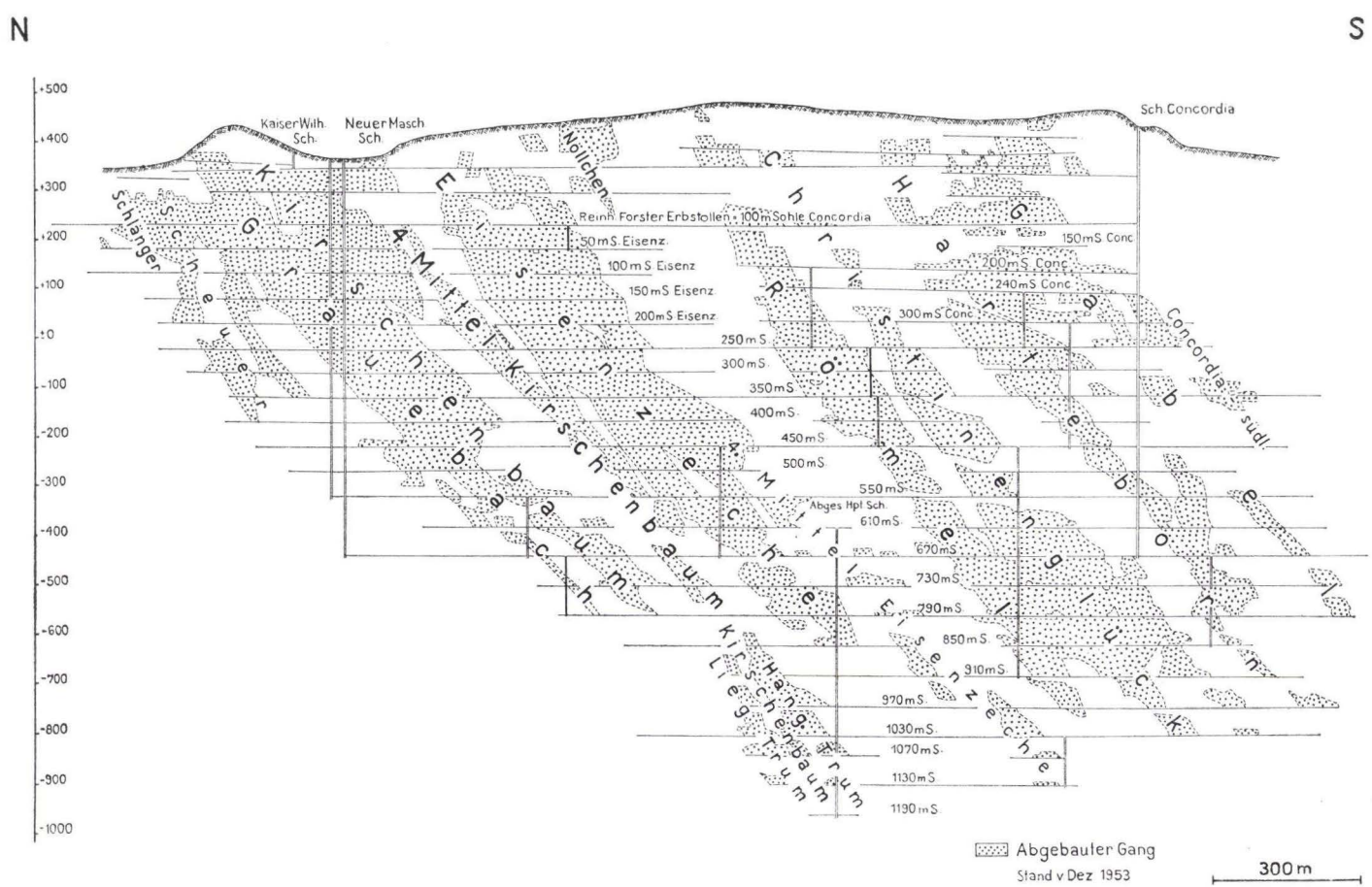


Abb. 3. Grube Eisenzecher Zug. Hauptseigerriß.

Der Pingenzug setzt hier ganz unvermittelt ein, zieht dann über den Kamm des Eichert hinunter in das Kesselborntal, vorbei an der Eisenzecher Schachtanlage und wieder hinauf zur Kreuzeiche. Hier beginnt er sich aufzusplittern; einige kleinere Pingenzüge zweigen nach SE und E ab. Erst jenseits des Weges, der vom Römel zur Kreuzeiche führt, ist der Pingenzug wieder einheitlich. Östlich des Schachtes Concordia gabelt er sich und läuft im Süden allmählich aus.

Der Gangzug besteht aus zwei einzelnen Gängen — dem eigentlichen Eisenzecher Zug und dem Römeler Zug. Jeder dieser Gänge besteht aus mehreren Gangmitteln, die voneinander entweder durch Klüfte getrennt sind oder nach anderen Gesichtspunkten mehr oder weniger willkürlich abgegrenzt werden. Ein Teil der Gangmittel wird noch in 1., 2., 3., usw. Mittel aufgeteilt (Abb. 3 und Taf. 30).

Zum Verständnis der Gangentwicklung dient die zuerst von HENKE[1]) am Eisenzecher Gangzug gemachte Beobachtung, daß der Gang beim Durchschlagen eines Sattelscharniers häufig einen nach NE geöffneten Haken (Sattelhaken), dagegen beim Durchschlagen eines Muldenscharniers einen nach SW geöffneten Haken (Muldenhaken) schlägt. Ganghaken setzen sich in Richtung des Einschiebens von Sohle zu Sohle fort. Demnach ist es denkbar, daß ein Ganghaken nur dann über größere Teufenunterschiede erhalten bleibt, wenn das Einschieben mit der aus Gang und Faltenachsenebene gebildeten Kreuzlinie zusammenfällt, weil andernfalls der Ganghaken aus der ihn verursachenden Faltenstruktur herauswandern würde.

2. Eisenzecher Zug (Abb. 3 und Taf. 30)

Der eigentliche Eisenzecher Zug erstreckt sich von der Schlänger-Nordkluft bis zur Römel-Mulde und besteht von N nach S aus den Gangmitteln Schlänger, Scheuer, Grauebach, Kirschenbaum, Eisenzeche und Nöllchen.

Schlänger ist nach seinen mehrfachen Hakenbildungen im Bereich der Schlänger-Vorfalte und der Schlänger-Mulde benannt. Nach der Teufe zu wird er von der SE-fallender Schlänger-Nordkluft verkürzt Bevor er aber gänzlich auf die Kluft aufläuft, löst er sich infolge Divergenz zwischen Gangeinschieben und Faltenvergenz schon bis zur 150 m Sohle auf. Die kümmerliche, um 30 m rechtsversetzte Gangfortsetzung im Liegenden der Schlänger Nordkluft ist nur zwischen der 450 und 550 m Sohle gebaut worden, wo sie bei einer mittleren Mächtigkeit von 1,5 m eine streichende Länge von 180 m erreicht und NE—SW streicht

Während Scheuer auf dem Reinhold-Forster-Stollen noch unmittelbar mit Schlänger und Grauebach zusammenhängt, entwickelt sie sich tiefer durch steileres Einfallen zu einem selbständigen Gang im Liegenden des Eisenzecher Zuges, läuft dabei aber aus dem Bereich der südwestlich abtauchenden Faltenachsen hinaus und keilt im Niveau der 450 m Sohle aus

Grauebach hängt wiederum mit dem 1. und 2. Mittel Kirschenbaum zusammen. Sie erreicht ihre größte Mächtigkeit mit fast 20 m auf der 200 m Sohle. Auf die unregelmäßigen Spezialfalten reagiert sie meist nur durch schwache Hakenbildungen

[1]) Akten d. Erzb. Siegerl. AG.

mit Ausnahme einer scharfen Umbiegung am Nordende in der Scheuer-Mulde. Aus der Umbiegung geht das Quertrum hervor, daß sich im unmittelbaren Hangenden der Schlänger-Nordkluft noch bis zur 790 m Sohle hält, während die Grauebach selbst durch Annäherung an den östlichen Rand der Achsenrampe unter der 500 m Sohle zusammengeht.

Von der 550 m Sohle an wird die Grauebach und das 1. und 2. Mittel Kirschenbaum durch eine im Hangenden neu einsetzende Spalte ersetzt, die hier als hangendes Trum Kirschenbaum bezeichnet wird und — von der 850 m Sohle an als liegendes Trum — bis zu den tiefsten Grubenaufschlüssen reicht.

Das 3. und das 4. Mittel Kirschenbaum sind zueinander und zu den übrigen Gangmitteln an den Aufschiebungsbahnen rechtsgestaffelt. Von diesen reicht das 4. Mittel bis unter die 790 m Sohle, wo es durch Zusammenlaufen der Begrenzungsklüfte auskeilt. Unter der nördlichen Begrenzungskluft — es handelt sich hierbei um das mit 25° nach S fallende untere Ende der Kirschenbaum-Nordkluft — setzt dafür ganz unvermittelt ein neues, E-W-streichendes Gangmittel ein, das irreführenderweise ebenfalls hangendes Trum Kirschenbaum genannt wurde, während das nördlich davon liegende eigentliche hangende Trum Kirschenbaum — wie erwähnt — von der 850 m Sohle an als liegendes Trum bezeichnet wird, da es nun im Liegenden des nach S fallenden neuen Gangmittels liegt.

Die weitere Teufenentwicklung des neuen hangenden Trumes Kirschenbaum ist anfangs noch sehr labil. Dabei kommt es örtlich zur Bildung eines im Siegerland ganz seltenen, nach NW geöffneten Ganghakens, der sich nicht auf den unmittelbaren Einfluß einer Faltenstruktur zurückzuführen läßt. Auf der 970 m Sohle tritt durch den Rechtsverwurf am Eisenzecher-Geschiebe vorübergehend eine Gangverdoppelung auf. Bis zur 1130 m Sohle hat sich der Gangverlauf wieder normalisiert; er entspricht mit einigen Hakenschlägen wieder ungefähr dem Faltenbau des Nebengesteines.

Das bedeutendste Gangmittel der Grube ist die Eisenzeche. Bei einer mittleren Länge von 300 m erreicht sie Mächtigkeiten bis 26 m. Sie wird einerseits von der Eisenzecher Nordkluft begrenzt, reicht aber andererseits nur stellenweise bis an die Eisenzecher Südkluft heran. Im mittleren Niveau entspricht ihr hakenförmiger Verlauf verhältnismäßig genau dem Faltenbau (Abb. 7). Von der 550 m Sohle an laufen infolge flacheren Einschiebens sämtliche Ganghaken aus den entsprechenden Faltenstrukturen in südlicher Richtung heraus. Dadurch kommt es zur Auflösung des Gangmittels, so daß unterhalb der 850 m Sohle nur noch das südlichste, d .h. das 4. Mittel Eisenzeche im Hangenden der Eisenzecher Zerreißung erhalten bleibt. Auf der 1130 m Sohle wurde eine geringmächtige südliche Fortsetzung des Eisenzecher Zuges noch etwa 400 m über die Römel-Mulde hinaus verfolgt ,wo sie 50—70 m im Liegenden des Römeler Zuges verläuft.

Das Nöllchen besteht aus mehreren Paralleltrümern, die im Hangenden der Eisenzecher Südkluft ansetzen, auf dem Reinhold-Forster-Stollen sämtlich unbauwürdig sind, an der Tagesoberfläche aber durch selbständige Pingenzüge hervortreten. Letztere biegen z. T. in E-W-Streichen um und münden in eine untergeordnete Querzone, die hier ansetzt und sich unter dem Namen Kalteborner Querzone in östlicher Richtung bis zum Pfannenberger Quertrum fortsetzt (Taf. 28).

3. Römeler Gangzug (Abb. 3 und Taf. 30)

Der Römeler Gangzug beginnt im Norden unmittelbar an der Römel-Mulde und läuft im S, im Bereich des Gabel-Sattel-Gewölbes, allmählich aus. Er besteht von N nach S aus den Gangmitteln Römel, Christinenglück, Harteborn, Gabel und Concordia-südlich. Das Streichen der generell mit 85° nach W fallenden Gangmittel entspricht etwa dem des Gangzuges, deshalb sind Rechtsstaffelungen selten. Durch die SE-fallenden Deckelklüfte wird der Gang mehrfach im Einfallen zurückversetzt (Abb. 1). Die Neigung zum Hakenschlagen ist auf den oberen Sohlen trotz zahlreicher Spezialfalten gering.

Der am Nordende des Römels in der Römelmulde zu erwartende Muldenhaken fehlt bis zur 850 m Sohle. Erst von hier an setzt sich der Gang über einen nur unvollständig aufgeschlossenen Doppelhaken im Neuen Mittel jenseits der Römelmulde fort. Das Neue Mittel liegt 100—120 m im Hangenden des 4. Mittels Eisenzeche. Auf der 1130 m Sohle wurde eine rechtsgestaffelte Fortsetzung des Neuen Mittels im Liegenden der Eisenzecher Zerreißung angetroffen, die in Bohrungen Mächtigkeiten über 5 m erreichte, infolge Betriebseinstellung aber nicht weiter untersucht wurde.

Christinenglück reagiert auf die Christinenglückfalte erst von der 850 m Sohle an mit einem Doppelhaken. Letzterer glättet sich wieder bis zur 1130 m Sohle, da sich hier Christinenglück-Sattel und -Mulde voneinander zu weit entfernt haben.

Harteborn durchquert die Harteborn-Falte bereits von der 250 m Sohle an mit einem zuerst noch schwachen Doppelhaken, der durch Auslaufen der Hartebornfalte unterhalb der 970 m Sohle wieder verklingt.

Gabel bildet in der Gabelfalte nur auf oberen Sohlen einen schwachgekrümmten Doppelhaken, der sich tiefer, wohl durch die größer werdende Spannweite der Gabel-Falte, wieder streckt.

Concordia-südlich ist nur auf wenigen Sohlen aufgeschlossen und durchquert auf diesen die Spezialfalten des Gabel-Sattelgewölbes ohne Hakenbildung.

III. Die Ausfüllung der Gangspalten

Nach Becher (1789) reicht die Oxydationszone stellenweise bis über 100 m unter Tage (Grauebach und Römel), während oft dicht daneben der Spateisenstein bis unter den Rasen anstand (Kirschenbaum und Harteborn). In ihr kamen neben erdigem Brauneisenstein, braunem Glaskopf und Rubinglimmer auch Pyrolusit, gediegen Kupfer, Rotkupfererz, Kupferglanz, Buntkupferkies und Malachit vor. Außerdem wurden an den Gangenden des Eisenzecher Zuges (Schlänger und Nöllchen) Speiskobalt und Kobaltblüte in inniger Verwachsung mit Quarz gefunden. Der Abbau von Kobalterzen fand jedoch nur auf kleineren Vorkommen der Kalteborner Querzone (Taf. 28) statt.

Unterhalb der Oxydationszone besteht die Gangausfüllung neben etwas Kupfer- und Schwefelkies nur noch aus Eisenspat und Quarz.

Der Eisenspat enthält etwa 36 % Fe, 6,5 % Mn, über 1 % Mg und unter 1 % Ca. Vom feinkörnigen, gebänderten bis zum grobspangeligen Spat sind sämtliche Übergänge vorhanden. Die Bänder im Spat bestehen aus dunkel gefärbten Streifen, die höchstens wenige mm breit sind und etwa parallel zum Salband verlaufen. Die dunkle

Färbung wird von Nebengesteinsstaub verursacht: Im Dünnschliff sind Glimmerminerale erkennbar und im Körnerpräparat aus den Bändern ist der glasklare Quarz des Nebengesteines enthalten, während die Gangquarze auch im feinen Korn stets milchig trüb erscheinen. Die Bänder zeigen, daß die Öffnung der Gangspalte nicht gleichmäßig, sondern in zahlreichen kleinen Teilbewegungen erfolgte (BORNHARDT, 1910). Bei jeder Teilöffnung der Spalte kamen zuerst die aufgewirbelten Nebengesteinszerreibsel zum Absatz. Die Feinkörnigkeit des enggebänderten Spates läßt sich vielleicht durch die Vielzahl der dabei entstandenen Kristallisationskeime erklären. Dort, wo der Gang an Mächtigkeit zunimmt, entfernen sich auch die Bänder voneinander. Zwischen ihnen ist dann der Spat oft spangelig ausgebildet. Es ist nun aber die Frage, ob sämtlicher spangelige Spat primär in dieser Form abgesetzt wurde oder ob nicht ein Teil durch Rekristallisation des feinkörnigen Spates entstand, und zwar dort, wo die Spatbänderung durch Flatschen von spangeligem Spat unterbrochen wird, ohne daß ein Verwurf die Ursache wäre.

Der Quarz kommt in zwei Generationen vor: Der graue Quarz ist älter, der Milchquarz ist jünger als der Eisenspat.

Der graue Quarz tritt auf den tieferen Sohlen am nördlichen Gangende in Form von Verdrängungsresten im Spat und im Milchquarz und von schlierigen Durchwachsungen des Nebengesteines am Salband auf. Da er das Nebengestein weniger durchtrümert als metasomatisch verdrängt hat, enthält er selbst viel Nebengesteinsmaterial, das neben den dispers enthaltenen Sulfiden die Graufärbung ausmacht. Bei den Sulfiden handelt es sich nach HÜTTENHAIN (1932) überwiegend um kobalthaltigen Arsenkies, der sich durch die einige Monate nach dem Auffahren erscheinende Kobaltblüte bemerkbar macht.

Die Hauptmenge des Quarzes bildet der Milchquarz. Er kommt fast überall im Gang vor, in Form von Trümern, die mal parallel, meist spitzwinklig, oft auch diagonal und quer zum Salband verlaufen. Die Feinheit der Quarztrümchen geht herunter bis zu nur mikroskopisch sichtbaren Verästelungen entlang von Korngrenzen und Spaltrissen des Spates. Neben Quarzdurchtrümerung treten metasomatische Verdrängungen des Eisenspates durch den Milchquarz zurück. Dort, wo gebänderter Spat von Milchquarz verdrängt wurde, erhielt Letzterer manchmal eine graue Färbung, indem er die grauen Bänder des Spates unverändert übernahm. Zum Unterschied vom älteren Quarz verdrängt der Milchquarz jedoch kein Nebengestein. Da der Gang an verschiedenen Stellen bis zur Unbauwürdigkeit verquarzt ist, spielt die räumliche Verteilung des Milchquarzes für den Bergbau eine Rolle. Die größte Menge des Milchquarzes tritt an den Gangenden, an den Enden selbständig gewordener Gangmittel und in der Nähe der präsideritischen Auf -und Überschiebungen auf. So ist z. B. der liegende Kirschenbaum (Taf. 30) auf den tiefsten Sohlen vom Norden her vollständig verquarzt, da er das nördliche Gangende darstellt und auch in der Nähe der Schlänger-Nordkluft liegt. Im gleichen Niveau ist das 4. Mittel Eisenzeche im unmittelbaren Hangenden der Eisenzecher Zerreißung verquarzt. Beim Römeler Zug befindet sich in höherem Niveau der meiste Quarz in den verkümmerten Gangabschnitten zwischen den einzelnen Gangmitteln. Die Zunahme der Verquarzung des gesamten Römeler Zuges auf der 1130 m Sohle legt die Vermutung nahe, daß man sich hier dem unteren Gangende, d. h. der tektonischen Gangwurzel nähert.

Nach der Einteilung von HÜTTENHAIN (1932) gehört der graue Quarz zur Vorphase, der Eisenspat und der darauf folgende Milchquarz zur Hauptphase. Der spärlich auftretende Kupfer- und Schwefelkies ist jünger und gewöhnlich entlang des Salbandes und der Bänderung eingedrungen. Der Speiskobalt der oberen Sohlen gehört der Sulfidphase an. Ankerit tritt nur außerhalb des Gangraumes, meist in Querklüften auf. Weitere Generationen sind infolge der Mineralarmut des Eisenzecher Zuges nicht nachzuweisen.

Auffällig ist, daß der Umschlag vom älteren Quarz zum Eisenspat und von diesem zum Milchquarz jeweils ziemlich plötzlich erfolgt sein muß, da Überlappungen der einzelnen Abfolgen kaum zu beobachten sind.

Das stufenweise Wiederaufreißen der Gangspalte scheint während des Spatabsatzes noch gleichmäßig und meist wieder in der Mitte der soeben verheilten Gangspalte vor sich gegangen zu sein, wie die oft gleichmäßig ausgebildete Spatbänderung zeigt. Erst gegen Ende des Spatabsatzes riß die Spalte unregelmäßiger auf: Trümer von etwas jüngerem Spat durchziehen diagonal den vorher abgesetzten Spat. Diese Form des Wiederaufreißens bleibt auch während des Milchquarzabsatzes bestehen. Örtlich entstanden dabei Breccien von Eisenspat, die vom Quarz verkittet wurden.

Gleichzeitig mit der stufenweisen Öffnung der Linsenförmigen Gangspalte muß ein ständiges Weiterreißen der Spalte an den Gangenden erfolgt sein, auch zu jener Zeit, als nur noch Milchquarz zum Absatz kam. Daraus erklärt sich, daß an den Gangenden — in der Horizontalen und Vertikalen gesehen — die Gangausfüllung häufig in Milchquarz übergeht. Die Quarzanreicherung in der Nähe der großen Störungsbahnen hängt wohl mit der dadurch bedingten Auflockerung des angrenzenden Gangteiles während des Quarzabsatzes zusammen. Die meist verletteten Störungsbahnen kommen als Zubringer der Quarzlösungen kaum in Betracht.

Der z. T. hohe Quarzgehalt der Gänge drückt sich auch im Relief der Tagesoberfläche aus. Die rheinischen Gangzüge fallen oft mit Höhenzügen zusammen (Abb. 1). Dagegen sind die Höhenunterschiede in Längsrichtung des Eisenzecher Gangzuges durch den Faltenbau bedingt, denn die Erhebungen fallen mit der Schlänger- und der Römel-Mulde zusammen, während das Kesselborntal auf dem Eisenzecher Sattel liegt (Taf. 29).

Die mancherorts zahlreichen Bergeeinschlüsse sind scharfkantig, oft von Spat und Quarz durchtrümert, aber nicht verdrängt. Lediglich an der Grenze von Quarz und Tonschiefer sind Chlorit-Neubildungen sichtbar. Die Schichtung der Bergeeinschlüsse liegt häufig parallel zu der des Nebengesteins. Die Einschlüsse sind also gewöhnlich durch primäre Verästelung der Gangspalte entstanden.

IV. Faltung und Gangbildung

1. Bisherige Ansichten

Aus der Beschreibung der Gangentwicklung ist ersichtlich, welchen Einfluß der Faltenbau auf die Lage und Form der Gangspalten ausübt. Bevor jedoch auf diese Abhängigkeit näher eingegangen wird, sollen die bisherigen Auffassungen zur Gangbildung kurz wiedergegeben werden.

Schon frühzeitig war die Anordnung der einzelnen Gänge zu Gangzügen bekannt. Hierzu erwähnt BECHER (1789), daß der „Hauptzug der Siegen'schen Gruben . . . zwischen den Stunden 1 und 2" streicht. Zu den Störungen (Schube oder Geschiebe) stellte er fest, daß sich der Gang hinter diesen meist ausrichten lasse, wie z. B. der Kirschenbaum und das Nöllchen die Fortsetzung des Eisenzecher Ganges seien.

Allerdings sagte er nichts über das relative Alter der Störungen. Die Bezeichnung Schube spricht für eine nachträgliche Verschiebung des Ganges, während BECHER den Besteg auf der Störungsfläche für die Verbindung der Gänge ansieht und damit eher zur sog. Auslenkungstheorie neigt. Letztere war in der Mitte des vorigen Jahrhunderts allgemein gültig. Danach sind die den Gang durchsetzenden Störungen keine nachträglichen Verwerfungen, sondern ältere Störungen, an denen die Gangspalte bei ihrem Aufreißen ausgelenkt wurde.

Die Entstehung der Gangspalten durch Faltung und Pressung wurde anfangs abgelehnt, „denn während die Sattel- und Muldenlinien in der Regel in Stunde 4 streichen, durchziehen die Gangspalten das Gebirge in jeder Richtung" (SCHMEISSER 1882). BORNHARDT (1910) erklärte die Gangspaltenbildung durch eine Dehnungsperiode, die zeitlich zwischen zwei Pressungsperioden liegt. Auf die erste Pressungsperiode (später als präsideritische Faltung bezeichnet) führte er die Hauptfaltung und auf die zweite die Entstehung der Druckstörungen (Geschiebe und Überschiebungen) zurück. An der Textur der Gangausfüllung konnte er nachweisen, daß der Gang nicht mehr von der Hauptfaltung beansprucht wurde, daß aber die Bewegungen an den meisten Störungen jünger als die Spaltenfüllung sind. Für die Spaltenbildung während der Dehnungsperiode fand DENKMANN (1912) auch eine mechanische Erklärung: den Ganggraben. Bei den Aufnahmen auf Storch und Schöneberg und Stahlberg glaubte er große Abschiebungen an den Gangspalten zu erkennen. So hielt er die Gangspalten für Staffelbrüche oder Begrenzungsklüfte von Schollen, die bei der horizontalen Zerrung des Gebirges eingesunken waren, und stand damit im Gegensatz zu der bis dahin gültigen und von SCHMEISSER (1882) formulierten Anschauung, daß es sich bei den Gängen um reine Dehnungsklüfte handelt, an denen kein Verwurf nachzuweisen sei.

QUIRING (1924) nimmt ebenfalls an, daß die Gangspalten durch flächenhafte Zerrung während einer Hebung des Gebietes bald nach der Hauptfaltung der Siegener Schichten entstanden sind, indem die im prädevonischen Untergrund vorgezeichneten Spalten während der Zerrungsphase nach oben durchgebrochen sind.

HENKE (1927) deutet die Gänge erstmalig als Pressungsspalten und führt dafür u. a. folgende Gründe an: Ähnlichkeit des Baues und der Anordnung der Spalten mit denen in den Daubrèe'schen Versuchsprismen, Zusammenvorkommen von fast senkrecht aufeinanderstehenden Spaltenrichtungen, die nicht auf verschiedene Spaltengenerationen zurückgeführt werden dürften, die staffelförmige Anordnung von Parallelspalten, das vollständige Ausklingen der Spalten sowohl im Streichen wie im Einfallen und das gelegentliche Auftreten von geringen Verwürfen an den Spalten. Für die Öffnung der Gangspalten führt er ebenfalls die Daubrèe'schen Versuche an, die bewiesen haben, daß Pressung und Zerrung gleichzeitig stattfinden können, wenn die Gelegenheit zu einem Ausweichen der Masse nach einer Seite gegeben ist.

Bei der Beobachtung des Achsengefälles stellte ANDRES (1941) fest, daß sich das Siegener Erzgebiet in seinen axialen Verhältnissen stark von seiner Umgebung abhebt

und durch eine stärkere „axiale Unruhe" ausgezeichnet ist. Dabei verweist er auf KLIVER (1862), der die Gangspalten auf das wechselnde Achsenfallen im Siegerland zurückführte.

Bei der Bearbeitung verschiedener Siegerländer Gruben kamen GIESECKE (1955), PHILIPP (1955), KNEUPER (1955) und DEGENS (1955) zu der Auffassung, daß Gangspalten einerseits und kleinere Verwerfungen andererseits zum gleichen, zweischarigen Scherflächensystem gehören, dessen Flächen etwa diagonal zur b-Achse streichen und sich in der c-Achse schneiden. Im Bereich syn- oder antithetischer Achsenflexuren entwickelten sich diese hko-Flächen zu Abschiebungen, wobei mal das eine, mal das andere Scherflächenpaar zu Gangspalten geöffnet wurde. DEGENS (1955) wies für den Wissener Raum außerdem nach, daß die Achsenflexuren zu rheinisch streichenden Achsenrampen geordnet sind, die er auf Schwächezonen im Untergrund zurückführt. Daß sich solche Schwächezonen noch bis in jüngere Zeit ausgewirkt haben beweist er an zwei untermiozänen Braunkohlenflözen bei Roth, deren Höhendifferenz beiderseits eines Gangzuges 130 m beträgt.

THIENHAUS (1954) faßte seine Anschauungen zur Gangbildung folgendermaßen zusammen: Die Siegerländer Spateisensteingänge sind als schräge Abschiebungen, bedingt durch die Längsdehnung des Gebirges, im Spätstadium der Orogenese entstanden. Sie verwerfen die generell nach NE untertauchenden Falten antithetisch. SW-fallende Axialzonen mit synthetischen Gangabschiebungen führen ebenfalls zur Verzögerung des Untertauchens der Falten nach NE. Bevorzugt für die Gangbildung sind die vom tieferen Untergrund nach oben fernwirkenden und staffelförmig gebauten rheinischen Verschiebungszonen der Gangzüge (THIENHAUS 1953).

Bei der systematischen Beobachtung des Raumwinkels zwischen Schichtung und Gang kam BAUER (1956) zu dem Ergebnis, daß dieser Winkel in den meisten Fällen zwischen 40 und 50° schwankt. Bei Änderung der Schichtenlage in Sätteln oder Mulden versucht dann die Gangspalte unter Hakenbildung einen mittleren Winkel zur Schichtung beizubehalten.

Bei der Betrachtung des relativen Alters der Eisenspatgänge kommt PILGER (1952 und 1957) zu dem Ergebnis, daß die Gänge während der jungbretonischen Faltungsphase entstanden und an alte rheinisch streichende Liniamente gebunden sind, die bei der späteren Faltung breit aufgelockert wurden.

Während fast alle Bearbeiter die Gangausfüllung als Absätze hydrothermaler Lösungen betrachten, die sauren bis intermediären Graniten entstammen, nimmt HENKE (1927) auf Grund nicht erkennbarer Spaltenverbindungen zu dem angenommenen Pluton und der regionalen Sideritisierung der Fossilsubstanz eine Durchgasung des Gebirges im gesamten Spateisensteinbezirk an. Eine lateralsekretionäre Auffassung wird von BREDDIN (1935) vertreten.

2. Die Achsenrampe

Wie bereits erwähnt, stellt ANDRES (1941) bei der Bobachtung des Achsengefälles fest, daß sich das Siegerland in seinen axialen Verhältnissen stark von seiner Umgebung abhebt und durch eine stärkere „axiale Unruhe" ausgezeichnet ist. Später ergaben die Untersuchungen von GIESECKE (1955), PHILIPP (1955) THIENHAUS (1954),

KNEUPER (1955) und DEGENS (1955), daß das Achsentauchen nicht regellos wechselt, sondern daß das allgemeine flache nordöstliche Achsengefälle von mehr oder weniger schmalen, rheinisch streichenden Achsenflexurzonen unterbrochen wird, innerhalb derer die Faltenachsen entweder umgekehrt nach SW (antithetisch) oder versteilt nach NE (synthetisch) eintauchen. Diese Achsenflexurzonen werden in der vorliegenden Arbeit als Achsenrampen bezeichnet, wobei jeweils der gesamte Raum der versteilt bzw. entgegengesetzt eintauchenden Faltenachsen gemeint ist.

Die rheinischen Gangzüge liegen — soweit untersucht — ausnahmslos in solchen Achsenrampen, während die Querzonen mit 1—2 km breiten, aber weniger ausgeprägten, E—W streichenden Achsenrampen mit flach nach SW eintauchenden Faltenachsen zusammenfallen.

Die bereits von ADLER (1957) beobachtete Achsenrampe des Eisenzecher Gangzuges beginnt bereits im Liegenden der Schlänger-Nordkluft, erreicht ihre volle Breite

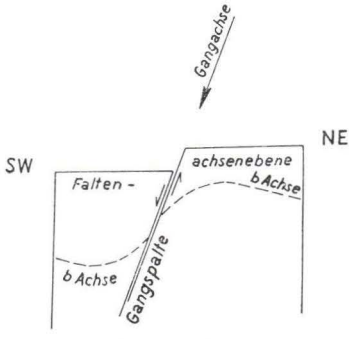


Abb. 4. Lage der Achsenflexur.

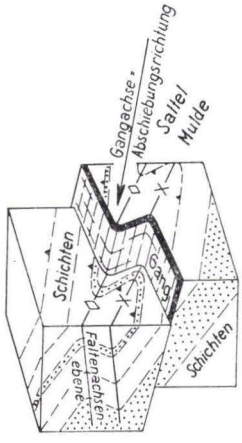


Abb. 5. Blockbild zur Veranschaulichung der Schrägabschiebung am Gang.

aber erst im Hangenden der Kluft. Wie breit sie nun an jeder einzelnen Stelle ist, läßt sich nicht feststellen, denn meistens ist das Gebirge nicht beiderseits des Ganges weit genug aufgeschlossen. Das Umschlagen des Achsentauchens vom generellen nordöstlichen in südwestliches wird gewöhnlich in 50—100 m Entfernung vom Gang beobachtet, so daß unter der Voraussetzung, daß der Gang durchschnittlich in der Mitte der Achsenrampe liegt, sich für letztere eine Breite von 100—200 m ergibt. Dieser Wert ändert sich mit zunehmender Teufe nicht merklich und im Streichen auch nur an den Enden der Achsenrampe, wo diese verhältnismäßig schnell ausläuft. So liegt die Achsenkulmination am Gangmittel Gabel noch 50 m, an der Concordia-südlich nur noch 20 m im Liegenden des Ganges (Taf. 30).

Die Faltenachsen sind innerhalb der Achsenrampe nicht nur in der Vertikalen, sondern auch in der Horizontalen flexurartig verbogen: Das Achsenstreichen geht in Gangnähe bis auf 45° zurück, während es außerhalb der Achsenrampe bei 60° liegt. Bei der Entstehung der Achsenrampe haben sich die beiderseits liegenden Gebirgsblöcke also nicht in der Vertikalen, sondern etwa in Richtung der Gangachse zueinander bewegt (Abb. 4 und 5). Da aber die Gangachse etwa parallel zu den nach SE fallenden Faltenachsenebenen verläuft, wurden letztere nicht wesentlich verbogen. Deshalb

sind die in den Sohlenrissen eingetragenen Achsenlinien (Spur der Faltenachsenebene auf der Sohlenebene) fast nicht aus ihrem 60°-Streichen abgewichen.

Aus der Breite der Achsenrampe und der Neigung der Faltenachsen ergibt sich, daß die Achsenrampe einer schrägen, gegen das regionale Achsengefälle gerichteten Abschiebung von 80—120 m entspricht.

Das Streichen und Fallen der Achsenrampe entspricht dem des Gangzuges. In höherem Niveau streicht sie 27°. Da sie aber nun am Nordende flacher (78°) als am Südende (85°) fällt, geht ihr Streichen bis zum Niveau der 1130 m S. auf 18° zurück.

3. Streichen und Fallen der Gangmittel

Geht man davon aus, daß die verschieden streichenden Gangmittel eines Vorkommens eine gemeinsame Zonenachse (Gangachse, Einschieblinie) besitzen, wie es die Untersuchungen von Giesecke (1955), Philipp (1955) und Kneuper (1955) bestätigt haben, und daß der günstigste Raumwinkel zwischen Schichtung und Gang

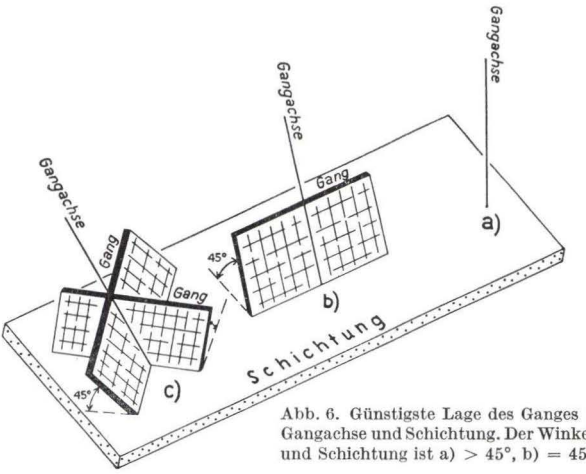


Abb. 6. Günstigste Lage des Ganges in Abhängigkeit von Gangachse und Schichtung. Der Winkel zwischen Gangachse und Schichtung ist a) > 45°, b) = 45° und c) < 45°.

bei 45° liegt (Bauer, 1956), so ergibt sich, daß bei einem Winkel zwischen Gangachse und Schichtung von über 45° die Gangspalte keine Möglichkeit hat, die Schichten diagonal zu durchsetzen (Abb. 6 a). Beträgt dagegen der genannte Winkel 45°, so gibt es für die Gangspalte eine günstige räumliche Lage (Abb. 6 b) und ist er kleiner als 45°, so sind zwei Lagen vorhanden, in denen die Gangspalte diagonal zu den Schichten liegt (Abb. 6c). Da im Siegerland die Schichten meist nach SE fallen und die Gangachse gewöhnlich nach SW geneigt ist, liegt der Raumwinkel zwischen beiden gewöhnlich unter 45°. Die sich dabei ergebenden günstigen Lagen der Gangspalte sind eine N–S streichende und steil nach W fallende und eine WNW–ESE streichende und flacher nach S fallende. Bevorzugt wird gewöhnlich diejenige Lage, die dem Verlauf der Achsenrampe am nächsten kommt.

Da nun die günstigste Lage der Gangspalte mit dem Streichen und Fallen der Achsenrampe häufig nicht übereinstimmt, muß sich die Gangspalte im Streichen oder Einfallen staffeln, um nicht aus der Achsenrampe herauszulaufen, ohne daß es sich

dabei um Fiederspalten zu handeln braucht, wie sie HENKE (1927) annimmt. So kann man den Eisenzecher Gangzug als einen großen, schwach gekrümmten Muldenhaken betrachten, dessen Scharnier in der Römelmulde liegt (Taf. 30). Die einzelnen mehr N—S streichenden Mittel des Eisenzecher Zuges sind dabei an den präsideritischen Aufschiebungsbahnen rechts gestaffelt, während die in Gangzugrichtung streichenden,

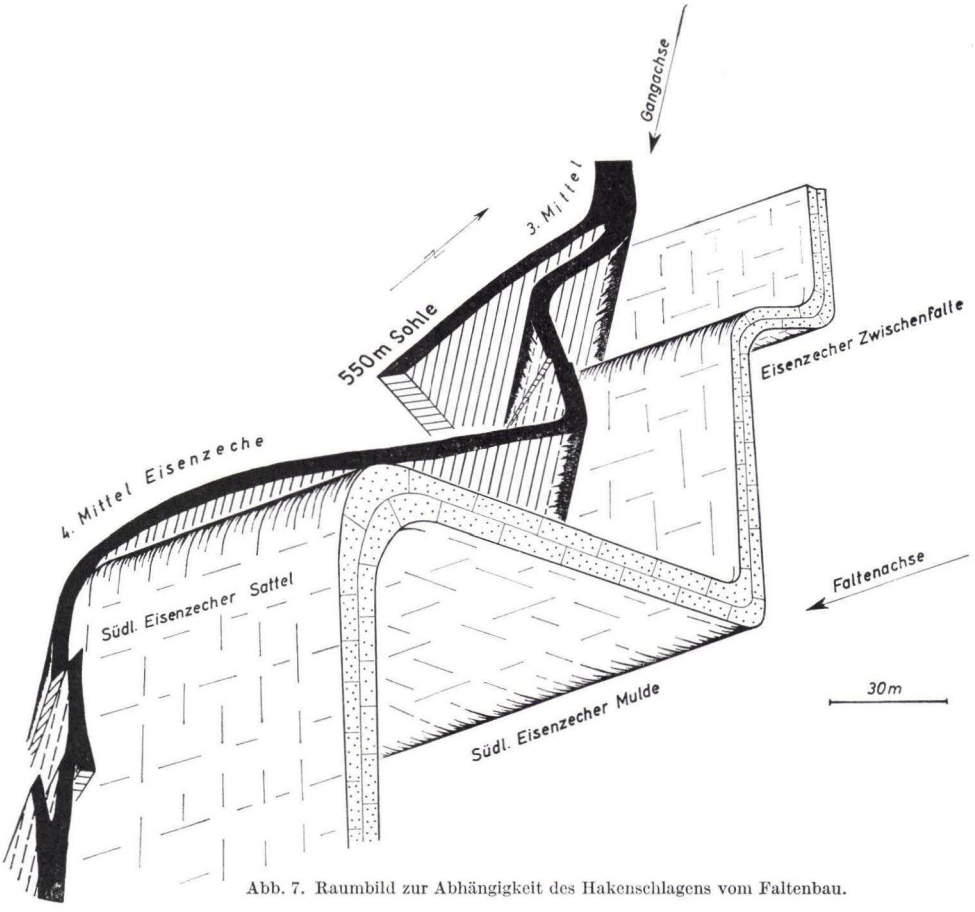


Abb. 7. Raumbild zur Abhängigkeit des Hakenschlagens vom Faltenbau.

aber flacher als die Achsenrampe fallenden Mittel des Römeler Zuges an den präsideritischen Überschiebungsbahnen gegen ihr Einfallen zurückversetzt sind (Abb. 1).

Die Staffelung im Streichen ist auch bei den benachbarten Gangzügen zu beobachten. Streichen die einzelnen Mittel mehr N—S, wie beim Apfelbaumer Zug, Pfannenberg und Eisernhardter Tiefbau, so sind sie — meist an Störungen — rechtsgestaffelt; streichen dagegen die Mittel in Gangzugrichtung, wie beim Reifenberg und dem Kulnwalder Zug, so hängen sie im Streichen durchgehend zusammen (Taf. 28). Diese Erscheinung ist so allgemein, daß sie als primäre Anlage betrachtet werden muß und sich nicht durch zufällige Häufung von postsideritischen Seitenverschiebungen erklären läßt.

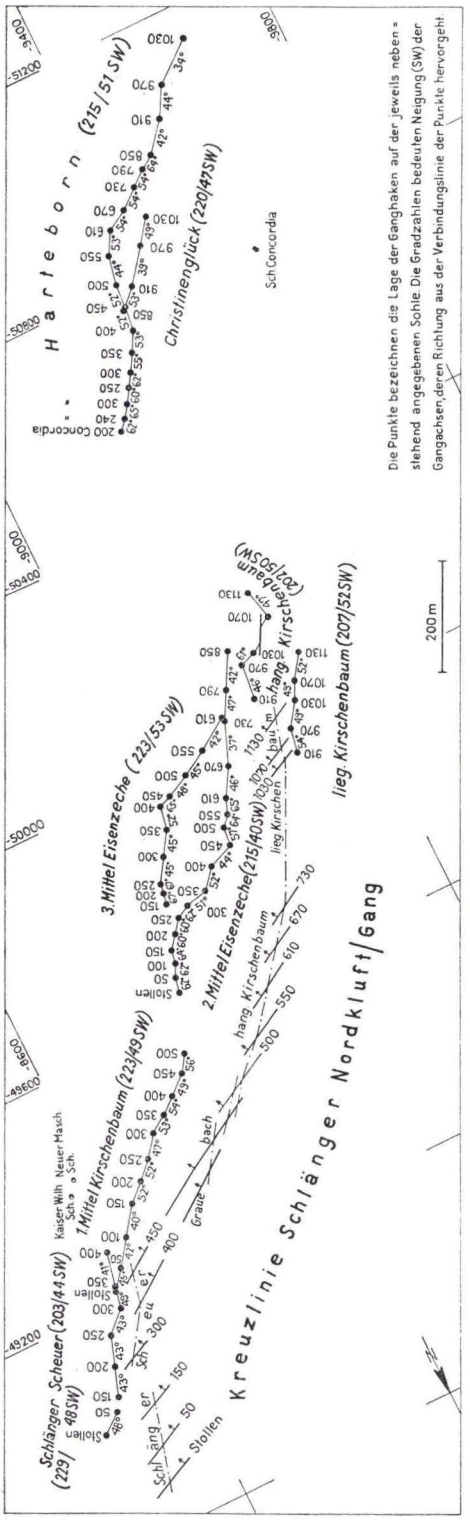


Abb. 8. Einschiebeplan in hauptgrundrißlicher Darstellung

Hinzu kommt, daß der z. T. gut aufgeschlossene liegende Rand der jedenfalls präsideritisch entstandenen Achsenrampe von den größeren Störungen nicht versetzt wird (Taf. 30, Reinhold-Forster-Erbstollen-Sohle in Höhe des Gangmittels Kirschenbaum).

In den E—W verlaufenden Querzonen sind die mehr ESE—WNW streichenden Mittel links gestaffelt, um ihr generelles E—W-Streichen einzuhalten.

Auffällig ist auch, daß die Mittel, die in Gangzugrichtung streichen und sich damit weniger an den günstigsten Winkel zur Schichtung halten, auch geringere Neigung zum Hakenschlagen zeigen. So bilden der Reifenberg und der Kulnwalder Zug, die beide in stark gefalteten Schichten aufsetzen, überhaupt keine Ganghaken.

Im allgemeinen ist die Neigung zum Hakenschlagen bei verhältnismäßig steil abtauchenden, d. h. innerhalb der Achsenrampe stärker verbogenen Faltenachsen größer als bei weniger deutlichen Achsenflexuren. Da die flexurartige Verbiegung der Faltenachsen nach der Teufe etwas zunimmt, ist dort auch die Neigung zur Hakenbildung größer.

Bei der Beobachtung der zahlreichen Hakenbildungen der Gänge konnte die Auffassung von Bauer (1956), daß der Gang bestrebt ist, in allen Teilen der Falte einen mittleren Winkel zur Schichtung einzuhalten, fast ausnahmslos bestätigt werden. Wenn auch im Faltenkern Gang und Schichtung parallel streichen, so fällt dort der Gang um etwa 45° steiler als die Schichten bzw. Faltenachsen. Sind die Schichten im Faltenkern scharf gebogen, so verursachen sie einen eng gekrümmten Ganghaken, während in breiten Sattelgewölben oder Muldenböden der Gang ganz allmählich umbiegt. Das Umbiegen des Ganges er-

folgt in der gleichen Richtung wie das Umlaufen der Schichten an der abtauchenden Falte (Abb. 7). Bei südwestlich abtauchenden Faltenachsen sind also Muldenhaken nach SW und Sattelhaken nach NE geöffnet. Bei nordöstlich abtauchenden Faltenachsen sind die Verhältnisse umgekehrt.

Verläuft die Gangachse parallel zur Faltenachsenebene, so können Ganghaken über große Teufenunterschiede hinweg erhalten bleiben. Bei örtlichen Divergenzen wandert

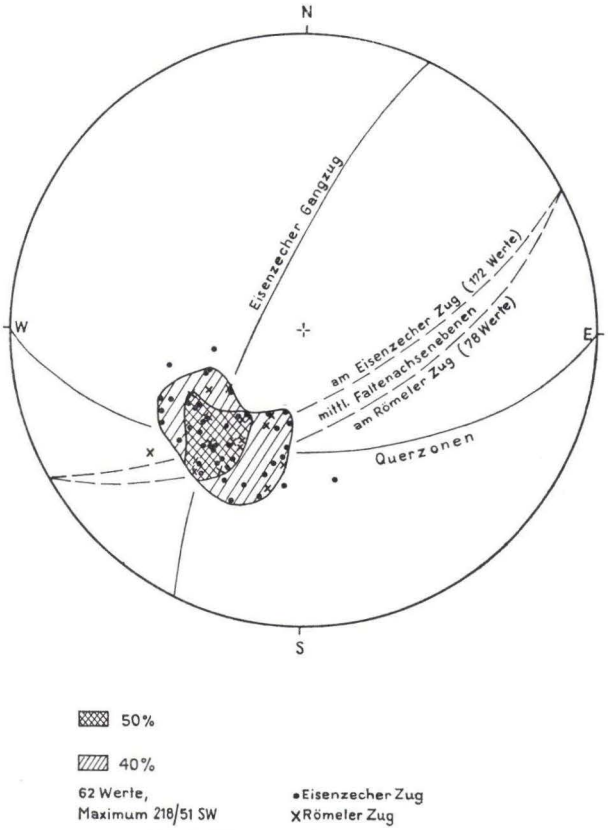


Abb. 9. Diagramm der Gangachsen.

der Ganghaken aus der ihn verursachenden Falte in Richtung des Einschiebens heraus. Es kommt dann häufig, ebenso wie beim Einsetzen von Spezialfalten, zur Zerschlagung der Gangspalte. Bilden Gangachse und Faltenachsenebene von vorneherein einen größeren Winkel, wie z. B. auf Grube Pfannenberger Einigkeit, so entstehen an ein und derselben Faltenstruktur in verschiedenem Niveau immer wieder neue Ganghaken von geringer Teufenerstreckung.

4. Das Einschieben

Das Einschieben ist die Richtung, in der das jeweilige Gangmittel zur Teufe niedersetzt. Am besten läßt es sich durch Verfolgung der Ganghaken von Sohle zu Sohle

ermitteln. Das Einschieben ist identisch mit der Gangachse, d. h. mit der Zonenachse der verschieden streichenden Gangmittel. Auf Abb. 8 ist in hauptgrundrißlicher Darstellung die Lage der deutlichsten Ganghaken verschiedener Mittel in Form von Punkten mit der jeweiligen Sohlenbezeichnung aufgetragen. Zwischen den einzelnen Sohlenaufschlüssen wurde die örtliche Neigung der Gangachse eingetragen. Für die so erhaltenen 62 Werte wurde dann auf dem Schmidt'schen Netz ein Maximum ermittelt, das bei 218/51 SW liegt (Abb. 9). Auffällig ist hierbei, daß die mittleren Gangachsen des Eisenzecher Zuges und des Römeler Zuges ihrer Lage nach übereinstimmen.

Aus dem Einschiebeplan (Abb. 8) geht weiterhin hervor, daß die Neigung der Gangachse in höherem Niveau meist stärker ist (60—65°) als in tieferem Niveau (37—45°). Örtliche Verflachungen des Einschiebens sind auch in der Nähe von Überschiebungen zu beobachten.

Außerdem ist aus Abb. 8 ersichtlich, daß die Kreuzlinie zwischen Schlänger-Nordkluft und Gang mit 40° Neigung um 11° flacher liegt als das mittlere Einschieben des Gangzuges. Dadurch gehen bis zur 1130 m Sohle an dieser begrenzenden Kluft 400 m streichende Ganglänge verloren, die den Mitteln Schlänger, Scheuer und Grauebach entsprechen (Taf. 30).

Bemerkenswert ist, daß die mittlere Gangachse sowohl parallel zu der gedachten Kreuzlinie zwischen dem Eisenzecher Gangzug und den angrenzenden Querzonen als auch zur c-Achse des Faltenbaues der weiteren Umgebung verläuft.

5. Die Verschiebung des Nebengesteins an der Gangspalte

Die Bewegung des Nebengesteines längs des Ganges ist durch dessen Hakenform geschient (Abb. 5) und konnte nur in Richtung der Gangachse erfolgen (vgl. Philipp, 1955 und Kneuper, 1955). Der absolute Verschiebungsbetrag läßt sich am sichersten an den Stellen ermitteln, an denen im Bereich eines Sattels oder einer Mulde der gleiche stratigraphische Horizont beiderseits des Ganges aufgeschlossen ist. So ist auf der 450 m S. im Bereich der Eisenzecher Sättel die oberste Grauwackenbank der Mudersbacher Schichten (nach Adler, 1957: S1 m 3e) am Gangmittel Eisenzeche etwa 40 m[1]) abgeschoben (Taf. 30). Der gleiche Betrag ergibt sich für die Basisgrauwacke der Kirchener Schichten (S1 n 1a), die auf der 450 m S. im Bereich der Harteborn-mulde im Liegenden und auf der 500 m S. im Hangenden des Gangmittels Harteborn aufgeschlossen ist (Taf. 30). Die beiden Aufschlüsse liegen im mittleren Gangbereich. An den Gangenden oder dort, wo selbständig gewordene Gangmittel auslaufen, geht der Abschiebungsbetrag auf Null zurück. Ausgleichsbewegungen sind in einiger Entfernung vom Gangende meistens nicht mehr nachzuweisen. Aus der Abschiebungsrichtung ergibt sich auch, daß flach nach S fallende Schichten am Gang rechts-, nordfallende, seiger stehende und steil nach S fallende (überkippte) Schichten linksverworfen sind. Nur wo örtlich die von Schichtung und Gang gebildete Kreuzlinie parallel zur Gangachse (= Abschiebungsrichtung) verläuft, ist auch bei größerem

[1]) Diesen Betrag hält auch Herr Dr. Henke nach mündl. Mitteilg. f. mögl. u. betrachtet ihn als „geringe Verstellung" der Schichten.

Abschiebungsbetrag kein Verwurf der Schichten am Gang zu beobachten. Die Achsenebenen der einzelnen Faltenstrukturen, die ja parallel oder spitzwinklig zur Gangachse liegen, sind deshalb am Gang nicht oder nur wenig versetzt. Kleine Unterschiede im Faltenbau beiderseits des Ganges sind auf den niveaumäßigen Unterschied des Faltenbildes zurückzuführen, da ja durch die Abschiebung ursprünglich verschiedene Niveaus am Gang gegenübergestellt sind. Eine spätere selbständige Weiterfaltung im Hangenden oder Liegenden der Gangspalte läßt sich nicht nachweisen, wie auch die Gangausfüllung von der Schieferung nicht mehr erfaßt wurde. Rechnet man zu dem Abschiebungsbetrag von 40 m die 120 m, die sich aus der einer Abschiebung entsprechenden Achsenflexur ergeben, so erhält man für den Gangzug einen maximalen Gesamtabschiebungsbetrag von 160 m.

6. Die Gangmächtigkeit

Die durchschnittlich bei 4 m liegende Gangmächtigkeit zeigt neben der Abhängigkeit vom örtlichen Gangstreichen und von der Petrographie des Nebengesteins einen auffälligen Wechsel in der Teufe. Während die Mittel des Eisenzecher Zuges bereits in höherem Niveau ihre größte Mächtigkeit erreichen, ist dieses beim Römeler Zug erst im Bereich der 910 m S. der Fall. Auffällig ist weiterhin, daß das Niveau der beginnenden Mächtigkeitsabnahme bei den südlichen Mitteln tiefer liegt als bei den nördlichen. So nimmt die Mächtigkeit beim Schlänger unterhalb des Reinhold-Forster-Erbstollens ab, bei Scheuer unter der 50 m S., bei der Grauebach unter der 300 m S., bei den Eisenzecher Mitteln unter der 450 m S., beim Römel unter der 850 m S. und beim Christinenglück unter der 910 m S. Harteborn besitzt auf der 1030 m S. noch größere Mächtigkeit und ist darunter nicht mehr aufgeschlossen worden. Verbindet man die Stellen der einsetzenden Mächtigkeitsabnahme der einzelnen Gangmittel miteinander, so erhält man eine mit 25° nach SSW geneigte Linie. Eine Erklärung für diese Erscheinung ist im Gebirgsbau der engeren Umgebung nicht zu finden, da die erwähnte Linie quer durch alle Strukturen und stratigraphischen Horizonte hindurchgeht.

Deutlich ist die Abhängigkeit der Mächtigkeit vom Gangstreichen: Bei sonst gleichen Bedingungen ist die Mächtigkeit desto größer, je größer der Winkel zwischen dem örtlichen Gangstreichen und dem Generalstreichen der Faltenachsen ist.

Weniger deutlich ist der Einfluß der Zusammensetzung und Textur des Nebengesteines. Da aber die großen Gangmächtigkeiten zum überwiegenden Teil in den schlecht gesonderten, grauwackenreichen Mudersbacher Schichten und den fast rauhflaserigen Hengsbach-Schichten liegen und in den milden Concordia-Schichten die Gangmittel meist geringmächtig sind, kann man annehmen, daß Horizonte mit geringer schichtparalleler Gleitfähigkeit und größerer Sprödigkeit die Spaltenöffnung eher begünstigen als solche, die die Zerrung in der Achsenflexur durch plastische Verformung ausgleichen (vgl. fertile und sterile Schichten QUIRINGS, 1924).

Wenn das Untere Siegen weniger höffig gilt, so liegt das wohl daran, daß eine Gangspalte beim Verlassen der rauhen Mittleren Siegener Schichten zuerst in die milden Concordia- und Hamberger Schichten kommt. Diese geringere Höffigkeit gilt aber nicht für die darunter folgenden wieder rauheren Horizonte.

V. Gedanken zur Entstehung der Gangspalten und zum Bewegungsmechanismus im Untergrund

Verläuft die Gangachse parallel zur Faltenachsenebene, was angenähert bei der Mehrzahl der Vorkommen der Fall ist, dann liegen die Gangspalten beiderseits eines Sattels oder einer Mulde symmetrisch zur Faltenachsenebene, weil ja die Lage der Gangspalten über den 45°-Winkel an die Schichten gebunden ist und die Schichten ihrerseits symmetrisch zur Faltenachsenebene liegen. Man kann daraus jedoch nicht ableiten, wie es seit HENKE (1927) die Mehrzahl der Autoren getan hat, daß die Gänge als Diagonalscherflächen (hko-Flächen) angelegt wurden, denn während diese Scherflächen nur in zwei Richtungen streichen und Widerstände, wie Grauwackenbänke und Gänge, in möglichst großem Winkel durchschlagen, streichen die Gänge im Bereich umlaufender Schichten in allen Richtungen und durchsetzen die Schichten möglichst diagonal. Man kann auch nicht das Hakenschlagen mit dem Umspringen der Gangspalte von einem Scherflächensystem in das andere erklären, denn dafür sind die Krümmungsradien der Ganghaken zu groß (bis 50 m). Vielmehr muß man nach den bisherigen Beobachtungen in den Achsenrampen die direkte Ursache der Gangspaltenbildung sehen (s. a. BAUER, 1956).

Deutet man die Entstehung der Achsenrampen als Auswirkungen von Blockbewegungen des Untergrundes, die im Endstadium der Faltung erfolgten, so läßt sich das Aufreißen der Gangspalten auf die im Bereich der Achsenflexuren wirksame Abscherung und Dehnung zurückführen. In den schwächer ausgebildeten Achsenrampen ist der Einfluß der Schichtung auf die Lage der Gangspalten geringer. Hierzu gehören die Gänge und Gangzüge, die ziemlich genau in Richtung der Achsenrampe streichen, kaum abgelenkt oder gestaffelt sind und die Falten ohne wesentliche Verbiegungen durchschlagen (Römeler Zug in höherem Niveau, Kulnwalder Zug und Reifenberg, Taf. 28 und 30). Häufiger sind jedoch die Gänge in ausgeprägten Achsenrampen mit ihren empfindlichen Reaktionen auf die Lage der Schichten. Man kann deshalb annehmen, daß bei Gangspalten, die während der flexurartigen Verbiegung der Faltenachsen verhältnismäßig früh aufrissen, die Abscherung wirksamer war als bei den Spalten, die später bei schon stärker geneigten Faltenachsen entstanden und bei denen die Zugbeanspruchung größer war. Dafür sprechen auch die Gangmächtigkeiten, die im letzteren Falle stets größer sind. Die für die Siegerländer Gänge typisch gewundene Form wäre also charakteristisch für Dehnungs- bzw. Zugspalten in anisotropem Gebirge.

Das Gebirge beiderseits der Gangspalte ist in Richtung der Gangachse verschoben und zwar gleichsinnig mit der Verbiegung der Faltenachsen. Die Bewegung, die zur Verbiegung der Faltenachsen führt, geht also nach Überschreitung der plastischen Verformungsfähigkeit der Schichten an den Gangspalten weiter. Die nachweisbaren Abschiebungsbeträge liegen dabei gewöhnlich unter 100 m; nur am Ameiser Gang ergibt sich nach GIESECKE (1955) ein Abschiebungsbetrag von 250—350 m. Nicht immer jedoch sind die Gänge echte Abschiebungen, nämlich dann nicht, wenn in den steilstehenden rheinischen Gangzügen der Gang wechselndes Einfallen zeigt. So ist z. B. die Gangachse auf San Fernando nach Süden gerichtet und bedingt bei den NNE-streichenden Mitteln Ostfallen, bei den NNW-streichenden Mitteln Westfallen, während die N—S-streichenden Mittel seiger stehen. In jedem Falle ist aber die Ostscholle

abgesunken, wie auch die Faltenachsen im Gangbereich steiler nach NE fallen (SCHMELCHER, 1959).

Weitere Zusammenhänge ergeben sich aus den Gangmächtigkeiten. In Sattelbereichen sind die Gangmächtigkeiten gewöhnlich größer als in Muldenbereichen, was wohl mit der Auflockerung der Schichten in den Sätteln zusammenhängt. Bei sonst gleichen Bedingungen ist die Mächtigkeit umso größer, je größer der Winkel ist zwischen dem Streichen der Faltenachsen und dem jeweiligen Gangabschnitt. Daraus ergibt sich, daß die Öffnung der Gangspalten noch während des anhaltenden Faltungsdrucks vor sich ging. Parallel zu den Faltenachsen streichende Gangabschnitte sind gewöhnlich verkümmert, wogegen die größten Mächtigkeiten bei den Ganghaken beobachtet werden, in denen ja der Gang rechtwinklig zur Faltenachse streicht. Zweifellos hat die Längsdehnung des Faltenstranges die Spaltenöffnung unterstützt, ebenso wie der seitliche Faltungsdruck die Öffnung der spitzwinklig zur b-Achse streichenden Gangspalten beeinträchtigt hat. Jedoch kann man nicht die Spaltenöffnung allein auf die Längsdehnung des Gebirges während der Faltung zurückführen. Dagegen spricht die enge Bindung der Gangspalten an die Achsenrampen, während die aus der Längsdehnung resultierenden Querklüfte der rauheren Schichten in dichter Folge gleichmäßig über den ganzen Faltenstrang verteilt sind, etwa rechtwinklig zur Schichtung stehen und keine größeren Ausmaße erlangen. Die Abhängigkeit der Mächtigkeit vom Gangstreichen kann man dadurch erklären, daß die Öffnungsrichtung der Spalten parallel zur b-Achse lag, also in Richtung des geringsten Widerstandes.

Weiterhin kann beobachtet werden, daß fast alle großen Vorkommen ihre größte Mächtigkeit in einem mittleren Niveau, etwa zwischen 300 und 700 m, besitzen, darunter wieder zusammengehen und unterhalb einer Grenze, die 1000 bis 1500 m unter der heutigen Tagesoberfläche liegt, nicht mehr bauwürdig sind. Man kann dagegen auch nicht einwenden, die Gänge seien auf den tieferen Sohlen unvollständiger aufgeschlossen, denn die Mehrzahl der Untersuchungsarbeiten der letzten Jahre wurden in diesem Niveau angesetzt und durch lange Verbindungsstrecken wurden auch die Räume zwischen den Gangzügen aufgeschlossen. Ein primärer Teufenunterschied der Mineralabsätze kann auch nur in den wenigsten Fällen herangezogen werden. Es bleibt noch übrig anzunehmen, daß die damalige Landoberfläche etwa parallel zur heutigen verlief und der zunehmende statische Gebirgsdruck die plastische Verformbarkeit der Gesteine erhöhte, wodurch in größerer Teufe die flexurartigen Verbiegungen der Faltenachsen bruchlos, also ohne Spaltenbildung, erfolgten. Die geringere Mächtigkeit und häufige Verästelung der Gangspalten im obersten Niveau läßt ein damaliges Deckgebirge von verhältnismäßig geringer Mächtigkeit vermuten.

Die Bändertextur des Eisenspates wird auf das stufenweise Öffnen der Gangspalte und die jeweils sofort anschließende Ausfüllung des entstandenen Hohlraumes mit Eisenspat zurückgeführt (BORNHARDT, 1910). Obwohl sich die Spalten gegen den Faltungsdruck und den statischen Gebirgsdruck öffneten, konnte es demnach durch die schnelle Ausfüllung der jeweils nur kleinen Spaltenräume zu mächtigen Gängen kommen. Wenn auch die Annahme einer Durchgasung des Gebirges (HENKE, 1927) wegen fehlender pneumatolytischer Erscheinungen nicht aufrecht erhalten werden kann, so zwingt doch die regionale Verspatung und das Fehlen durchgehender Spalten zur Annahme einer breiten Durchströmung des Eisenspatbezirkes mit hydrothermalen

Lösungen, die im Auflockerungsbereich der Achsenrampen natürlich am stärksten war. Über die Herkunft der Lösungen lassen sich bis heute noch keine sicheren Angaben machen.

Wenn die vorliegenden Beobachtungen die Anlage der Gangspalten als Diagonalscherflächen nicht bestätigen, so handelt es sich doch bei den vorwiegend postsideritischen Geschieben um solche hko-Flächen. Die beiden Systeme streichen etwa E—W und NNE. Entsprechend der seitlichen Einengung sind die E—W-streichenden Geschiebe Rechtsverwerfer und die NNE-streichenden Linksverwerfer. Daher kommt es auch, daß rheinisch streichende Gänge in der Regel rechts verworfen werden, denn die Linksverwerfer laufen parallel zu ihnen und berühren sie nur selten. Ebenso werden E—W-Gänge in der Regel links verworfen. Bemerkenswert ist hierbei, daß die vorher beschriebenen, primären Auslenkungen der Gangspalte im gleichen Sinn erfolgten. Da nun die Gänge häufig die gleiche Lage haben wie die jüngeren Geschiebe, haben auch an ihnen postsideritische Seitenverschiebungen stattgefunden. Sie hinterließen häufig etwa horizontale Striemung am Salband, jedoch sind die Verschiebungsbeträge meist gering; so kam es z. B. nur in Einzelfällen zur Abscherung von Ganghaken. Da die bereits in Gangzugrichtung streichenden Gänge kaum versetzt sind, scheinen die postsideritischen Seitenverschiebungen trotz ihrer Häufigkeit geringere Bedeutung zu haben als die Auslenkungen der Gangspalten an präsideritischen Störungen. Ausgenommen sind hiervon vereinzelt auftretende Zonen größerer Seitenverschiebungen, wie z. B. die Mahlscheid-Störung.

Als letzte Frage soll die Entstehung der Achsenrampen erörtert werden. Im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung liegen die großen Gangvorkommen in den rheinisch streichenden Gangzügen (Typen Ia, seltener Ib, nach THIENHAUS, 1956). Das System der rheinischen Gangzüge, das von Siegen bis unter die tertiäre Überdeckung des Westerwaldes reicht, wird bei Eiserfeld, zwischen Dermbach und Wilden und zwischen Kausen und Daaden von E—W-streichenden Querzonen unterbrochen, in denen zahlreiche, meist kleinere nach Süden fallende Gänge auftreten[1]) (Typ II nach THIENHAUS, 1956). Die rheinischen Gangzüge fallen mit schmalen, nur 100 bis 200 m breiten Achsenrampen zusammen, in denen die Faltenachsen entweder versteilt nach NE oder nach SW abtauchen. In den bis 2 km breiten Querzonen sind die Faltenachsen flach nach SW geneigt. Die von GRABERT (1954) erwähnten Achsensättel liegen sämtlich am Nordrand von Querzonen, also dort, wo sich die generell NE-tauchenden Faltenachsen nach SW neigen.

Die rheinischen Gangzüge stehen z. T. seiger, z. T. fallen sie steil nach Westen oder Osten. Dagegen fallen die Querzonen verhältnismäßig flach nach Süden (50—60°). Auffällig ist dabei, daß die Kreuzlinien zwischen den rheinischen Gangzügen und den Querzonen etwa parallel zu den Gangachsen der jeweils angrenzenden Gangzüge verlaufen. Weiterhin gleicht die räumliche Lage der Gangzüge und Querzonen den beiden Systemen von Diagonalscherflächen (hko-Flächen), die einem NW-vergenten Faltenbau mit nordöstlich eintauchender b-Achse entsprechen. Man könnte deshalb annehmen, daß der verfestigte Untergrund nach dem Beanspruchungsplan der Faltung

[1]) Die Kalteborner Querzone begrenzt zwar den Steimel-Arbacher Gangzug im Norden, gehört aber nicht, wie die anderen Querzonen, zu den großen Strukturen.

des Deckgebirges in größere Blöcke zerschert wurde. Diese Blöcke wurden dann gegeneinander in Richtung der c-Achse verschoben. Dabei haben sich die Bewegungsflächen als Achsenrampen (Abb. 10) und die Bewegungsrichtungen als Gangachsen im Deckgebirge durchgepaust. Für die Art und Tiefe dieses verfestigten Untergrundes gibt es wenig Anhaltspunkte. Vielleicht könnte man auch ohne Zuhilfenahme des tieferen Untergrundes auskommen, jedoch sprechen dagegen das lange Aushalten der Achsenrampen im Streichen und Fallen und die enge Begrenzung der „axialen Unruhe" auf den Spateisensteinbezirk.

So ist ein Ausklingen der Achsenrampen in größerer Teufe bisher nicht beobachtet worden. Außerdem erreicht die Eiserfelder Querzone (Taf. 28) vom Hirzhorn bis zur Silberquelle 5,5 km, die Dermbach-Wildener Querzone vom Hollertszug bis zur Neuen

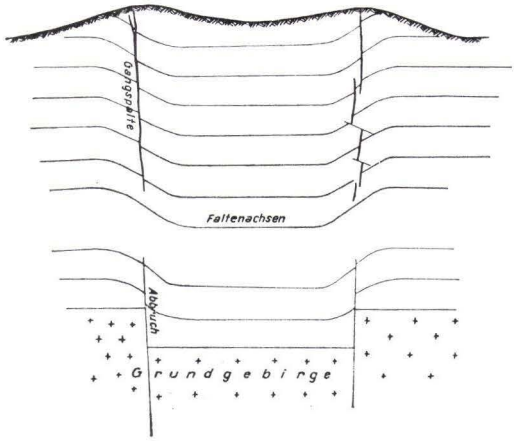


Abb. 10. Schema eines „Ganggrabens".

Hoffnung 15 km und die Kausen-Daadener Querzone vom Käusersteimel bis zur Peterszeche 13 km, wobei sich aber nach den Aufnahmen von PÖTTER (1958) das südwestliche Achsentauchen noch weiter nach Osten verfolgen läßt. Wenn auch die streichende Länge der rheinischen Gangzüge geringer ist, so liegen doch z. T. mehrere durch Querzonen getrennte Gangzüge auf einer Linie, wie z. B. der Eisernhardter, Pfannenberger und Florz-Füsseberger, die zusammen 12 km lang sind (s. a. HENKE, 1934). Zudem ist eine Fortsetzung auf dieser Linie jenseits der Kausen-Daadener Querzone unter der tertiären Westerwaldüberdeckung nicht ausgeschlossen.

Ebenfalls für Schollenbewegungen des Untergrundes sprechen die reflexionsseismischen Messungen, die nach den Auswertungen der Seismos GmbH.[1]) unter den letztgenannten Gangzügen einen größeren Abbruch vermuten lassen, an dem die Westscholle um etwa 1000 m abgesunken ist und der sich in Teufen von 10000 bis 20000 m verfolgen läßt.

Auf Abb. 11 sind auf Grund der bekannten Achsenrampen die daraus gefolgerten Blockbewegungen des Untergrundes dargestellt. Ob es sich dabei um ausschließlich

[1]) Akt. d. Erzbergb. Siegerl. AG.

varistische Anlagen handelt, inwieweit ältere Liniamente beteiligt sind (vgl. PILGER, 1952 und 1957) und worauf der unterschiedliche Bau von rheinischen Gangzügen und Querzonen zurückgeht, diese Fragen sind bis heute ungeklärt.

Jenseits — d. h. nördlich — der Siegener Hauptüberschiebung läßt sich das hier beschriebene rheinische Gangzugsystem nicht mehr verfolgen. Dafür tritt dort häufiger ein an überschobene Schollen gebundener Gangzugtyp auf, bei dem die einzelnen Vorkommen ebenfalls in Achsenrampen liegen (Typ III nach THIENHAUS).

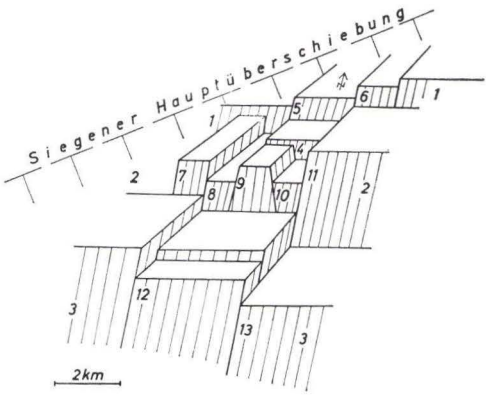


Abb. 11. Schema der vermuteten Blockbewegungen des Untergrundes.

1 Eiserfelder Querzone
2 Dermbach-Wildener Querzone
3 Kausen-Daadener Querzone
4 Kalteborner Querzone
5 Gilberger Gangzug
6 Eisernhardter Gangzug
7 Apfelbaumer Gangzug
8 Kulnwalder Gangzug
9 Eisenzecher Gangzug
10 Steimel-Arbacher Gangzug
11 Pfannenberger Gangzug
12 Schutzbacher Gangzug
13 Florz-Füsseberger Gangzug

Zusammenfassung

Die Gangvorkommen südlich der Siegener Hauptüberschiebung sind zu rheinisch streichenden, steilstehenden Gangzügen geordnet, die in Abständen von jeweils ca. 5 km von E—W streichenden und nach Süden fallenden Querzonen unterbrochen werden. Die Querzonen werden gebildet von zahlreichen kleinen nach S fallenden E—W-Gängen (Gangzugtyp II nach THIENHAUS, 1956). Neben den Querzonen bei Eiserfeld und zwischen Dermbach und Wilden wurden die E—W-Gänge zwischen Kausen und Daaden zu einer weiteren Querzone zusammengefaßt, die u. a. den Florz-Füsseberger Gangzug südlich begrenzt.

Der Eisenzecher Gangzug ist der mittelste von den fünf zwischen der Eiserfelder und der Dermbach-Wildener Querzone liegenden rheinischen Gangzügen. Er ist ca. 2,5 km lang und bis 1430 m unter der Tagesoberfläche aufgeschlossen. Das Nebengestein wurde in einem parallel zum Gangzug verlaufenden Profil dargestellt. Es besteht aus spezialgefalteten Unteren Siegener Schichten. Beim Verfolgen der von PILGER (1955) und ADLER (1957) aufgestellten Leitschichtenpartien ergab sich, daß im Grubengebäude nicht nur ein vollständiges Profil der bekannten Unteren Siegener Schichten auf-

geschlossen ist, sondern auch die Gilberg-Schichten in einer Mächtigkeit von ca. 185 m unter dem bisher bekannten, tiefsten Horizont aufgeschlossen sind. Der NW-vergente Faltenbau wird von präsideritischen Aufschiebungsbahnen primär beeinflußt. Die Schichtmächtigkeiten sind in den steil nach N fallenden Faltenschenkeln größer als in den flacher nach Süden fallenden Faltenschenkeln.

Die Gangentwicklung wurde in einer Militärperspektive dargestellt. Bei der Analyse der tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug sowie an den benachbarten Gangzügen konnten folgende Beobachtungen zur Abhängigkeit der Gangbildung vom Faltenbau bestätigt werden:

1) Die rheinischen Gangzüge liegen in Achsenrampen, d. h. in Achsenflexurzonen, in denen die Faltenachsen nach SW oder versteilt nach NE abtauchen, während sie im weiteren Raum flach nach NE geneigt sind.
2) Die verschieden streichenden Gangmittel ein und desselben Gangzuges besitzen eine gemeinsame, nach S bis SW fallende Zonenachse (Gangachse bzw. Einschieben), die parallel zur c-Achse des Faltenbaues der weiteren Umgebung liegt.
3) Das Hangende des Ganges ist an der Gangspalte in Richtung der Gangachse abgeschoben. Am Eisenzecher Gangzug liegt der Abschiebungsbetrag bei 40 m und geht am Gangende auf 0 m zurück.
4) Das Hakenschlagen ist auf das Bestreben der Gangspalte zurückzuführen, die Schichten auch im Bereich von Falten diagonal zu durchsetzen.

Außerdem wurden folgende Beobachtungen gemacht:

1) Die Gangvorkommen der Querzonen liegen in breiten E—W streichenden Achsenrampen, in denen die Faltenachsen flach nach SW eintauchen.
2) Die von den Querzonen einerseits und den angrenzenden rheinischen Gangzügen andererseits gebildeten Kreuzlinien verlaufen parallel zu den jeweiligen Gangachsen.
3) In Achsenrampen mit flach eintauchenden Faltenachsen reagiert der Gang weniger auf die Lage der Schichtung, schlägt keine Haken, streicht und fällt mit der Achsenrampe und erreicht gewöhnlich nur geringe Mächtigkeiten.

   In Achsenrampen mit steiler eintauchenden Faltenachsen reagiert der Gang empfindlich auf die Lage der Schichtung, schlägt nicht nur beim Durchqueren von Spezialfalten Haken, sondern stimmt auch im Streichen und Falten mit der Lage der Achsenrampe nicht ganz überein, so daß er sich — gewöhnlich an präsideritischen Störungsbahnen — im Streichen und Einfallen staffelt.
4) Einmal gebildete Ganghaken setzen sich von Sohle zu Sohle in Richtung des Einschiebens (= Gangachse) fort und verklingen erst, wenn durch Divergieren von Faltenvergenz und Gangachse die Ganghaken aus den sie verursachenden Spezialfalten herauslaufen oder wenn sich in der Teufe durch Neueinsetzen oder Verklingen von Spezialfalten ein verändertes Faltenbild ergibt.

Gedeutet werden die Gangspalten nicht als Klüfte eines zweischarigen Scherflächensystems, sondern als Resultat der Abscherungs- (überwiegend bei schwach geneigten Faltenachsen) und Zugbeanspruchung (überwiegend bei stärker geneigten Faltenachsen) des Gebirges bei der Bildung von Achsenrampen. Dabei wird vermutet, daß während der Gebirgsfaltung der harte Untergrund an Diagonalflächen, die z. T. durch

ältere Liniamente vorgezeichnet waren, in größere Blöcke zerschert wurde, die dann in Richtung der c-Achse des Faltenbaues zueinander verschoben wurden, wobei sich die Verschiebungen als Achsenrampen und die Verschiebungsrichtung als Gangachse in das Deckgebirge durchpausten.

Gleichzeitig mit dem ruckweisen Öffnen der Gangspalte erfolgte häufig ein ständiges Weiterreißen der Ganglinse im Streichen und Einfallen.

Schriftenverzeichnis

Adler, Rudolf: Feinstratigraphische Gliederung der unteren Siegener Schichten im engeren Siegerland und ihre paläogeographische und tektonische Ausdeutung. — Geol. Jb., **73**, S. 357—388, 1 Taf., 13 Abb., Hannover 1957.

Andres, Jacob: Tektonische Untersuchungen im Gebiet der Eisenspatgrube „Pfannenberger Einigkeit" im Siegerland. — Geol. Rdsch., **32**, S. 106—132, 18 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1941.

Bauer, Günter: Hakenbildungen an Spateisensteingängen des Siegerlandes. Ein Beitrag zum Problem der Abhängigkeit von Erzgängen vom Gebirgsbau. — Z. deutsch. geol. Ges., **108** (1956), S. 57—65, 12 Abb., Hannover 1956/57.

Becher, Johann Ph.: Mineralogische Beschreibung der Nassau-Oranischen Lande nebst einer Geschichte des Siegenschen Hütten- und Hammerwesens. — 1. Aufl., 326 S., Dillenburg 1789.

Bornhardt, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. — Arch. Lagerst.-Forsch., **2**, Teil I 415 S., 81 Abb., 3 Taf., Berlin 1910.

Breddin, Hans: Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge durch Lateralsekretion. — Glückauf, **71**, S. 821—830, 2 Abb., Essen 1935.

Degens, Egon: Stratigraphie, Tektonik und hydrothermale Vererzung im Raume Wissen-Morsbach (Sieg). — Geol. Rdsch., **44**, S. 391—421, 14 Abb., Taf. 15 u. 16., Stuttgart 1955.

Denckmann, A.: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Teil I. — Arch. Lagerst.-Forsch., **6**, 65 S., 10 Abb., 1 Kte., Berlin 1912.

Fenchel, Walter: Eisenzecher Gangzug. — Akten der Erzbergbau Siegerland AG. Betzdorf 1956 (unveröffentl.).

Giesecke, Albrecht: Faltung und Gangbildung im Gebiet der Eisenspatgrube „Ameise" bei Siegen. — Geol. Rdsch., **44**, S. 326—344, 11 Abb., Stuttgart 1955.

Grabert, Helmut: Die Siegener Schwelle. Ein Leitelement der faziellen und tektonischen Entwicklung im Siegerland. — Romeriana **1**, Dahlgrün-Festschrift, S. 155 bis 172, Clausthal-Zellerfeld 1954.

Henke, Wilhelm: Beiträge zur Geologie des Siegerländer Spateisensteinbezirkes. Glückauf, **28**, S. 861—867, 5 Abb., Essen 1922.

— Über die Entstehung und den Bau der Siegerländer Gangspalten. — Verh. nat. hist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **84**, S. 291—298, 1 Taf., Bonn 1928.

— Der gegenwärtige Stand der geologischen Erforschung des Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirkes. — Z. deutsch. Geol. Ges., **86** (1954), S. 291—306, 4 Abb., Berlin 1934.

Hüttenhain, J. M.: Die Elemente Gold und Wismut als Gangkomponenten der Siegerländer Spateisensteingänge. — Min.-petrogr. Mitt., **42**, 1932.

Hundt, Th., Gerlach, G., Roth, F. & Schmidt, W.: Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach und Müsen. 280 S., Bonn 1887.

Klievер, H.: Die geognostischen Verhältnisse des Siegerlandes. — Verh. nat. hist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **19**, S. 309—320, Bonn 1864.

Kneuper, Gottfried: Die Tektonik der Eisenspatgänge von Grube „Georg" im Westerwald. — Geol. Rdsch., **44**, S. 376—390, 8 Abb., Stuttgart 1955.

PHILIPP, WILFRIED: Gangbildung und Tektonik im Gebiet der Spateisensteingrube „Neue Haardt" bei Weidenau (Sieg). — Geol. Rdsch., **44**, S. 345—375, 15 Abb. Taf. 14, Stuttgart 1955.

PILGER, ANDREAS: Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. — Geol. Jb., **66** (1950), S. 703—722, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 1, Hannover 1952.

— Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **104** (1952), S. 198—218, 3 Abb., Hannover 1953.

— Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — Geol. Jb., **69** S. 27—52, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 1, Hannover 1955.

— Über den Untergrund des rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 197—212, 3 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1957.

RIEDER: Geologische Sohlenkartierung auf Grube Eisenzecher Zug (450—670 m Sohle). — Akten der Erzbergbau Siegerland AG. Betzdorf 1924 (unveröffentlicht.).

PÖTTER, HERIBERT: Stratigraphie und Tektonik in der Obersiegen und Emsstufe südlich des Siegener Hauptsattels und im Bereich der Burbacher Schuppenzone. — Diss. Bergakademie Clausthal 1958.

QUIRING, HEINRICH: Das Gesetz des Einschiebens und der Vertaubung der Spateisenstein- und Eisenglanzzüge des Siegerlandes. — Arch. Lagerst.-Forsch., **33**, 55 S., 21 Abb., 6 Taf., Berlin 1924.

RIBBENTROP, ALFRED: Beschreibung des Bergreviers Daaden—Kirchen. — 110 S. Bonn 1882.

SCHMEISSER: Über das Unterdevon des Siegerlandes und die darin aufsetzenden Gänge unter Berücksichtigung der Gebirgsbildung und der genetischen Verhältnisse der Gänge. — Jb. geol. L.-A., 1882, S. 48—148, Taf. XV—XVIII, Berlin 1883.

SCHMELCHER, ERWIN: Bericht über den derzeitigen Stand der geologischen Untersuchungsarbeiten auf der Grube San Fernando—Wolf in Herdorf. — Akten der Erzbergbau Siegerland AG. 1959 (unveröffentl.).

SCHÜRGER, K.: Feinstratigraphischer Vergleich der Mudersbacher und Kirchener Schichten des unteren Siegen im Betzdorfer Raum. — Diplomarbeit Universität Köln 1955.

THIENHAUS, ROLF: Prä- und Synsideritische Tektonik auf Grube „Pfannenberger Einigkeit" im Siegerland. — Geol. Rdsch. Sonderbd., **41**, S. 181—190, 5 Abb., Stuttgart 1953.

— Das Problem der Entstehung und Altersstellung der Siegerländer Spateisensteingänge. — Geol. Rdsch., **42**, S. 63—79, 4 Abb., Stuttgart 1954.

— Aufgaben und Aussichten montangeologischer Untersuchungen im Siegerländer Spateisensteinbergbau. — Geol. Jb., **71**, S. 645—666, 7 Abb., Hannover 1956.

Akten und Risse der Erzbergbau Siegerland AG. Betzdorf.

Manuskript eingegangen am 2. 10. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 319—326	2 Abb.	Tafel 31	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Zur Formentwicklung von Salzauslaugungstrichtern

Von

HANS HINRICH LOHMANN, La Paz, Bolivien

Mit 2 Abbildungen und Tafel 31

Kurzfassung

Es wird eine Modellvorstellung zur Salzauslaugung entwickelt und an Geländebeispielen vom Werra-Kalibecken und aus dem Sollinggewölbe erläutert.

Inhalt

1. Begriffsbestimmung 319
2. Ansatzpunkt für den Beginn der Auslaugung 320
3. Erdfall-Stadium 321
4. Trichter-Stadium 322
5. Ausfüllung des Trichters und weitere Auslaugung 322
6. Bildung eines Salzhanges um einen ehemaligen Trichter 323
7. Alter der Auslaugung 324
8. Zusammenfassung/Summary 325
9. Schriftenverzeichnis 326

1. Begriffsbestimmung

Daß unterirdische Salzkörper auf natürlichem Wege aufgelöst werden, läßt sich an den vielen Solquellen zeigen. In Frage kommt:

1. Die seitliche Ablaugung, die bei frontalem Angriff einen Salzhang schafft.
2. Die Ablaugung von oben, die zur Bildung lokaler Auslaugungstrichter führt.
3. Theoretisch wäre auch eine Auslaugung von unten her vorstellbar, z. B. durch juvenile Wässer der Basalte. Mit ihr wird weniger zu rechnen sein, da man die Mengen juveniler Wässer für gering erachtet (für die Vertaubungen der Werra-Kalilager in Basaltnähe wären also im Salzkörper befindliche Wässer oder von oben hereingedrungene verantwortlich zu machen).

Der Salzhang, das Bild seitlicher Ablaugung, ist durch DIETZ, FULDA, HOPPE und WEBER vom Nordostrand des Werra-Beckens in seiner geologischen, morphologischen und bergbaulichen Auswirkung beschrieben worden.

Der lokale Auslaugungstrichter bedeutet — wie der Salzhang — für den Kalibergbau eine erhebliche Gefahr wegen seiner Wasserzuleitung und Speicherung. Aus dieser praktischen Notwendigkeit heraus hat W. HOPPE 1944 die Auslaugungsbereiche des inneren Werra-Kalibeckens kartiert, und zwar auf geologischem und morphologischem Wege.

Es ist also immer der Zusammenhang zwischen Geologie und Morphologie herzustellen. Leider weichen aber ihre Definitionen voneinander ab: „Erdfall" ist morphologisch eine deskriptive Bezeichnung, die natürliche Erscheinungen, aber auch etwa Pingenbildungen über Bergbaugebieten umfaßt. Eine geologische Definition würde genetisch begründet sein: Der Erdfall ist ein kleinräumiger Einbruch einer Deckschicht über einem löslichen Gestein im Untergrund, bei der die Schichten in der Umgebung des Einbruchs in ihrer ursprünglichen Lagerung bleiben. — Aber ebenfalls noch unter die morphologische Definition eines Erdfalles fällt das, was wir geologisch als Auslaugungstrichter bezeichnen: Der Einbruch einer Deckschicht über einem löslichen Gestein im Untergrund, bei dem die umgebenden Schichten in ihrer Lagerung (stark) beeinflußt werden.

Selbstverständlich gibt es auch Kombinationen der verschiedenen Auslaugungsformen, etwa daß sich in einem bestimmten Gebiet erst lokale Einbruchstrichter bilden und dieses später in einen Salzhang einbezogen wird.

2. Ansatzpunkt für den Beginn der Auslaugung

Der Ansatzpunkt für den Beginn eines lokalen Auslaugungsbereiches ist nach den Erfahrungen des Verfassers oft in einer Schichteinbiegung oder neben oder auf einer Verwerfung zu suchen. Dabei setzt die Subrosion aber offensichtlich nicht entlang des ganzen Elementes gleichmäßig an, sondern es bilden sich — genauso, wie wir es für die Erdfälle über in geringer Tiefe gelegenen Rötsalz oder Mittlerem Muschelkalk kennen — Aufreihungen von lokalen Einbruchstrichtern entlang des tektonischen Lineaments. Man wird hierfür das Zusammentreffen mit Querwellungen oder Querstörungen verantwortlich machen. Wir haben also mit einem mehr oder minder punktförmigen Ansatz der Auslaugung zu rechnen.

Beginnt die Auflösung an einem Punkt der Salzoberfläche, so müssen wir annehmen, daß sie sich bei homogenem Salz und horizontaler Lagerung $\pm$ gleichmäßig nach allen Seiten im Salz ausbreitet, d. h. wir erhalten eine halbkugelförmige Lösungsfront (Bestätigung im Experiment mit geschichteten Salzbrocken). Ob tatsächlich ein Hohlraum dieser Form entsteht, hängt einerseits vom Anteil und der Verbreitung unlöslichen Nebengesteins im Salz ab, andererseits von der Standfestigkeit der Deckschichten. Im Prinzip müssen wir erwarten, daß über dem halbkugelförmigen Lösungsraum ein Kegel gleicher Grundfläche entsteht, aus dem das Deckgebirge herausgebrochen ist oder in dem es zumindest stark gelockert ist (Abb. 1A). Es entsteht also eine Mischung von Deckgebirge und schwer- oder unlöslichen Anteilen des Salinars. Dieser Auslaugungsschutt wird bei bergbaulichen Aufschlüssen vermieden;

zum Vergleich kann man vielleicht die durch Erdölbohrungen erschlossene Schuttformation auf der Salzachse von Heide in Holstein heranziehen. Solche Bildungen wirken wassersammelnd, so daß ein einmal in Gang gekommener Auslaugungsbereich normalerweise nicht mehr zum Stillstand kommt.

3. Erdfall-Stadium

Schreitet die Auslaugung nun immer weiter fort, so wird eines Tages die Kegelspitze die Erdoberfläche erreichen, es entsteht ein Erdfall (Abb. 1B); die Schichten der Umgebung dagegen bleiben ungestört in ihrer Lagerung.

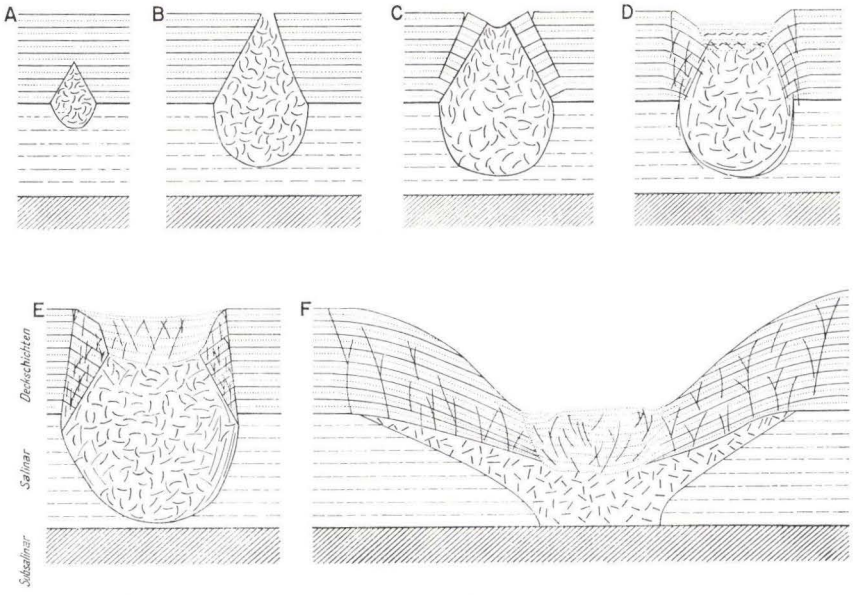


Abb. 1. Modellvorstellung über die Entwicklung eines Salzauslaugungstrichters.

Ein gutes Beispiel hierfür bilden die „Wolkenbrüche" im westlichen Reinhardswald: Auf einer N–S verlaufenden Verbiegungszone (vom generellen westlichen Einfallen des Reinhardswaldes zur Aufwölbung des Scherbusches) sind zwei Erdfälle entstanden, der „Nasse Wolkenbruch" und der „Trockene Wolkenbruch", ersterer mit einem Volumen von 258100 m³, letzterer von 31700 m³ (nach VON LINSTOW 1928). Nach Untersuchungen zur Buntsandstein-Stratigraphie (BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT) sowie nach den Ergebnissen der Erdöl-Aufschlußbohrungen „Reinhardswald 1" und „Brakel 1" ist die Salzoberkante in 900 m (!) Tiefe zu erwarten; wenn man an Salze der Werra-Folge denkt, sogar noch tiefer (an dieser Stelle – im „Karlshafener Sandstein" – haben wir mit 550 m Mittlerem Buntsandstein und 350 m Unterem Buntsandstein zu rechnen). Wir müssen also einen riesigen ausgelaugten Raum erwarten, über dem 900 m Deckgebirge eingebrochen sind.

Man könnte einwenden, es handele sich hier um vulkanische Ausbläser ohne Basalt. Dagegen spricht ein jetzt tätiger Einsenkungstrichter in der Nähe, 1 km nördlich Friedrichsfeld gelegen. Weiterhin teilte Herr Oberregierungsgeologe Dr. KUTSCHER, Wiesbaden, freundlicherweise mit, daß sich bei erdmagnetischen Variometermessungen in der Umgebung der „Wolkenbrüche" keine Anomalie von Bedeutung ergeben habe.

4. Trichter-Stadium

Bei fortschreitender Auslaugung werden die Deckgebirgsschichten immer mehr in ihrer Standfestigkeit untergraben, schließlich brechen sie ringförmig, konzentrisch ein (Abb. 1C). Wenn der Einbruch tief ist, so müßte man eine Abrißzone erwarten, wo sich die eingebrochenen Schichten von den normallagernden gelöst haben.

Ein Beispiel hierfür finden wir im Gebiet der Vorderrhön: Auf Meßtischblatt Eiterfeld, Nr. 5224, ist aus älteren Bohrungen ein 230 m mächtiges Werra-Salz bekannt, welches im zu beschreibenden Gebiet unter rund 600 m Deckgebirge liegt. 2 km nordöstlich Rothenkirchen befindet sich ein Auslaugungstrichter (R 5050; H 2160), den schon VON KOENEN bei seiner Kartierung 1881 als einen solchen angesprochen hat. Da er noch sehr jung ist und nicht durch Quartär verhüllt, lassen sich bei ihm folgende Teilelemente erkennen: Ein innerer, eigentlicher Einbruchstrichter von 250 m ⌀; ein ihn umschließender kragenförmiger Einhängungsring von etwa 1 km ⌀ und schließlich dessen äußere Umgrenzung, eine Abrißzone von den normallagernden Schichten. Der Einbruchstrichter ist deutlich gekennzeichnet, morphologisch durch den Verlauf der 290 m-Linie, geologisch durch den tiefliegenden Bausandstein, 70 m unter seiner sonstigen Höhenlage in der Umgebung.

Der Einhängungsring (in Taf. 31 Fig. 1 die Waldkulisse) besitzt ein morphologisches Gefälle von über 10°; das geologische dürfte noch höher sein, bei R 5092; H 2156 wurden 20° nach Westen gemessen. Die Abrißzone besteht aus zwei parallelen, N–S-verlaufenden Erdrissen von 200 m Länge und 25 m Breite, die auch in der topographischen Karte verzeichnet sind (R 5092; H 2155 und R 5110; H 2162). Obgleich in der westlichen teilweise Steinbruchsbetrieb umgegangen ist, können diese ausgerichteten Großformen nur natürlich entstanden sein (Bestätigung des geringen Umfangs von Steinbruchbetrieb durch Aussagen von Bauern). Zum Vergleich sei auf die Abb. 1 und die Fig. 1 von H. WEBER 1955 hingewiesen.

Auch aus dem Gebiet des Bergschadenwesens liegen entsprechende Berichte vor: K. LEHMANN (1919) berichtet über die Senkungsvorgänge über den Kohleabbauen des Ruhrgebietes. Er schreibt wörtlich: „Geht die Absenkung weiter, dann bilden sich an den Rändern der Mulde Risse und Spalten, die in vielen, nur selten einzelnen, dem Abbaurand parallelen Linien auftreten."

5. Ausfüllung des Trichters und weitere Auslaugung

Der Einbruchskessel eines Auslaugungsbereiches dient als Sedimentsammler und – noch wichtiger – als Konservator (Abb. 1D). So finden wir im Auslaugungstrichter von Buchenau, Kreis Hünfeld, eine Wechsellagerung von jungpliozäner

Braunkohle, Ton, Sand und Kies (LESCHIK 1952), entsprechende Serien auch im Sollinggewölbe: Allershausen bei Uslar (bearbeitet von KEMP 1950), Gottsbüren im Reinhardswald (pollenanalytisch bearbeitet von Dr. U. REIN). Auch im Quartär sind diese Senken tätig, wie es das stark lößlehmbedeckte abflußlose Gebiet der Gemarkung Hurasweiher, 1 km nordwestlich Steinbach, in der Vorderrhön zeigt (Taf. 31 Fig. 3).

Schreitet nun die Ablaugung weiter fort, so werden sich die Senkungsbewegungen auch in den Beckensedimenten abzeichnen (Abb. 1E). Ein sehr gutes Beispiel dafür hat LOTZE 1931 aus dem Solling beschrieben und abgebildet, die „Tongrube am Bahnhof Uslar". Offensichtlich handelt es sich um die Kortesche Ziegeleigrube in Allershausen, die nur 350 m vom Bahnhof entfernt liegt. Zum Formenvergleich mit der Zerrungstektonik beschreibt er „diluviale Rutschungen am Schräghang, unter einer Lößlehmdecke". Leider gibt er keine genaue Lagebezeichnung, das natürliche Relief um die Ziegeleigrube herum ist aber äußerst gering und zeigt keinen Schräghang. Der Verfasser meint, bei den abgebildeten „Rutschungsformen" (gleich Zerrungsformen nach LOTZE) handelt es sich um jungpliozäne oder altquartäre Auslaugungserscheinungen. In diesem Sinne gehören dann auch LOTZES hier abgeleitete X-Form und der Y-Graben zu den Ausdrucksformen der Salzauslaugung, sie sind sogar typisch für diese.

Übrigens kann durch Auslaugung auch eine Pressungstektonik vorgetäuscht werden: Anläßlich einer Hamburger Exkursion in die Steinbrüche von Salzgitter-Salder machte Herr Dr. H. KOLBE auf scheinbare Aufschiebungen in den Oberkreide-Mergeln aufmerksam, die am Rande des Salzaufbruches schräggestellt sind. Es handelt sich aber um eine Art „Rückfalltektonik", bei der die Schichten mit ihrer Annäherung an das Salz durch Auslaugungswirkung wieder abgesunken sind. Denkt man sich das Schichtpaket in die Horizontale zurückgedreht, so erscheinen die (in Wirklichkeit atektonischen) Bewegungsflächen als Aufschiebungen der umgebenden Schichten auf den Salzaufbruch.

6. Bildung eines Salzhanges um einen ehemaligen Trichter herum

Im bisherigen Ablauf unserer Modellvorstellung war angenommen worden, daß es sich um ein mächtiges Salzpaket handele, so daß sich der Auslaugungsraum ohne Begrenzung entwickeln konnte. Früher oder später wird aber die Auslaugung das ganze Salz durchstoßen haben und dann auf ein unlösliches Subsalinar treffen. Es bleibt nur die Möglichkeit seitlicher Ablaugung und durch die entsteht – wie eingangs erwähnt – ein Salzhang (Abb. 1F). Eine klare Unterscheidung zwischen diesem Salzhang und den ringförmig einhängenden Schichten um einen Trichter herum (Abb. 1C) wird nicht immer möglich sein, da sie von Mächtigkeit, Salzfazies und Lagerungsverhältnissen abhängig ist. Generell gilt folgendes: Das Schichteneinfallen des Salzhanges wird geringer sein, sich dafür auf ein größeres Gebiet erstrecken. Im „Trichterkragen" stehen die Schichten noch im Zusammenhang, während im Salzhang der Schichtverband aufgelöst ist. Dabei hängt es vom Charakter des Deckgebirges und von Ausbreitungsform und Geschwindigkeit der Auslaugung ab, ob nur eine Tieferlegung und Zerrüttung stattfindet oder eine völlige Schichtenauflösung mit widersinnigem Einfallen.

Die Auswirkungen über einem „Salzspiegel" unterscheiden sich prinzipiell nicht. Der Unterschied zwischen Salzhang und Salzspiegel besteht darin, daß bei letzterem die Ablaugungsfront horizontal an einer schräg liegenden Salzschicht angreift und damit das Ergebnis horizontale (zerbrochene) Deckschichtenlagerung ist.

Ein Geländebeispiel für Salzhangbildung bietet sich im Bereich des Haunetales zwischen Burghaun und Hünfeld.

Aus Abb. 1F geht außerdem eine enorme Absenkung der Trichterfüllung hervor. Diese findet Ausdruck in der in Niederhessen häufig angewandten Trennung zwischen flußnahem und flußfernem Pliozän: Die Sedimentation innerhalb des hochgelegenen und abgeschlossenen Trichters ist während der langsamen Absenkung ± pelitisch im Gegensatz zu den Flußsedimenten.

Ein Beispiel aus dem Solling: Die jetzt bei gut 200 m NN liegenden feingebänderten Pliozäntone der Umgebung von Uslar sind frei von Schotterlagen. Bei Fürstenberg dagegen reichen die pliozänen Flußschotter bis 310 m NN hinauf. Da man dort, am Rande des Sollinggewölbes, mit keiner allzu großen jungpliozänen oder quartären Hebung zu rechnen braucht, ergibt sich eine Absenkung der Uslarer Trichter von 100 m oder mehr.

7. Alter der Auslaugung

Wenn nun eine starke flächenhafte Abtragung ein Gebiet mit Salzauslaugungstrichtern überzieht und nivelliert, so sind die Einbrüche nur noch mit geologischen und geophysikalischen Methoden festzustellen, sie ergeben aber in geeigneten Fällen Altershinweise. Dazu ein Beispiel von der Vorderrhönmulde: Auf ihrer NW-Flanke verläuft der Rötbasis-Ausstrich im Dorf Steinbach. 2 km nordwestlich, mitten in einem großen Bereich von Chirotherien-Schichten, liegt ein eiförmiges Rötvorkommen von 450 mal 200 Metern. Wiederum 2 km weiter nordwestlich ist noch einmal Mittleres Röt erhalten, diesmal unter dem Erosionsschutz des Stoppelsberg-Basaltes (Abb. 2; zur Stratigraphie siehe LOHMANN 1960). Wenn wir die Basalteruption etwa für die Mio-Pliozän-Wende annehmen (ob dieser Basalt sofort morphologisch hervortrat oder erst später herauspräpariert wurde, sei dahingestellt), so ergibt sich aus der Verteilung der Röt-Reste eine starke pliozäne Abtragung und Einebnung. Diese Abtragung hat den Ausstrich des Mittleren Röts um mindestens 5 km nach SE verlegt; die Einebnung überzieht unser ganzes Gebiet, sie hat die Muschelkalk-Kante um Eiterfeld verflacht, auch die Stendorfer Buntsandstein-Horstscholle innerhalb des Muschelkalks nivelliert. Die Ausformung des sehr steil und tief in sie eingeschnittenen Haunetales dagegen wäre ins Jungpliozän oder Quartär einzuordnen. Wir erhalten eine Reihenfolge der Ereignisse, bezogen auf unseren Salztrichter: Basalteruption — Auslaugung — Einebnung — Flußeinschneidung (Über das Alter der Absenkungen im Vorderrhöngebiet siehe auch HUMMEL 1929, obgleich dieser die Salzauslaugung nicht erwähnt).

Auf Meßtischblatt Eiterfeld wird man also diesen Röt-Einbruch etwa dem älteren Pliozän, die Braunkohlen-Senke von Buchenau dem jüngsten Pliozän und den oben erwähnten Auslaugungstrichter nordöstlich Rothenkirchen dem Quartär zuordnen; schließlich zeigt der „Salzbrunnen" (R 4988; H 2172) rezente Ablaugung an. — Im

Sollinggewölbe scheint sich die älteste Auslaugung durch die Erhaltung einer jungmiozänen Kiessand-Serie in Mariendorf bei Hofgeismar abzuzeichnen. Des weiteren sind die jungpliozänen Braunkohlenvorkommen von Gottesbüren, Knobben, Allershausen und Schoningen mit ± großer Wahrscheinlichkeit in Auslaugungsbereichen abgelagert worden (Lage siehe KREMP 1950). Quartäre Subrosion zeigt sich am Einbruch und Weser-Durchbruch südlich des Kahlberges bei Bodenfelde; im Dorf selbst fließen jetzt noch mehrere Solquellen aus.

VOIGT (1940) hat eingebrochenes Oligozän vom nördlichen Harzrand bei Thale beschrieben (was natürlich nicht besagt, daß der Einbruch im Oligozän erfolgt ist), in Bornhausen bei Seesen dünnt die miozäne Braunkohle mit ihrer heutigen Umrandung aus (LÜTTIG 1959); so vermuten wir, daß das Einsetzen der Salzauslaugung neben Tektonik, Deckschichtenmächtigkeit und Klima von der morphologischen

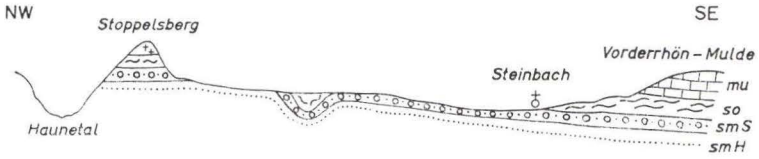


Abb. 2. Schematisches überhöhtes NW–SE-Profil auf Bl. Eiterfeld in der Vorderrhön: Der Basalt des Stoppelsberges mit seinem Röt-Unterlager ist durch die pliozäne Einebnung herauspräpariert, das Haunetal hat sich in jüngerer Zeit in diese Fläche eingeschnittten. – Bedeutung der Schichtsignaturen: Hardegsen Folge – Solling Folge – Oberer Buntsandstein (Rötfazies) – Unterer Muschelkalk.

Heraushebung eines Gebietes abhängig ist. Ob die Entwicklung dann gemäß der Modellvorstellung durchlaufen wird, hängt von den Einzelbedingungen ab: Deckschichten, Wasserzutritt, ungleichmäßiges Salz, getrennte Salzlager, Sedimentation, Erosion etc.

Für Anregung und Unterstützung bei diesen Arbeiten habe ich zu danken Herrn Prof. Dr. VON GAERTNER, Hannover, der Wintershall A. G., Kassel, und dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung*), Wiesbaden, der Wintershall A. G. außerdem für die Veröffentlichungserlaubnis über die in ihrem Auftrag durchgeführten Untersuchungen.

Zusammenfassung

Es werden verschiedene Formen von Salzauslaugungstrichtern beschrieben vom Westrand des Werra-Kalibeckens und aus dem Sollinggewölbe, die als unterschiedliche Altersstadien gedeutet werden. In der Sedimentfüllung solch eines Trichters treten bei fortdauernder Auslaugung Formen der „Zerrungstektonik" auf. Die älteste Auslaugung im Sollinggewölbe wird als jungmiozän, im Gebiet des Meßtischblattes Eiterfeld/Vorderrhön als altpliozän datiert; es scheint ein Zusammenhang mit der morphologischen Heraushebung zu bestehen.

---

*) Herr Prof. UDLUFT kündigte mir inzwischen eine kritische Stellungnahme zu dieser Arbeit an.

Summary

The subsidence phenomena occuring within the Bunter sandstone formation that overlies Permian saltbeds are described from the Werra Potash Basin and the Solling Mountains of Central Germany. The different forms of subsidence are ascribed to progressive solution of the underlying salt, and occur even though the Bunter sandstone attains a thickness of up to 900 meters. In the later stages of the subsidence the depressed areas are often filled with younger sediments, which in turn, under continued subsidence, reveal the typical X- and Y-forms of tensional tectonics. Oldest subsidence in this region can be dated as younger Miocene; there seems to be a relation with morphologic uplift.

9. Schriftenverzeichnis

BACKHAUS, E., H. LOHMANN & H. REGENHARDT: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 192, Wiesbaden 1958.

HOPPE, W.: Die Auslaugungserscheinungen im Werra-Kaligebiet, ihre Bedeutung für die Lagerstätte und die Landschaftsformen. — Jb. Reichsamt Bodenforsch., **62** (1941), S. 248, Berlin 1944.

HUMMEL, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhoen). — Fortschr. Geol. Palaeontol., **8**, H. 24, 233 S., Berlin 1929.

KREMP, G.: Pollenanalytische Braunkohlenuntersuchungen im südlichen Teil Niedersachsens, insbesondere im Solling. — Geol. Jb., **64**, Hannover 1950.

LEHMANN, K.: Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. — Z. Glückauf, **1919**, Nr. 48, 10 S., Essen 1919.

LESCHIK, G.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünfeld). — Palaeontographica, **92**, Abt. B, Stuttgart 1952.

LINSTOW, O. VON: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Trendelburg (Nr. 4422). — Berlin 1928.

LOHMANN, H.: Zum Bau des Oberweserberglandes zwischen Hannoversch-Münden und Karlshafen. — Dissertation Hamburg 1959.

LOHMANN, H.: Zur Stratigraphie und Fossilführung des Buntsandsteins in Niederhessen. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **29**, S. 66, Hamburg 1960.

LOTZE, F.: Über Zerrungsformen. — Geol. Rundschau, **22**, S. 353, 1931.

LÜTTIG, G.: Die Braunkohlen-Lagerstätte von Bornhausen am Harz. — Zeitschr. Braunkohle, Wärme und Energie, **1959**, S. 269, 1959.

SEEDORF, H. H.: Reliefbildung durch Gips und Salz im Niedersächsischen Bergland. — Schriftenreihe der Wirtschaftswiss. Ges. zum Studium Niedersachsens, Bremen-Horn 1955.

VOIGT, E.: Das Tertiär des nördlichen Harzrandes und seine Bedeutung für die jüngere geologische Geschichte des Harzes. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **17**, S. 1, Hamburg 1940.

WEBER, H.: Zur Formenentwicklung der thüringischen Erdfälle. — Hall. Jahrb. Mitteldeutsche Erdgeschichte, **2**, S. 100, Halle/Saale 1955.

Manuskript eingegangen am 9. 4. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 90 | S. 327—340 | 4 Abb. | 7 Tab. | Taf. 32—34 | Wiesbaden, 30. 8. 1962

Zur geologischen und technologischen Beurteilung hessischer Felsquarzitvorkommen

Von

HEINZ BOTTKE, Gießen

Mit 4 Abbildungen, 7 Tabellen und den Tafeln 32—34

1. Einleitung

Die geologische Beurteilung von Felsquarziten wird in Zukunft in Hessen an Bedeutung gewinnen, da das Land über große Vorkommen verfügt, die als Rohstoffgrundlage sowohl für feuerfeste Silikaerzeugnisse als auch für den Straßenbau und hier vor allem für verschleißfeste Fahrbahndecken dienen können.

Auf dem Feuerfestsektor ist abzusehen, daß mit der Erschöpfung der Lagerstätten, der für die Herstellung der Silikasteinen am besten geeigneten tertiären Zementquarzite im Westerwald, in einem Zeitraum von 20—25 Jahren, nicht nur ein stärkerer Abbau der qualitativ schlechteren, kristallinen Süßwasserquarzite einsetzt, sondern auch die Felsquarzitvorkommen in ihren technologisch optimalen Bereichen zur Deckung des Bedarfs herangezogen werden. Sie werden heute nur zur Herstellung feuerfester Stampfmassen und Mörtel sowie von Koksofensteinen abgebaut. Auf dem Straßenbausektor verdienen die Quarzite für die Erstellung von Spezialgemischen im Bau bituminöser Straßendecken und auch für die Herstellung von weißen Randstreifen und Fahrbahnmarkierungen Beachtung. Hierbei erscheint ihr Aufhellungsvermögen von Vorteil. Sie sind darin allen anderen Straßenbaustoffen überlegen. Als hochverschleißfester Rohstoff mit hohen Druckfestigkeiten dient der Felsquarzit der Herstellung von Hartbeton, der beim Bau von Autobahnen, Startbahnen, Panzerstraßen und anderen Militär- oder Luftschutzbauten Verwendung findet.

Der vielseitigen technologischen Verwendungsfähigkeit der hessischen Felsquarzite muß sich eine gründliche geologisch-petrographische Untersuchung der Vorkommen zuordnen, zumal nur kleine Teile der ausgedehnten Felsquarzitareale unter Berücksichtigung von technologischen Eigenschaften, tektonischer Position, Verkehrs- und Standortlage die Rentabilität von Steinbruchgroßbetrieben garantieren werden.

Zwei große Quarzitvorkommen im hessischen Teil des rheinischen Schiefergebirges können potentielle Vorratsbereiche sein: Hierzu gehört der Taunus-Quarzit aus der

Siegen-Stufe des Unterdevons, der sich mit SW–NE-Streichen aus dem südlichen Teil des Hunsrücks über das Rheintal bei Aßmannshausen bis in das Gebiet von Köppern/Oberrosbach, am W-Rand der hessischen Senke, erstreckt. Auf diesem Quarzitzug gehen z. Z. die meisten Gewinnungsbetriebe um. Ein anderer Quarzitzug gehört dem Hörre-Acker-System an, welches stratigraphisch in das Oberdevon-Unterkarbon gestellt worden ist. Diese Quarzite erstrecken sich von Weilmünster über das Marburger Hinterland bis in den Kellerwald. Sie sind bisher technologisch wenig untersucht worden und werden als Straßenbaumaterial meist nur für den örtlichen Bedarf genutzt.

In der vorliegenden Arbeit sollen am Beispiel der Felsquarzitvorkommen bei Oberrosbach/Taunus, welche dem unterdevonischen Tanusquarzit angehören, die Methoden der geologischen Untersuchung von Felsquarziten und die daraus erwachsenen Erfahrungen mitgeteilt werden. Die geologische Untersuchung hat hierbei unmittelbar der technologischen Qualifikation und damit mittelbar den vielseitigen Wünschen der Verbraucher zu dienen.

Ich darf der Mannesmann AG für die Genehmigung zur Veröffentlichung der Untersuchungsergebnisse Dank sagen.

2. Die petrographisch-geochemische Untersuchung

Die vielseitige Verwendung des Felsquarzites bedingt eine den petrographischen und geochemischen Verhältnissen angepaßte Abbauführung und Zerkleinerung. Auch die Ermittlung der Vorratsgrößen des jeweiligen Steinbruchareales ist in der qualitativen Beurteilung hiervon abhängig. Petrographisch sind zu unterscheiden: unverwitterte, frische Felsquarzite von angewitterten Felsquarziten.

2 1. Die frischen Felsquarzite

In den Steinbrüchen der Mannesmann AG., „Am Sausteigweg" und „Am Salzberg" bei Oberrosbach/Taunus, werden feinkörnige, graue bis blaugraue Felsquarzite abgebaut. Das Vorkommen zeigt eine deutliche Schichtung, wobei die Bankmächtigkeiten zwischen 0,1 und 0,6 m schwanken. Örtlich sind auch 2—3 m mächtige Partien von plattigen Quarziten den gebankten Quarziten eingelagert, deren Schichtenmächtigkeit 0,02 und 0,10 m betragen. In der Regel sind auf den Schichtebenen der Quarzite Anreicherungen von oft tonig zersetzten Serizitschüppchen vorhanden. Diese können zu 1 mm dünnen geschlossenen Serizitlagen auf den ss-Ebenen der plattigen Quarzite anwachsen. In der Quarzitgrundmasse ist Serizit ebenfalls zu beobachten. Vor allem die Anreicherungen auf den Schichtebenen, die aus ehemaligen Tonhäutchen der marinen Quarzsande entstanden sind, bedingen die für den Abbau als Feuerfestmaterial unerwünschten Gehalte an Alkalien und Al_2O_3 wie auch an Fe. Die plattigen Quarzite müssen daher ausgehalten werden. An einzelnen Stellen der Steinbrüche konnte innerhalb der gebankten Quarzite eine für ehemalige sandige Sedimente typische Diagonalschichtung beobachtet werden.

Im Dünn- und Anschliffbild zeigt der unverwitterte Quarzit eine gleich- bis wechselkörnige Quarzgrundmasse mit Pflasterstruktur. Undulöse Auslöschung der

Quarzindividuen weist auf tektonische Beanspruchung des Korngefüges hin. Eine Mörtelstruktur, wie sie für mittelschwedische Quarzite typisch ist, war in keinem Schliff zu beobachten. Unterschiede zwischen ehemaligen Quarzsandkörnern und kieseligem Bindemittel sind nicht mehr zu erkennen. Im Steinbruch Sausteigweg schwanken die Korngrößen der Quarze zwischen 100 μ und 200 μ. Dieser Größenordnung stehen kleine Quarzaggregate gegenüber, in denen Quarzindividuen von 10—20 μ Korngröße, meist in Verwachsung mit blaßgrünen oder farblosen Serizitstüppchen vorliegen. Diese Aggregierungen erscheinen bei Binokularbeobachtung im Großanschliff als milchig-trübe, punktförmige Einlagerungen in der sonst feinkristallinen Quarzgrundmasse. Als Nebengemengteil ist Serizit vorhanden, der meist farblos vorliegt, aber gegenüber Quarz an seiner höheren Lichtbrechung und der hohen Doppelbrechung leicht erkannt werden kann. Er bildet feinschuppige oder faserige Aggregate mit submikroskopischen Individuen. Sie sind meist auf Korngrenzen oder in Zwickeln des Quarzes angeordnet. Vereinzelt schließen sie sich auch zu dünnsten Häutchen zusammen, die durch die Sammelkristallisation des Quarzes verbogen oder zerrissen worden sind und dann in mehr oder weniger zusammenhängenden Serizitschlieren dem Quarz eingelagert bleiben. Für einzelne Bänke des Felsquarzites ist eine Ungleichkörnigkeit der Quarze typisch. Die Korngrößen schwankten zwischen 10 μ und 350 μ. Gleichzeitig damit traten geschlossene rundliche Serizitflatschen im Quarzit auf, die Größen von 200—800 μm erreichten. Diese sind wohl aus ehemaligen Schlickgeröllen entstanden. Als akzessorische Mineralien wurden in den Dünnschliffen Magnetit, Limonit, Pyrit, Ilmenit, Karbonat und ehemaliges Bitumen beobachtet. Während dabei idiomorphe Magnetite in Zonen parallel zur Schichtung angereichert auftreten, liegt Bitumen in feinsten Tröpfchen oder schwärzlichen Schleiern in der Grundmasse einzelner Quarzindividuen. Selten ist es als Zwickelfüllung des Quarzes zu beobachten.

Der geochemischen Charakteristik der frischen Felsquarzite des Steinbruches Sausteigweg dienen Handstückproben, die über die ganze Strossenhöhe der mittleren Strosse des Bruches entnommen wurden. Siehe Tabelle 1.

Tabelle 1. Analysen der frischen Quarzite

Probe Nr.	% SiO_2	% Al_2O_3	% K_2O	% TiO_2	% Fe_2O_3	Seger-kegel
1	95,50	2,99	0,86	0,13	0,20	32/33
2	96,50	2,16	0,62	0,14	0,17	34
3	96,68	1,99	0,60	0,16	0,16	34/35
4	97,72	0,91	0,19	0,12	0,17	36
5	97,92	0,51	0,03	0,37	0,14	36

Aus dieser Tabelle läßt sich die Abhängigkeit der Quarzitqualität vom Serizitgehalt erkennen. Letzterer nahm in der bemusterten Strosse mit Abnahme der Bankmächtigkeiten zu. Ein entsprechendes Verhalten zeigt die in den Segerkegelfallwerten

dargestellte Feuerfestigkeit. Eine Durchschnittsanalyse der plattigen Quarzite, den Schichten maximaler Serizitanreicherung, zeigt diese Tendenz noch deutlicher:

89,93% SiO_2
6,68% Al_2O_3
2,20% K_2O
0,03% Na_2O
0,30% TiO_2
0,46% Fe_2O_3
28 Segerkegelfallpunkt

Die Ergebnisse einer im weiteren Steinbruchbereich niedergebrachten Bohrung, die eine Folge unreiner Felsquarzite durchsunken hat, zeigen die Abhängigkeit des

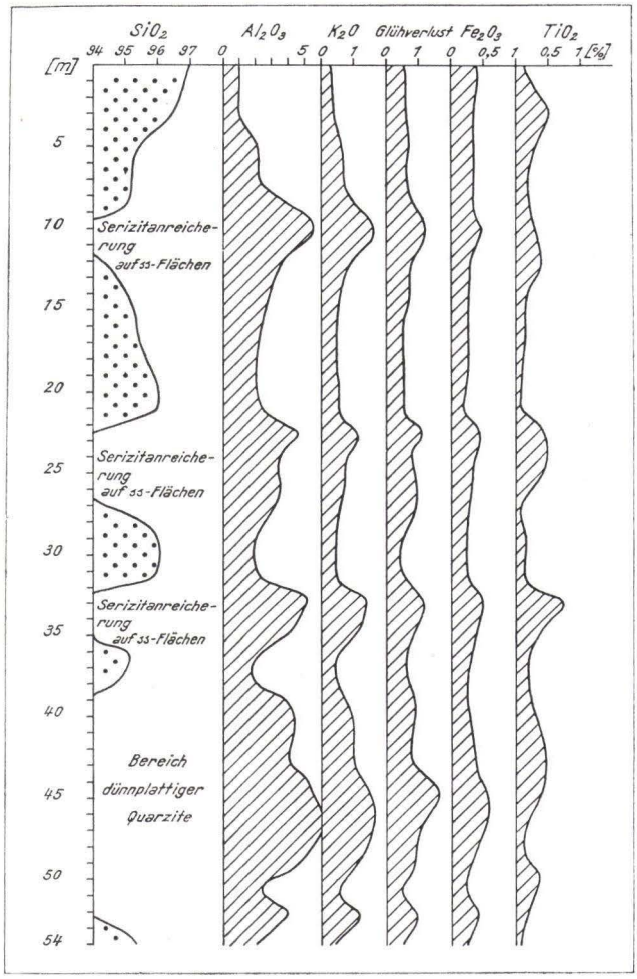


Abb. 1. Geochemisches Profil des Taunusquarzites. Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus. Bohrung Nr. 6

wechselnden petrochemischen Verhaltens in Abhängigkeit vom Serizitgehalt (siehe Abb. 1).

Im Steinbruchbereich des Salzberges bei Oberrosbach wurden neben den grauen Felsquarziten auch Partien beobachtet, die durch Hämatit rot gefärbt waren. Diese Quarzite wurden bisher als Feuerfestmaterial verworfen. Nach den Dünnschliffbildern beruht die Rötung auf fein verteiltem Hämatit, der ähnlich wie der Serizit auf Quarzkorngrenzen oder in Zwickelräumen angeordnet ist. Auch Spaltrisse waren zu beobachten, deren Füllung aus Hämatit und sekundär mobilisiertem Quarz feinster Körnung besteht. Es handelt sich hierbei um eine epigenetische Zuführung von Hämatit in den Quarz, wie sie für Quarzite und Sandsteine im Liegenden alter Landoberflächen oder in Nähe von Störungszonen als Bereichen optimaler Wegsamkeit typisch ist. Die geochemische Charakteristik der durch Hämatit verunreinigten Quarzite zeigt Tabelle 2:

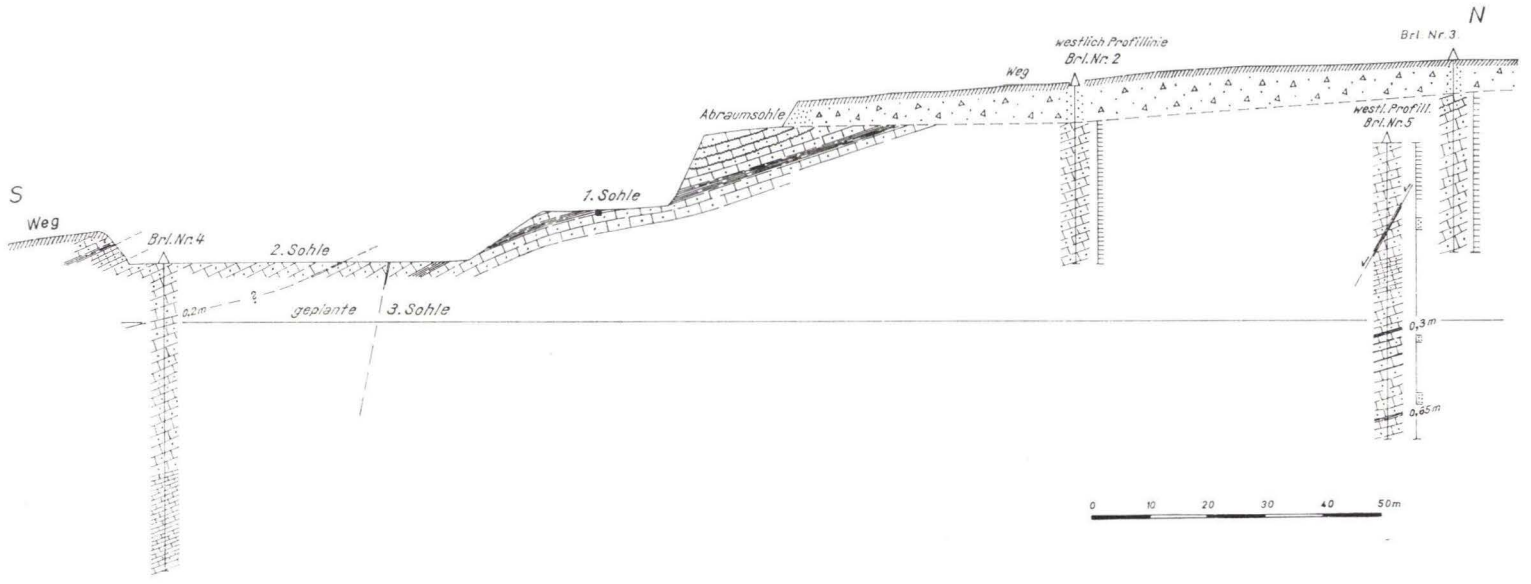
Tabelle 2. Analysen durch Hämatit vererzter Quarzite

Probe	% SiO_2	% Al_2O_3	% K_2O	% Na_2O	% TiO_2	% Fe_2O_3	Segerkegel
Gipfel Salzberg	96,47	1,23	0,45	0,01	0,19	0,80	35
SE-Hang Salzberg	96,34	1,27	0,45	0,01	0,16	0,89	35

Der rot gefärbte Felsquarzit zeigt danach bei Vergleich mit grauem Material aus dem Steinbruch Sausteigweg etwas höhere Gehalte an Fe_2O_3 aber herabgesetzte Werte der Alkalien und von Al_2O_3.

2 2. Die angewitterten Felsquarzite

Die angewitterten Quarzite treten sowohl in den oberen Schichten des gesamten Steinbruchbereiches als auch gebunden an tief herabreichende Kluftzonen auf, wie sie in der Tiefbohrung Sausteigweg Nr. 5 noch 45 m unter der jetzigen Geländeoberfläche angetroffen wurden. Im Steinbruch Sausteigweg erwies sich der Bereich sandiger Vergrusung entlang den Kluftflächen abhängig von einer 0,8—1,2 m mächtigen Lage von Serizitschiefer, welche als Grundwasserstauer gewirkt und damit die chemische und physikalische Verwitterung des Quarzites in ihrem Hangenden befördert hat (siehe Abb. 2). Die Einwirkung der Verwitterungsvorgänge auf das Quarzitgefüge besteht nur aus toniger Zersetzung und Auswaschung des Serizites In den Dünn- und Anschliffbildern der hellgrauen und gelbbraunen, sandigen Quarzite kann Serizit auf Quarzkorngrenzen nicht mehr beobachtet werden. Dagegen liegt jetzt häufig ein braunes, feines Limonitpigment vor. Typisch ist das löcherige Gefüge, das besonders gut in Anschliffen und Großanschliffen zu beobachten ist. Dabei sind einzelne Quarzindividuen oder ganze Aggregate aus dem Gesteinsverband gelöst worden und in dem sandigen Grus offener Klufträume zur Ablagerung gekommen. Reste von gelbgrünem Serizit oder weißen kaolinitischen Tonmineralien ließen sich in diesen Hohlräumen beobachten. Vor allem aber wurden durch die vers chiedenen



Bereich mit Lehmbelägen auf Kluftzonen

Bereich mit sandiger Vergrusung auf Kluftzonen

gebankter Quarzit
Bankmächtigkeit 0,1–0,3 m

gebankter Quarzit mit dünnen Serizitschieferlagen

gebankter, sandig vergruster Quarzit

dünnbankiger bis plattiger Quarzit
Bankmächtigkeiten 0,02–0,1 m

Serizitschiefer, meist tonig zersetzt mit dünnen Quarzitlagen

Abb. 2. Geologisches Profil des Steinbruches Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.

Verwitterungsvorgänge die schichtigen Anreicherungen von Serizit auf den ss-Ebenen der Quarzite beseitigt. Serizit ist nur noch in tonig zersetzten Resten vorhanden. Chemisch resultiert daraus die Abnahme der Gehalte an Al_2O_3, der Alkalien und des Fe, wie Tabelle 3 zeigt. Die Proben wurden als Handstückproben im Bereich der oberen Strosse des Steinbruches Sausteigweg entnommen (siehe Abb. 3).

Tabelle 3. Analysen angewitterter Quarzite

Gesteinsart	% Al_2O_3	% K_2O	% TiO_2	% Fe_2O_3	% SiO_2	Segerkegel
grauer, sandig verwitterter Quarzit	0,41	0,11	0,22	0,17	98,20	36
	0,56	0,13	0,06	0,08	98,66	35
	Spur	0,06	0,11	0,03	98,87	36
brauner, sandig vergruster Quarzit	0,56	0,12	0,14	0,25	98,00	36
	0,58	0,06	1,04	0,25	97,07	36
	0,23	0,03	0,25	0,14	98,23	36

Der schwankende aber im ganzen unveränderte Gehalt an TiO_2 ist auf das Vorhandensein von der Verwitterung nicht unterliegendem Ilmenit zurückzuführen. Der Gehalt an Fe_2O_3 liegt in den braunen, sandigen Quarziten etwas höher als in den grauen Partien. Dies beruht auf der Neubildung von Limonit. Die braunen Quarzite mit den höchsten Werten der Feuerfestigkeit gingen bisher als Abraumsteine auf die Halden.

2 3. Die Serizitschiefer

In beiden Steinbrüchen trat eine 1,0—1,8 m mächtige Wechselfolge von 0,2—0,5 m mächtigen grünlichgrauen Serizitschiefern und 0,05—0,1 m mächtigen Quarziten auf, die nach dem Ausweis der im Bereich Sausteigweg niedergebrachten Bohrungen eine etwa 90 m mächtige Folge von Taunusquarzit in eine hangende und liegende Abteilung gliedert. Nach einer von H. J. Eckhardt (1961) mit der halbquantitativen Röntgenanalyse durchgeführten Untersuchung wurde folgender Mineralbestand nachgewiesen:

35% Quarz, 60% Muskovit (Serizit) < 3% Hämatit,
< 3% Feldspat und 5% Kaolinit.

Die mit Serizitschiefer durchgeführten chemischen Analysen zeigt Tabelle 4.

Tabelle 4. Analysen frischer Serizitschiefer

% Al_2O_3	% Fe_2O_3	% K_2O	% Na_2O
15,78	1,24	6,0	0,08
18,42	0,92	6,4	0,14
17,24	0,91	7,0	0,12

3. Die tektonische Untersuchung

Großtektonisch gehören die Felsquarzitvorkommen bei Oberrosbach zu dem NE–SW streichenden Taunusquarzitzug, welcher im Bereich des Meßtischblattes Usingen–Fauerbach an streichenden Überschiebungen auf Ton- und Grauwackenschiefer des Unterems aufgeschoben worden ist. In sich ist der Taunusquarzit spezialgefaltet und so in dem bearbeiteten Gebiet in zwei ebenfalls NE–SW streichende Sättel gelegt, welche örtlich als Saukopf-Sattel und Unterberg-Sattel bezeichnet werden. Der Steinbruch Sausteigweg liegt auf dem flach nach SE und SSE einfallenden SE-Flügel des Unterberg-Sattels, dessen NW-Flügel steil gestellt ist. Die für die Abbauführung des Steinbruches Sausteigweg wichtigen kleintektonischen Formen fügen sich diesem großtektonischen Rahmen ein (siehe Abb. 2).

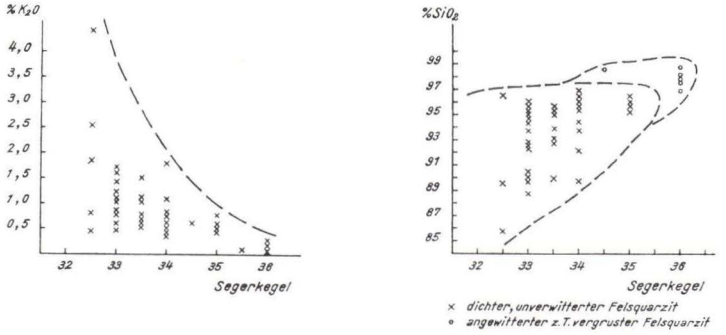


Abb. 3. Die Abhängigkeit der Feuerfestigkeiten verschiedener Typen des Taunusquarzites von seinen Gehalten an Flußmitteln (K_2O). Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.

3 1. Der Gefügebestand

Wie das Sammeldiagramm von 300 Kluftmessungen auf Tafel 32 zeigt, lassen sich in der Lage zu b, der etwa 40° streichenden Faltenachse, steil einfallende, generell NE–SW streichende hol-Klüfte im Maximum erkennen. In den Submaxima läßt sich eine WNW–ESE streichende Gegenklüftung nachweisen, die der ac-Klüftung entspricht und der auch das im SW-Quadranten des Sammeldiagramms liegende Kluftmaximum angehört. Dieses deutet auf ein flaches Abtauchen der Achse des Unterberg-Sattels nach SW hin. Zu dieser Klüftung gehören auch die im Bruch beobachtbaren nach SSW einfallenden steilen Abschiebungen, die als synthetische Querabschiebungen $\perp$ b auftreten. Ein weiteres Kluftsystem streicht NNW–SSE und WSW–ENE. Diese Klüfte sind hkl-Klüfte. Es besteht allerdings auch die nur aus regionalen Gefügemessungen zu klärende Möglichkeit, daß es sich hierbei um ein den tertiären rheinischen Abbrüchen des Taunusrandes zuzuordnendes jüngeres Kluftsystem handelt. Die NNW–SSE streichenden Klüfte sind oft als Kleinabschiebungen ausgebildet, an denen jeweils die südwestliche Scholle abgesunken ist. Hierbei wurden im Steinbruch Sausteigweg scheinbare vertikale Schublängen BC von 1,0—1,8 m beobachtet.

Das Ergebnis der tektonischen Untersuchung in den Steinbruchbereichen ist die Feststellung einer Zerrungstektonik auf dem flach einfallenden SE-Flügel eines asymmetrischen Spezialsattels innerhalb des Taunusquarzitzuges.

3 2. Gefügebestand und Morphologie

Eine in der Abb. 4 dargestellte statistische Auswertung der morphologischen Hangrichtungen im Gesamtbereich des Unterberg-Sattels spiegelt deutlich die tektonischen Richtungen des Untergrundes wider: Das Maximum von 40° und die Nebenmaxima von 0° und 10° entsprechen den Richtungen der hol- und hkl-Klüftung bzw. mit 40° auch dem Generalstreichen der flach nach SE einfallenden Schichtung des südöst-

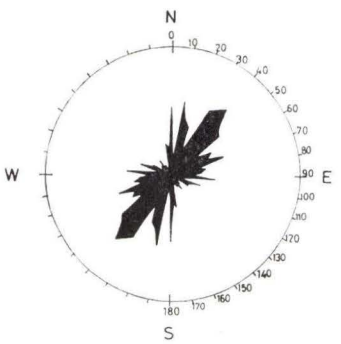


Abb. 4. Häufigkeitsverteilung der morphologischen Richtungen im Bereich des Unterberg-Sattels bei Oberrosbach/Taunus.

lichen Sattelflügels. Die unterentwickelte morphologische Gegenrichtung, parallel zur ac-Klüftung, läßt Störungszonen mit tiefgreifender sandiger Vergrusung und Abraum erwarten. Gleiches gilt auch für das morphologische N–S und E–W-System. Diese Abhängigkeit der Morphologie von den tektonischen Richtungen des Taunusquarzites ist erklärbar aus dessen großer Widerstandsfähigkeit gegen alle Arten der Verwitterung, da diese nur dort tiefgreifend wirksam werden und damit reliefbetonend wirken konnten, wo tektonische Bewegungen oder Zerklüftungen Vorzeichnungen gaben.

3 3. Gefügebestand und Abbauplanung

Wie die Einzeloleaten der Klüftung der Taf. 32 zeigen, erweist sich die Richtungshäufigkeit in ihrer regionalen Verteilung im Bruch verschieden. So tritt im NE-Teil des Steinbruches Sausteigweg die NE–SW (hol) und NNE–SSW streichende Klüftung stärker hervor, während im SW die WNW–ESE streichende ac-Klüftung überwiegt. Zu letzterer gehören die den ganzen Bruchbereich durchziehenden Kluft- und Störungszonen, denen eine tiefgreifende, sandige Vergrusung des Quarzites im Hangenden der Serizitschieferbank parallel geht.

In der Nähe dieser Störungen überwiegt die ac-Klüftung mit Kluftabständen von 0,1—0,3 m. Häufig sind diese Klüfte mit sandig-lehmigem Grus belegt. Dagegen überwiegt im Niveau der oberen Strosse, wo frische hellgraue Quarzite anstehen, die NNE–SSW streichende hkl-Klüftung. Unter Berücksichtigung der im Bruchbereich ENE–WSW streichenden Schichtung und der Klüftung soll daher die Abbaufront des Steinbruches in Richtung NE–SW, in die Richtung der b-Achse, eingeschwenkt werden. Die Kluft- und Störungszonen der ac-Klüftung mit Zonen sandiger Vergrusung können so fast senkrecht zu ihren Streichen angefahren werden.

Damit wird vermieden, daß diese Zonen gleichzeitig auf ihrer ganzen streichenden Länge mit dem Fortschreiten des Abbaus erfaßt werden und damit kurzzeitige intensive Abraumarbeiten im Steinbruch bedingen, welche die verwertbare Förderung ausfallen lassen. Mit dem aus der Schwenkung der Abbaufront entstehenden schrägen Anschnitt der Schichtung werden zudem die Bedingungen für die Schießarbeit im Bruch verbessert, da dann ein geringerer Anteil von Sohlenschüssen zum Nachreißen der Abbausohlen als bisher zu erwarten ist.

4. Die Untersuchung der technologischen Verwendungsmöglichkeiten

4 1. Verwendung als Rohstoff für die Herstellung von Ferrosilizium:

Für die Herstellung von Ferrosilizium kommen nur Felsquarzite mit > 97,3% SiO_2 und Al_2O_3-Gehalte < 1,5% in Frage. Gehalte an Fe_2O_3 und Mn stören nicht. Hierzu wären wegen ihrer niedrigen Al_2O_3-Gehalte die bisher in den Abraumgehenden braunen und braungelben sandigen Quarzite im Bereich der Abraumstrossen der Steinbrüche geeignet.

4 2. Verwendung als Rohstoff in der feuerfesten Industrie:

Allgemein dient Quarzit mit feuerfesten Eigenschaften zur Herstellung von:

4 2 1. Silica-, Koksofen- und halbsauren Steinen

4 2 2. Formmassen für Stahlformguß und von Stampfmassen sowie Mörteln von Silicasteinen.

Nach J. KRATZERT (1945—1948) werden sowohl für Silicasteine als auch für Stampfmassen folgende chemisch-physikalische Gütenormen verlangt; siehe Tabelle 5:

Tabelle 5. Gütenormen der Silicasteine

Sorte	% SiO_2	% Al_2O_3	Wachstumsmaß %	Porosität roh %	Porosität gebrannt %
Sorte I	96—99	0,5—2,0	5— 8	2—6	10—15
Sorte II	95—98	0,5—2,0	5—10	2—6	12—20
Sorte III	95—98	0,5—2,0	6—12	2—6	15—30

Die Summe der Alkalien soll < 0,5% bleiben, während nach F. HARDERS und S. KIENOW (1960) der Gehalt an TiO_2 die Feuerfestigkeit nicht wesentlich beeinflußt. Ohne Einfluß ist auch ein geringer Fe-Gehalt.

Die Qualitätsprüfung der Rohstoffe durch den Verbraucher wird nach DIN 1062 bis 1067 durchgeführt. Hierzu gehören folgende Bestimmungsverfahren:

DIN 1062 Chemische Analyse
DIN 1063 Segerkegelschmelzpunkt
DIN 1064 Druckfeuerbeständigkeit
DIN 1065 spez. Gewicht, Raumgewicht, Porosität
DIN 1066 Nachschwindung, Nachwachsen
DIN 1067 Druckfestigkeit bis Zimmertemperatur

Wie die petrographischen Untersuchungen gezeigt haben, ist der unterdevonische Felsquarzit des Taunus nach der gebräuchlichen technologischen Klassifikation ein Kristallquarzit mit wechselnden Quarzkorngrößen und frei von amorpher Kieselsäure oder feinstkristallinem Basalzement. Er steht damit strukturell im Gegensatz zu den tertiären Findlings- oder Bankquarziten, welche aus ehemaligen reinen Quarzsanden durch Verkieselung während tropischer Wechselklimaperioden entstanden sind. Diese werden technologisch als Zementquarzite oder kristalline Quarzite definiert, da sie Quarzbasalzement in wechselnden Anteilen enthalten. Sie vor allem werden heute zur Herstellung von Silikasteinen für Stahlwerke verwendet, während die Felsquarzite zusammen mit Klebsanden zu feuerfesten Mörteln und Stampfmassen und Koksofensteinen verarbeitet werden. Der Grund für diese unterschiedliche technologische Verwendung liegt in dem durch die Struktur bedingten Brennverhalten.

Voraussetzung ist zunächst eine ausreichende Feuerfestigkeit des Rohstoffes, die durch Alkalien und Al_2O_3 vermindert werden kann, da beide den Schmelzpunkt der Kieselsäure herabsetzen und Al_2O_3 zudem die Umwandlung von Quarz in Cristobalit verzögert. Daher sind die Serizitgehalte der Felsquarzite gegenüber den meist reinen Tertiärquarziten ungünstiger zu beurteilen, zumal sie nicht in gleichmäßiger Verteilung im Gestein sondern in unregelmäßigen Anreicherungen auf den Schichtflächen vorliegen. Die Umwandlung von α-Quarz in α-Cristobalit während des Brandes der gefertigten Rohlinge soll zudem möglichst vollkommen erfolgen, so daß nach dem Brand raumbeständige Silikasteine vorliegen, die nur ein geringes Nachwachsen zeigen. Die Volumenzunahme bei der Quarz-Cristobalitumwandlung ab 1250° C beträgt nach F. Harders und S. Kienow (1960) 17,4%. Dagegen liegt die für den Einsatz von Silikasteinen in den verschiedenen Öfen wichtige Volumenzunahme, von der die Temperaturwechselbeständigkeit abhängig ist, bei cristobalitreichen Steinen im Temperaturbereich 0—600° C nur noch bei etwa 1,8%. Auch in diesem Umwandlungsverhalten sind die Felsquarzite den Tertiärquarziten unterlegen, da sie sich langsamer und teils auch unvollkommener umwandeln und ein Nachwachsen bedingende Restquarzmengen verbleiben. Bei den Zementquarziten verursacht die amorphe oder kryptokristalline Grundmasse eine vollkommene Umwandlung in Cristobalit einerseits und verhindert andererseits nach den Untersuchungen von G. Trümpel (1949) eine zur Rißbildung führende Spontanität der Volumenzunahme während des Brandes. Eine vergleichende Übersicht des Brennverhaltens gibt Tabelle 6.

Diese unterschiedliche Bewertung von Felsquarziten und Zementquarziten ist allgemein gültig. Dagegen wiesen Brennversuche, die mit serizitarmem Felsquarzit-

Tabelle 6. Das Brennverhalten der Quarzitsorten

Geologische Gesteinsart	Technologische Gesteinsart	Petrographische Definition	Porosität roh %	Porosität gebrannt %	Wachsmaß %
Felsquarzit	Kristallquarzit	basalzementfrei wechselnde Quarzkorngröße, Serizitgehalt	2—6	15—30	6—12
Süßwasserquarzit	Kristalliner Quarzit	basalzementarm wechselnde Quarzkorngröße	2—6	12—20	5—10
	Zementquarzit	Quarzkörner in kryptokristallinem Quarzzement	2—6	10—15	5— 8

material aus dem Steinbruch Sausteigweg durchgeführt wurden, nach, daß bei 1450° C und nach 8 Stunden Brenndauer ein den Zementquarziten ähnlicher Umwandlungsverlauf vorlag. Nach dem Brand waren nur noch 9% reliktischer Quarz neben 56% Cristobalit und 35,5% röntgenamorphem Anteil als fehlgeordneter Cristobalit vorhanden. Die Laborversuche weisen damit darauf hin, daß in qualitativ optimalen Bereichen der ausgedehnten Felsquarzitvorkommen Abbaumöglichkeiten auch für Silikasteinqualitäten bestehen, die denen der Zementquarzite äquivalent sind. Für die Erzeugung feuerfester Stampfmassen ist zudem die Zerkleinerung und Klassierung von Bedeutung. Hierfür sollen nur frische Quarzite verwendet werden, da bei angewitterten und sandigen Partien ein zu hoher Feinanteil auftreten kann, der bei der Mischung mit Klebsand durch eine allgemeine Erhöhung des Feinanteils der zu fabrizierenden Stampfmassen, deren Entlüftung während des Brandes erschwert, so daß Entlüftungsrisse entstehen können. Die Verbraucher fordern daher eine gute Absiebung unter Einhaltung der vorgeschriebenen Mengenanteile der verschiedenen Korngrößen.

4 3. Verwendung als Rohstoff in der Bauindustrie

Die für die Feuerfestindustrie nicht verwendbaren Lagen dünnplattiger Quarzite mit höheren Anteilen an Serizit können für den örtlichen Bedarf als Fußboden- und Wegeplatten abgesetzt werden. Dies gilt auch für dickbankige Lagen, welche als Mauer- und Verblendsteine verkauft werden können. Feinere Körnungen des gebrochenen Materials werden als säurebeständiger Edelputz verwandt.

4 4. Verwendung als Rohstoff im Straßenbau

Für den Straßenbau kommen nur die frischen Felsquarzite in Frage, da nur sie die ausreichend hohen Druckfestigkeiten garantieren und zudem die besten Eigenschaften für bituminöse Straßenbaugemische, wie eckige Kornformen des gebrochenen Materials, geschlossene Oberflächentextur sowie Hohlraumarmut aufweisen.

Auch garantieren sie in den Brechsandkörnungen von 0—5 mm einen nicht zu hohen Fülleranteil. Der Serizitanteil hat keine Bedeutung. Als Zuschlagstoff für Splittbeton eignet sich der Taunusquarzit wegen seiner hohen Druck- und Biegezugfestigkeiten wie auch wegen seiner kubischen Kornform. Hier garantieren die frischen Quarzite beste Betoneigenschaften, da bei ihnen der für die Zementmischung unerwünschte Feinsandanteil von 0,06—0,1 mm ∅ gering bleibt. Im Straßenunterbau sind die gleichen Eigenschaften wie auch vor allem die gute Frostbeständigkeit günstig zu beurteilen.

Für bituminöse Straßendecken ist eine gute Absiebung in 3 Kornklassen im Bereich von 3—15 mm erforderlich, so daß eine gute Mischung der für Asphaltfeinbeton benötigten Splittmengen mit Korngrößen von 2—12 mm ∅ wie auch die Erstellung des notwendigen Brechsandes, der mit einem Mengenanteil von etwa 30% und Korngrößen von 0,09—2,0 mm ∅ zugesetzt wird, möglich wird. Eine Übersicht der an Prüfkörnern aus dem Steinbruch Sausteigweg von 4 cm Kantenlänge ermittelten Druckfestigkeiten zeigt Tabelle 7.

Tabelle 7. Druckfestigkeiten

Gesteinsart	Mittelwert der Druckfestigkeit kg/cm²
	3377
frischer grauer Felsquarzit	2880
	2812
	3726
	1024
sandiger grauer Felsquarzit	506
	929
	1134
sandiger brauner Felsquarzit	72
	957
	1024

An anderen Prüfkörpern von frischem Felsquarzit aus der Produktion des Steinbruches ermittelte Druckfestigkeiten ergaben mittlere Werte von 3000—4000 kg/cm².

Zusammenfassung

Die geologische und technologische Untersuchung von Felsquarzitvorkommen wird am Beispiel des Steinbruches Sausteigweg der Mannesmann AG., bei Oberrosbach/Taunus, erläutert.

Die petrographisch-chemische Untersuchung hat in der Unterscheidung von frischen und verwitterten Quarziten, sowie bei Beachtung des Serizitgehaltes Bedeutung für die Abbauführung wie auch für die Zerkleinerung im Aufbereitungsgang. Kleintektonische Aufnahmen dienen nicht nur der Klärung großtektonischer Zusammenhänge, sondern auch der Abbauplanung, hier speziell der Schießarbeit und damit einer kostensparenden Vorzerkleinerung im Bruch.

Eine Übersicht der technologischen Eigenschaften der Felsquarzite zeigt schließlich deren Verwendungsmöglichkeiten in der Feuerfestindustrie und im Straßenbau auf.

Schriftenverzeichnis

ECKHARDT, H. J.: Unveröffentlichter mineralogischer Untersuchungsbericht der im Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach auftretenden Serizitschiefer. Mannesmann AG. Abt. Erzbergbau 1961.

FRERICH, R. & W. HINZ: Der Einfluß der Korngrößenzusammensetzung auf den Entlüftungsvorgang, die Porosität und Festigkeit von Silikasteinen. — T I Z, **78**, S. 1320, Goslar 1954.

GREWE, H. & F. HARDERS: Die Silikamörtel, ihre Anwendung und Prüfung. — Stahl und Eisen, **69**, S. 378—381, 2 Tab., Essen 1949.

HARDERS, F. & S. KIENOW: Feuerfestkunde. — 979 S., 719 Abb., 186 Tab., Berlin – Göttingen – Heidelberg 1960.

KRATZERT, J.: Die Rohstoffgrundlagen der Industrie der feuerfesten Erzeugnisse. — Stahl und Eisen, **65**—**68**, S. 321—325, Essen 1945—1948.

DE KEYSER, W. L. & R. CYPRUS: La formation de la tridymite Resultats nouveaux. — T I Z, Zbl., **81**, S. 416, Goslar 1957.

TRÜMPEL, G.: Der Einfluß des glasigen Bindemittels auf das Ausdehnungsverhalten von Silikasteinen beim Erhitzen. — Stahl und Eisen, **69**, S. 480—485, 4 Abb., Essen 1949.

Manuskript eingegangen am 3. 4. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 341—353	2 Tab.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Die Smonica

Von

VIKTOR NEUGEBAUER, Novi Sad und HEINRICH ZAKOSEK, Wiesbaden

Mit 2 Tabellen

Inhalt

I. Einleitung 341

II. Untersuchungsergebnisse 343
a) Allgemeines 343
b) Analysendaten zum mitgeteilten Profil 344
1. Mikromorphologie 344
2. Pollenanalytischer Befund 345
3. Chemische und physikalische Analysen 345
4. Mineralogische Bestimmungen 346
5. C^{14}-Bestimmung 347

III. Diskussion der Untersuchungsergebnisse 347
a) Verbreitung der Smonica 347
b) Die wichtigsten Bodenbildungsfaktoren der Smonica in Europa 348
c) Phänologie der Smonica 349
d) Zur Dynamik der Smonica 349
e) Über die Genese der Smonica 350
f) Zur Gliederung der Smonica 351

IV. Zusammenfassung und Schlußbetrachtung 351

Schriftenverzeichnis 352

I. Einleitung

Die von STEBUT (1932) in die Literatur eingeführte Bodenbezeichnung „Smonica" ist im Laufe der vergangenen Jahrzehnte unterschiedlich verwandt worden. Dadurch haben sich vor allem über die Genese dieses Bodens verschiedene Auffassungen gebildet. Die Verfasser halten es darum für notwendig, die Smonica zu kennzeichnen.

Smonica (serbisch), Smolnica (bulgarisch), Smonicy oder Smolnicy (albanisch), Sionica[1] (bosnisch) und Smolivky (tschechisch) sind Volksnamen für dunkle, schwere

[1]) Sionica ist vom bosnischen Wort (bosnisch = serbo-kroatische Mundart) *Sino* = Heu abgeleitet, weil die Smonica in Bosnien sehr graswüchsig ist.

Böden. Der Stamm für die serbische, bulgarische, albanische und tschechische Bezeichnung ist das serbische und bulgarische Wort *Smola* = Pech. Da die Schreibweise „Smonica" durch STEBUT (1923) in die Literatur eingeführt worden ist, sollte man ihr den Vorzug geben.

Die Problematik des Begriffes Smonica wird offenkundig, wenn man die in der Literatur herrschenden Auffassungen über die Smonica vergleicht.

Es ist das Verdienst von STEBUT, die Smonica als erster beschrieben und gedeutet zu haben (STEBUT, 1923, 1924, 1930, 1946, 1953). Nach STEBUT ist die Smonica eine Schwarzerde anmooriger Herkunft. Bei STEBUT war der Begriff „Schwarzerde" jedoch nicht synonym mit Tschernosem, sondern mit der serbischen Gruppenbezeichnung *Crnica* = schwarzgefärbte Böden. Zu dieser Gruppe gehören neben dem Tschernosem z. B. auch Rendzinen, Tirs-, Regur-, dunkle Grundwasserböden usf.. Die Ausgangssubstrate der Smonica waren nach STEBUT limnische, gyttjaähnliche Sedimente, die tertiäre Seen nach ihrem Abfluß hinterlassen haben. STEBUT baute dabei auf CVIJIĆ (1909) auf, der einen stufenweisen (5 Stufen) Abfluß der Seen an der Wende Tertiär/Pleistozän im Randgebiet des Pannonischen Beckens beschrieben hat. Da zu dieser Zeit im gleichen Gebiet (JARANOW zit. in: STEBUT 1953) ähnliche klimatische Bedingungen wie heute in Marokko herrschten, nahm SREBUT bei der Smonica eine ähnliche Genese wie beim Tirs an. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen unterschied STEBUT (1946) eine „feuchte" und „xerogene" Smonica, die sich zum Teil über die Braunerde zum Podsol[1]) entwickelt hat. Die Untersuchungsergebnisse und Anschauungen von STEBUT wurden von zahlreichen Forschern in wesentlichen Punkten bestätigt (u. a. TODOROVIĆ, 1930, 1931, STRANSKI 1933, 1955, JAVANOVIĆ & POPOVIĆ 1952, BAGDANOVIĆ 1955, FILIPOVIĆ 1957, GILLY, 1958).

PUSKAROW, STEFANOW (zit. in: STRANSKI 1933) u. a. hingegen deuten die bulgarische Smonica als Tschernosem.

KOINOW (1956) wiederum vertritt die Auffassung, daß die Dynamik und Genese der meisten bulgarischen Smonicen ursächlich mit dem zeitweisen — bodenartlich bedingten — Feuchtigkeitsüberschuß zusammenhängt. Zu ähnlichen Ergebnissen kamen auch ANTIPOW-KARATEW u. GERASSIMOW (1948, 1954, 1959, 1960) bei bulgarischen und jugoslawischen Smonicen. Bei albanischen Smonicen sind nach BOGATIREW (1959) sogar periodische Überflutungen Voraussetzung für die Entstehung.

NELSON, KUNZE & GOLDFREY (1960) unterstellen dem Grumosol, der eine typische Smonica ist, ebenfalls eine terrestrische Genese, ohne jedoch eine nähere genetische Deutung zu geben (vgl. u. a. US 1954, TEMPLIN 1956, KUNZE 1959, NELSON 1960).

Schließlich sei noch auf die smonitzaähnlichen Böden in der deutschsprachigen Literatur verwiesen (vgl. u. a. KUBIËNA 1953, FRANZ 1960), wo man unter Smonica tschernosemähnliche Aueböden versteht, die durch Absenkung von Grundwasser aus Anmoor entstanden sind.

Auf eine besondere Form der Smonica (rezente, fluviatile Smonica) hat NEUGEBAUER (1952) hingewiesen.

Es liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit, die unterschiedlichen Auffassungen der erwähnten Autoren im einzelnen zu diskutieren. Es sei jedoch erwähnt, daß sich die Meinungsverschiedenheiten über die Smonica größtenteils aus den Beobachtungsräumen und -zeitpunkten sowie aus abweichenden Vorstellungen über den Begriff Smonica erklären lassen. Lediglich in der Merkmaldefinition herrscht bei fast allen Autoren Übereinstimmung: die Smonica ist ein dunkler, schwarzer AC-Boden. Über die Genese der Smonica existieren mehrere Auffassungen (vgl. S. 350).

---

[1]) Nach deutscher Auffassung Pelosol-Pseudogley (vgl. ZAKOSEK 1960).

Den Herren Dir. Ing. TANASIJEVIĆ, Ing. FILOPOVIĆ u. Ing. ALEKSIĆ vom Bodenkundl. Institut in Belgrad-Topćideru, Frau Dr. Ing. MANUCHEVA von der Landwirtschaftl. Versuchsstation in Skopje und Herrn Prof. Dr. FILIPOVSKI vom Institut für Bodenkunde der Universität Skopje sei an dieser Stelle für ihre Führung im Gelände und für zahlreiche Anregungen bestens gedankt. Für Anregungen und Untersuchungen sind wir ferner den Herren Dr. von der BRELIE-Krefeld, Dr. ĆIRIĆ-Sarajewo, Dr. HEIM-Mainz, Dr. MILKOVIĆ-Novi Sad, Prof. Dr. Dr. MÜCKENHAUSEN-Bonn, Dr. MÜNNICH-Heidelberg, Dr. PFEFFER-Wiesbaden, Prof. Dr. SCHACHTSCHABEL-Hannover, Dr. SCHWERTMANN-Hannover, Dr. WERNER-Krefeld und Dipl. agr. K. ZIMMERMANN-Bonn zu Dank verpflichtet. Besonderer Dank gilt unserem lieben Kollegen und Expeditionsteilnehmer Dr. MERTENS-Krefeld für zahlreiche Anregungen und für seine Unterstützung.

II. Untersuchungsergebnisse

a) Allgemeines

Die Smonica — in der amerikanischen Literatur Grumosol genannt — ist ein AC-Boden aus tonreichen Mergeln. Der A-Horizont ist durchschnittlich ein Meter mächtig; er kann geringmächtiger, aber auch mächtiger sein. Der A-Horizont läßt sich in der Regel in Subhorizonte A_1, A_2 und AC untergliedern. Im allgemeinen ist der A_2 der mächtigste und dunkelste Subhorizont. Im feuchten Zustand ist er schwarz. (10 Y/R 2/1—3/1)[1] und kohleglänzend, häufig auch dunkelgrau (10 Y/R 3/1—4/1) mit Graphitglanz. Der A_1 und A_2 sind meist — aber nicht immer — kalkfrei. Unmittelbar unter diesen Subhorizonten — oft im AC beginnend — befindet sich ein bodengenetisch bedingter Ca-Horizont. Der größte Teil des Kalkes in ihm ist fein verteilt, doch kann man auch häufig — bis haselnußgroße — weiche Kindl beobachten. Gleymerkmale sind im Solum selten, im tieferen C häufig; sie sind aber oft fossil. Spuren von rezenter Pseudovergleyung (kleine Brauneisenkonkretionen) sind im unteren Teil des A_2-Horizontes vielerorts zu beobachten. Die Strukturelemente im A_1 sind im trockenen Zustand kubisch, scharfkantig und rühren von zerfallenen Prismen her. Der A_2 besteht aus Prismen, die ziemlich regelmäßig begrenzt und glattflächig sind und einen mittleren Durchmesser um 15 cm haben. Die Prismen lösen sich im allgemeinen im unteren AC auf. Der Auflösungsbereich der Prismen ist — infolge Spaltenfüllungen mit eingestürztem A-Material — fleckig. Die organische Substanz ist vollständig zersetzt und gleichmäßig im A_1 und A_2 verteilt. Die Humusgehalte im A_1 und A_2 schwanken zwischen 3—7% (vgl. zu diesem Abschnitt auch STEBUT 1946, STRANSKI 1932 und NELSON 1960).

Ein sorgfältig ausgewähltes Profil einer typischen Smonica — von dem auch Analysendaten mitgeteilt werden — hat folgenden Aufbau:

Boden: Typische Smonica.
Örtlichkeit: 1,5 km W Trnava (Serbien).
Nutzung: Acker (Mais, Sonenblumen).
Höhe ü. NN: etwa 300 m. Lage: ebenes Plateau.
Mittl. Jahrestemperatur: ~ 11,4° C. Mittl. Jahresniederschlag: ~ 670 mm.
Grundwasser: bis 3 m u. Fl. nicht erbohrt.

---

[1]) Nach MUNSELL im erdfeuchten Zustand.

A_1p 20 cm dunkelgrauer (10 Y R 3/1—4/1) scharfkantig-kubischer Ton (⌀ der Strukturelemente 2—3 mm)

A_2 80 cm schwarze bis dunkelgraue (10 Y R 2/1—3/1), scharfkantige, glattflächige Prismen aus Ton. Die Prismen vergrößern sich unten etwas und erreichen dort einen ⌀ von 10—20 cm. In den unteren 30 cm des A_2 vereinzelte, stecknadelkopfgroße Brauneisenkonkretionen.

A_2/C_1 30 cm allmählicher Übergang zum hellgrauen (10 Y/R 7/2) Tonmergel (C). Fleckiger Auflösungsbereich der Prismen.

C_1 50 cm + hellgrauer (10 Y/R 7/2) tertiärer Tonmergel, oben zahlreiche bis erbsengroße, weiche Kindl.

b) Analysendaten zum mitgeteilten Profil

1. Mikromorphologie

Eine vollständige und sehr umfangreiche mikromorphologische Untersuchung dieser Smonica verdanken wir K. ZIMMERMANN. Die Verfasser entnehmen aus diesem Gutachten nur einige, im Gesamtzusammenhang bemerkenswerte Ergebnisse.

Die Prismen in A_2 sind kompakt, aber von Spalten (⌀ 500–1000 μ) und Wurmgängen (⌀ 100–500 μ) durchzogen. Dadurch haben die Prismen einen Leitbahngefügecharakter. Wandbildungen (z. B. Ton- oder Humusauskleidungen) sind in den Leitbahnen nicht vorhanden. Außerdem sind einige parallel zu den Brgrenzungsflächen verlaufende, feine Schwundrisse zu beobachten. Der kompakte Bodenkörper besteht fast einheitlich aus feinkörnigem Material ($< 50\ \mu$), in dem vereinzelt Mineralkörner (Quarz, Feldspat, Karbonat) und Gesteinsbruchstücke sowie zahlreiche Konkretionen (⌀ 100–1000 μ) und Bruchstücke davon eingebettet sind. Die Konkretionen zeigen eine ähnliche mineralische Zusammensetzung wie die Grundsubstanz. Daneben kann man noch Fetzen und Splitter beobachten, die z. T. noch Zellstruktur besitzen und karbonathaltige Partien. Der feinere Anteil der Grundsubstanz besteht überwiegend aus blättchenförmigen Partikeln (Montmorillonit), die parallel zu den Kanten der Skelettkörner eingeregelt sind. Der kompakte Bodenkörper im AC besitzt ebenfalls einen Leitbahngefügecharakter. Die Leitbahnen besitzen jedoch häufig dünne Wandbildungen (1–5 μ dick) aus Karbonatkörnchen. Der Bodenkörper selbst ist uneinheitlicher aufgebaut und stark karbonhaltig. In beiden Horizonten (A_2 und AC) ist keine Schichtung von Material zu erkennen. Die Minerale – mit Ausnahme des Biotis – sind ziemlich frisch (Fraktionen $>$ 1–2 μ ⌀). Die organische Substanz besteht offenbar aus 3 Komponenten: (1) Einem großen Anteil stark humifizierter, dunkelgrauer, diffus in der allerfeinsten Fraktion (< 1–$2\ \mu$) verteilter Humuskomponente, die vermutlich die Bodenfarbe erzeugen. (2) Einem geringen Anteil gelber, roter bis rotbrauner verquollener Pflanzenreste (⌀ 5–200 μ), die z. T. noch Zellstrukturen erkennen lassen. (3) Den bereits erwähnten Splittern und Fetzen (⌀ 1–100 μ), deren größte Exemplare zuweilen ebenfalls Zellstrukturen besitzen. Diese Komponente wirkt sich ebenfalls stark auf die dunkle Farbgebung aus. Relikte eines Anmoorstadiums (z. B. Diatomeen-Panzer) wurden nicht gefunden; sicher erkannt hingegen wurden Reste von Sklerotinen (vermutlich Teile von Abschluß- und Leitgeweben höherer Pflanzen). Zahlreiche Gefügemerkmale (Streifen, Schwundrisse, genetzte Gefügebereiche, Konkretionsbruchstücke usf.) lassen auf erhebliche Quel-

lungs- und Schrumpfungsvorgänge mit Fließ- und Verformungsprozessen, ferner auf schwache Pseudogley-Bleichung (örtliche Enteisung) schließen. Die Entkalkung des Oberbodens scheint abgeschlossen zu sein, die vereinzelten, begrenzten karbonathaltigen Partien im A-Horizont sind offenbar durch Bodentiere heraufgebracht worden. Felderungen und Durchstöße weisen auf eine intensive Bodendurchmischung durch Bodentiere (hauptsächlich Würmer) hin. Die einheitliche Körnung und der einheitliche Mineralbestand im A- und C-Horizont lassen auf ein einheitliches Ausgangsmaterial im ganzen Boden schließen.

2. Pollenanalytischer Befund

(Analytiker: Dr. v. d. Brelie)

Weder im A- noch im C-Horizont konnten Pollen und Sporen nachgewiesen werden. Der Mazerationsrückstand enthielt nur in geringem Umfang Holzreste, die nicht näher bestimmt werden konnten. Auch bei dieser Untersuchung fand sich kein Hinweis auf eine limnische oder fluviatile Herkunft der organischen Substanz.

3. Chemische und physikalische Analysen

(Analytiker: Dr. Pfeffer, Dr. Werner und Dr. Zakosek)

Die Entkalkung im A_1 und A_2 ist praktisch abgeschlossen. Der Humusgehalt ist für eine Smonica mittel und im A auch gleichmäßig verteilt. Bemerkenswert ist der

Tabelle 1

Chemische und physikalische Kennwerte einer „typischen Smonica“ (Entnahmestelle 1,5 km W Trnava/Serbien; vgl. S. 0).

Horizont	Entnahmetiefe in cm u. Fl.	$CaCO_3$ in %	pH in KCl	Humus			Sorptionswerte in mg je 100g Boden			Fe_2O_3 n. DEB	Laktatlösl.		Gesamt
				in %	$\frac{SrL}{L}$	C/N	S	T	V		K_2O	P_2O_5	P_2O_5
Ap	15	0	6,3	3,7	18	10,2	43,2	45,5	95	1,5	40	2	0,11
A_2	45	Spuren	6,6	3,9	13	10,5	50,0	51,3	97	1,8	29	2	0,10
A_2/C_1	115	4,9	6,7	1,9	29	9,4	51,3	52,3	98	1,4	21	2	0.10
C_1	150	~ 30,0	—	1,3	—	—	35,7	37,0	96	0,8	19	2	0,08

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Korngrößen in mm (nach Säurebehandlung) in % des Feinbodens (<2 mm)						Durchlässigkeit in kfcm/s	Porenvolumen in %
		<0,002	0,002–0,006	0,006–0,02	0,02–0,06	0,06–0,2	0,2–2,0		
Ap	15	54,8	7,2	21,4	7,9	0,6	1,6	$> 10^{-4}$	~ 58
A_2	45	67,5	4,6	21,0	3,5	0,7	2,7	$> 10^{-4}$	> 54
A_2/C_1	115	27,4	18,1	39,4	13,1	0,7	1,3	$< 10^{-4}$	—
C_1	150	17,5	14,9	32,3	23,6	0,9	10,8	—	—

große $\frac{SrL}{L}$-Quotient, der auf eine intensive Ton-Humuskoppelung schließen läßt. Die C/N-Werte liegen in einer Größenordnung, wie man sie von Tschernosemen gewohnt ist. Die T-Werte sind groß, was sich aus dem großen Montmorillonitgehalt erklärt (vgl. S. 346). Die Basensättigung ist praktisch vollständig. Schließlich sei noch auf den hohen Tongehalt und die verhältnismäßig gute Durchlässigkeit des A- und die Stauneigung des C-Horizontes verwiesen.

4. Mineralogische Bestimmungen

(Analytiker: Dr. HEIM, Dr. SCHWERTMANN)

Die Röntgenuntersuchungen, die unabhängig voneinander an zwei Instituten durchgeführt worden sind, ergaben übereinstimmend, daß die Fraktion kleiner als 2 μ sowohl im A- als auch im C-Horizont ziemlich gleich viel Montmorillonit (um 90%) enthielten. Der Rest bestand aus Quarz (5–10%) und Kaolinit (Spuren). Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch ALRTAC-MANUCHEVA (1961) bei mazedonischen Smonicen.

Die meisten Tonminerale im Solum müssen demnach aus dem Sediment stammen. Auch die Fraktionen $> 2\,\mu$ zeigten nach HEIM in A und C – mit Ausnahme des Calzits – qualitativ und quantitativ fast die gleiche Mineralgesellschaft. Auch dieses Ergebnis stimmt sehr gut mit dem morphologischen Befund von ZIMMERMANN überein und weist deutlich auf gleiches Ausgangsgestein und geringe Verwitterung hin. Gleiche Ergebnisse teilen auch die Amerikaner mit (vgl. hierzu u. a. NELSON 1960). Im Gegensatz hierzu berichten russische Autoren (ANTIOPOW-KARATEW & GERASSIMOW 1959) von sekundärer Tonbildung in bulgarischen Smonicen.

Hisingerit, das nach BOGATIREW (1958) die dunkle Farbe der Smonica verursachen soll, konnte auch in den gröberen Fraktionen nicht nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang noch folgende Feststellung von SCHWERTMANN (1959): „Nach Zerstörung des $CaCO_3$ mit HCl und der organischen Substanz im A mit H_2O_2 sind beide Tonfraktionen praktisch farblos, d. h. weißlichgrau, wie man es von Tonfraktionen von Böden aus humushaltigen Horizonten gewöhnt ist. Die schwarze Farbe des A ist demnach eindeutig der organischen Substanz zuzuschreiben".

Tabelle 2

Gehalt an salzsäurelöslichen mineralischen Bestandteilen
(Analytiker: Dr. PFEFFER)

Horizont	Entnahmetiefe in cm	Bestandteile	%	mol %
A_2	45	SiO_2	55,10	0,918
		Al_2O_3	13,44	1,132
		Fe_2O_3	6,27	0,0391
		TiO_2	0,69	0,0086
C_1	150	SiO_2	39,60	0,660
		Al_2O_3	12,12	0,119
		Fe_2O_3	3,85	0,0241
		TiO_2	0,53	0,0066

Nach KRAUSE & UTESCHER (1934) überwiegt bei Schlicken und Mooren im Salzsäureauszug das Fe_2O_3 das Al_2O_3 (vgl. auch LAATSCH 1954). Umgekehrt ist es z. B. beim Tschernosem. Die in Tab. 2 mitgeteilten Analysenergebnisse deuten demnach ebenfalls auf eine terrestrische Genese der Smonica.

5. C^{14}-Bestimmung

(Analytiker: Dr. MÜNNICH)

Der Dauerhumus aus dem A_2-Horizont (Entnahmetiefe 45 cm) hat ein C^{14}-Alter von 2770 $\pm$ 140 Jahre.

Zur Probevorbereitung und zu den Fehlerquellen sei in diesem Zusammenhang nur folgendes bemerkt. Die Probe wurde gesiebt und die gröbere organische Substanz ($>$ 2–20 μ) unter dem Mikroskop sorgfältig aussortiert. Der verbleibende Humus (wohl fast ausschließlich Dauerhumus, der bei der Smonica mit dem Ton gekoppelt ist) wurde mit Chromschwefelsäure verbrannt und in KOH aufgefangen. Der CO_2-Gehalt der Kalilauge wurde zur C^{14}-Bestimmung verwandt. Der C^{14}-Gehalt des Bestimmungsmaterials könnte aber noch trotzdem durch jüngere Substanzen verändert sein. Das spielt aber im Altersbereich der letzten paar tausend Jahre praktisch keine Rolle (MÜNNICH 1958).

Dieses Alter muß man als Mindestalter ansehen, das tatsächliche Alter dürfte wenigstens 10% höher sein[1]). Das C^{14}-Alter der Smonica entspricht etwa dem der Tschernoseme des Oberrheingebietes, des Wiener Beckens und des Pannonischen Beckens (ZAKOSEK 1962).

III. Diskussion der Untersuchungsergebnisse

a) Verbreitung der Smonica

In den USA soll die Smonica (Grumosol) eine Fläche von 20–30 Mill. acres einnehmen, mit Schwerpunkt in Texas, ferner in den Staaten Alabama und Mississipi (TEMPLIN 1956). Auch in der Türkei sind Grumosols festgestellt worden, und zwar in Thrakien und an der Küste des Marmarameeres (FAO 1954). Nach TEMPLIN (1956) gibt es außerdem große Smonicagebiete in Indien, Afrika und auf Java. Diese Autoren schätzen eine Gesamtausdehnung der Smonica auf über 100 Mill. acres auf der Erde. Die Existenz der Smonica in den USA (vgl. NELSON 1960, TEMPLIN 1956, KUNZE 1959, U.S. 1954) und Äthiopien scheint eindeutig[2]). Wieweit die regur soils in Indien, die black cotton soils in Gesamtafrika und die margalite soils auf Java mit der Smonica identisch sind, kann vorerst noch nicht entschieden werden. In Europa hat die Smonica ihre Hauptverbreitung in und in den Randgebieten der südosteuropäischen Becken. Die größte zusammenhängende Verbreitung hat die Smonica in der Schumadia (Serbien). Mitteilungen über die Verbreitung der Smonica enthalten die in der Literaturbesprechung zitierten Arbeiten, ferner die Bodenkarte mit Erläute-

[1]) SUESS, H. E., Problem der C^{14}-Bestimmung. — Vortrag, gehalten am 22. 1. 1960 in der Universität Mainz.

[2]) SEMMEL, A., Mündliche Mitteilung am 19. 1. 1961.

rungen von ALTARAC-MANUCHEVA (1950), TANASIJEVIĆ, SANDIĆ & PAVIĆEVIĆ (1951, 1953), FILIPOVSKI & TONOVSKI (1955, 1956) und VILLAROW (1956). In Mitteleuropa hat ZAKOSEK die typische Smonica bisher nur in Rheinhessen beobachtet.

b) Die wichtigsten Bodenbildungsfaktoren der Smonica in Europa

Eine wesentliche Voraussetzung für die Entstehung der Smonica sind offenbar besonders montmorillonitreiche Ausgangsgesteine, insbesondere Tonmergel (vgl. auch ALTRAC-MANUCHEVA 1961). Diese Feststellung trifft auch für den Grumosol zu (u. a. NELSON 1960). Nach GERASSIMOW (1954) und SEMMEL (1961) kommen Smonicen auch auf basenreichen Eruptivgesteinen (z. B. Basalt) vor. ĆIRIĆ (1961) berichtet von Smonicavorkommen auf Serpentin, PAVIĆEVIĆ auf Daziten, ANTIPOW-KARATEW & GERASSIMOW (1959) auf Andesitgesteinen. Offenbar handelt es sich dabei meist um umgewandelte Tuffe der genannten Magnetite oder um Sedimente aus diesen Gesteinen.

Zwischen dem Grundwasser und der Smonica besteht keine Beziehung. Die Verbreitungsgebiete der Smonica in SO-Mitteleuropa sind meist hügelig und die Smonica tritt hier in jeder Reliefposition auf, wenn sie nicht der Erosion zum Opfer gefallen ist. Naturgemäß treten im Hügelland feuchte Lagen auf (Hangzwischenstücke, Hangfußlagen, Talanfänge usf.); in solchen Positionen trifft man die „feuchte" Smonica (STEBUT (1946) an, die z. T. durch Grundwasser, teils durch Zufluß- und Zuzugswasser zusätzlich beeinflußt ist. Nach den Geländestudien und Untersuchungsergebnissen scheint die Smonica eine terrestrische Bodenbildung zu sein (vgl. u. a. auch NELSON 1960).

Im zentralen Smonicagebiet in SO-Europa liegt der langjährige Jahresniederschlag in der Regel unter 700 mm, die mittlere Jahrestemperatur um 11° C (GRAĆANIN 1950). Bei höherer Durchfeuchtung geht die Smonica in „verbraunte" und „podsolierte"[1]) Formen über (u. a. FILIPOVIĆ 1957), bei abnehmender geht die Rubifizierung der Smonica bis zum „Rotlehm"[2]) (Mazedonien, Albanien). In SO-Europa ist das Verbreitungsgebiet der Smonica im allgemeinen an Zonen gebunden, in denen sich kontinentale und mediterrane Klimaeinflüsse ± überschneiden. Im Norden grenzt die Smonica örtlich an die Steppenzone und im S an Rotlehme an. In den Randgebieten ist die Smonica daher – sofern das geeignete Substrat vorhanden ist – vereinzelt dem Tschernosem und dem Rotlehm vergesellschaftet (ZAKOSEK 1957)[3]).

Die Klimaverhältnisse im Smonicagebiet stimmen auch recht gut mit der xerothermen Vegetation überein, die nach ĆIRIĆ[4]) im Raum südlich Belgrad hauptsächlich aus der Assoziation Quercetum confertae cerris besteht. Nach Untersuchungen von JOVANOVIĆ[4]) sind in dieser Assoziation etwa 50% mediterrane und etwa 20% pontische Florenelemente. STRANSKI (1932) weist sogar auf den ausgesprochenen

---

[1]) Durchschlämmte und pseudovergleyte Smonicen nach deutscher Auffassung.

[2]) Synonyme: Rubifizierte Smonica, lehmige Terra rossa, zimtfarbene Böden.

[3]) MERTENS, H., Bericht über eine Studienreise nach Jugoslawien. — Bericht an das Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen v. Januar 1958.

[4]) ĆIRIĆ, M., Mündliche Mitteilung am 6. 10. 58 u. Sept. 61.

Steppencharakter der Smonicavegetation im Sofioter Feld hin und gibt Arten wie Merendera sobolifera, Fritillaria minor, Crocus Pallasiamus, Paeonia tenuifola, Stipa pennata, Pleum Boehmeri, Koeleria gracilis u. a. mehr als typisch an.

c) Phänologie der Smonica

Die Smonica ist in den Winter- und Vorfrühlingsmonaten meist feucht bis naß. In diesem Zustand ist sie breiig, kohösionslos. Im Sommer trocknet die Smonica mitunter scharf aus, doch erleidet die Vegetation auf ihr nur selten stärkere Dürreschäden. Die ausgetrocknete Smonica zeigt an der Oberfläche ein fast regelmäßiges Polygonnetz. Die Polygone haben meist einen Durchmesser um $\pm$ 20 cm und sind von großen Trockenrissen (meist mehrere Zentimeter Durchmesser) begrenzt.

d) Zur Dynamik der Smonica

Die Dynamik der Smonica wird durch den hohen Tongehalt und durch die Klimaeinflüsse maßgeblich bestimmt.

Bodenartlich ist die Smonica ein Tonboden (50–70% Bodenteile $< 2\,\mu$) mit wenig Skelett. Der Ton scheint im Solum jedoch überwiegend eingeregelt zu sein und ist aufweitbar (Montmorillonit). Diese Tatsachen in Verbindung mit dem Humus sind die Ursachen der altbekannten witterungsgebundenen Quellung und Schrumpfung der Smonica. Aus den gleichen Gründen besitzt die Smonica aber auch eine hohe Wasserkapazität.

Eine Besonderheit scheint die Wasserbewegung in der Smonica zu sein. Die Wasserdurchlässigkeit des Solums ist für diesen schweren Boden gut. Die Sickerwasserbewegung dürfte hauptsächlich auf den Trockenrissen und auf den zahlreichen Leitbahnen vonstatten gehen. Die Durchlässigkeit der Smonica nimmt zum AC allmählich ab (Auflösungsbereich der Prismen). Dieser Horizont hat dadurch die Eigenschaft einer schwachen Staunässesohle. Da anderseits in diesem schweren Boden der Kapillarhub klein und langsam sein dürfte (vgl. Zakosek 1960), laufen offenbar im AC und im unteren A_2 bei Wasserübersättigung schwache Pseudogleyprozesse ab. In dieser Zone beginnt bei der Smonica in trockenen Gebieten (z. B. Mazedonien) die Verbraunung. Diese Vermutung wird u. a. durch die makroskopisch erkennbaren Brauneisenkonkretionen, durch Gefügemerkmale und durch den höheren Gehalt von löslichem Eisen im A_2 (vgl. Tab. 1) gestützt.

Bemerkenswert ist die hohe biologische Aktivität in der Smonica, die sich aus der hohen Wasserkapazität, der guten Durchlüftung, dem Basenreichtum, dem günstigen Humuszustand und dem warmen Klima erklärt. Die Bodenfauna bewirkt nicht nur eine schnelle und ziemlich vollständige Humifizierung, sondern auch die gute Bodendurchmischung. Die Durchmischung und Vertiefung des A-Horizontes erfolgt aber auch über die Trockenrisse. Durch sie gelangt in Trockenzeiten stets Oberflächenmaterial in den oberen C. Im Laufe der Zeit dürften auch auf diesem Wege große Teile des Solums mehrfach umgesetzt worden sein. Auch bei den Quellungs- und Schrumpfungsprozessen finden Verlagerungs- und Verformungsvorgänge statt, was

im Schliff eindeutig zu erkennen ist. Die durch die Biologie und physikalische Wechseldynamik verursachten andauernden Durchmischungsvorgänge („Selbstmischeffekt", NELSON 1960) in der Smonica sind ein spezifisches Kriterium dieses tonreichen Bodens. Aus diesem Phänomen lassen sich u. a. die tiefen, relativ gleichmäßig aufgebauten A-Horizonte der Smonica erklären (Unterschied zum Pelosol!). Die sonstigen, die Entwicklung kennzeichnenden chemischen Abläufe in der Smonica beschränken sich offenbar auf die Humifizierung, auf die Karbonatverlagerung und auf einen sehr gehemmten Silikatzersatz. In dieser Beziehung gleicht die Dynamik der Smonica vermutlich der der wenig entwickelten Steppenböden. Die übrigen chemischen Eigenschaften der Smonica gehen aus Tab. 1 und den mineralogischen Untersuchungsergebnissen hervor.

e) Über die Genese der Smonica

Wie aus der Literaturzusammenstellung der Einleitung hervorgeht, (vgl. S. 342), existieren über die Genese der Smonica mindestens fünf Auffassungen:

1. Die Smonica ist ein Relikt präholozäner Seen.
2. Die Smonica ist ein holozänes, fluviatiles Sediment.
3. Die Smonica ist eine tschernosemartige Bodenbildung, die durch Absenkung von Grundwasser aus Anmoor entstanden ist.
4. Die Smonica ist ein Tschernosem.
5. Die Smonica ist eine pelosolartige Bodenbildung.

Quartärgeologische und geomorphologische Beobachtungen (ZAKOSEK 1957, GERASSIMOW 1960) und die mitgeteilten mikromorphologischen, pollenanalytischen, mineralogischen Ergebnisse schließen übereinstimmend eine Hydrogenese der Smonica aus. Auch nach der C^{14}-Bestimmung ist ein holozänes Alter für die Smonica sehr wahrscheinlich. Das Mindestalter der Smonica, das mit ca. 2800 Jahren ermittelt wurde, liegt in der gleichen Größenordnung, wie sie ZAKOSEK (1962) auch für die Pannonischen, Wiener Becken und Oberrheinischen Tschernoseme ermittelt hat. Die Hauptentstehungszeit der Smonica könnte demnach durchaus im Boreal oder im älteren Atlantikum gewesen sein. Diese Vermutung erklärt auch die Degradation der Smonica im nördlichen (Verbraunung und Durchschlämmung) und südlichen (Rubifizierung) Randgebiet und die weitverbreitete Pseudovergleyung im Kerngebiet. Die aktuoklimatischen Bedingungen im Verbreitungsgebiet der Smonica lassen alleine offenbar keinen bindenden Schluß auf die Genese der Smonica zu. Vermutlich war das Klima während der Entstehungszeit trockener und kontinentaler, und die Degradation der Smonica wurde durch die humideren, rezenten Klimaeinflüsse bewirkt. In dieser Beziehung scheint die Smonica eine ähnliche Entwicklung wie die Tschernoseme der entsprechenden Gebiete durchlaufen zu haben.

Neben dem Klimaverlauf spielt aber auch das Ausgangsgestein bei der Entstehung und Entwicklung der Smonica eine hervorragende Rolle. Der mächtige, humose, gut humifizierte A-Horizont und der fehlende (B)-Horizont schließen eine Verwandtschaft mit dem Pelosol aus. Die für diesen schweren Boden so vorzüglichen physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften erklären sich aus dem Vorhanden-

sein von fast ausschließlich Montmorillonit als Tonsubstanz. Da im Solum offenbar keine sekundäre Tonmineralbildung nachzuweisen ist, kann der Ton nur aus dem Sediment stammen. Alle bisherigen Beobachtungen deuten auf eine Herkunft der Tonminerale aus umgewandelten basischen bis intermediären Magmatiten bzw. Tuffen. Die örtlichen Abweichungen im Mineralbestand und in der Körnung der Smonica erklären sich aus den Lieferungs- und Sedimentationsbedingungen. Durchweg sind sie aber montmorillonitreich und schwer und die magmatische Grundsubstanz ist Bestandteil limnischer oder fluviatiler Mergel.

f) Zur Gliederung der Smonica

Die Verfasser sind sich darüber im klaren, daß die geringen Kenntnisse von der Formenmannigfaltigkeit, der Dynamik und Genese der Smonica noch nicht ausreichen, um eine endgültige Systematik der Smonica zu empfehlen. Wir möchten aber nachfolgende Gedanken zur Diskussion stellen.

Eine eigene Typenbezeichnung ist für die Smonica gerechtfertigt, weil sich die Smonica in wesentlichen morphologischen, phänologischen und dynamischen Merkmalen von der Rendzina, den Steppenböden und dem Pelosol unterscheidet. Die Bodenbezeichnung Smonica dürfte als Typennamen in europäischen Gliederungsvorschlägen aber nur für gut humifizierte, mächtige terrestrische AC-Böden aus montmorillonitreichen Mergeln verwandt werden. Dieser Vorschlag entspricht auch in vollem Umfang der Kennzeichnung des Grumosols.

Morphologisch ähnliche, aber in der Genese und Dynamik abweichende Böden, sollte man vielleicht „smonicaähnlich" nennen. Die bisherige Smonica in der deutschsprachigen Literatur sollte man der Borowina zuordnen. Diese Typengruppe müßte dann aber noch eine Erweiterung zu den schweren Böden erfahren, ähnlich wie bei den Rendzinen.

IV. Zusammenfassung und Schlußbetrachtung

Die Verfasser erläutern die Herkunft des Begriffes Smonica, geben eine Literaturübersicht und teilen daran anschließend die wichtigsten Profilmerkmale, die Mikromorphologie, pollenanalytische Befunde, chemische und physikalische Analysen, mineralogische Bestimmungen und einen C^{14}-Wert einer sorgfältig ausgewählten, typischen Smonica aus Serbien mit. Danach erläutern sie kurz die Verbreitung, Entstehungsbedingungen und Phänologie der Smonica und geben abschließend Hinweise auf die Dynamik, Genese und Systematik der Smonica.

Vergleiche mit dunklen schweren AC-Böden (black cotton soils) aus Äthiopien und der Türkei und mit dem amerikanischen Grumosol machen es sehr wahrscheinlich, daß auch diese Böden Smonicen sind. Wieweit die Regurböden in Indien, die übrigen black cotton soils Afrikas und die margalite soils auf Java mit der Smonica identisch sind, bedarf noch weiterer Untersuchungen. Auch im Hauptverbreitungsgebiet der Smonica in SO-Europa sind noch systematische, umfassende moderne Untersuchungen notwendig, um die Dynamik, Genese und Systematik dieser Böden großräumig zu klären. In Deutschland scheint die Smonica nur kleinflächig in Rheinhessen verbreitet zu sein. Große Vorkommen sind auch nicht wahrscheinlich.

Die Smonica ist ein schwerer, humoser, gut humifizierter mächtiger AC-Boden aus montmorillonitreichen Mergeln oder magmatischen Sedimenten. Vor allem wegen der stark von anderen Typen abweichenden bodeneigenen Merkmale ist für sie eine Typenbezeichnung gerechtfertigt. Als Typenbezeichnung empfehlen die Verfasser aus Prioritätsgründen den Namen Smonica.

Schriftenverzeichnis

ALTRAC-MANUCHEVA, L.: Bodenkundliche Charakteristik von Resensko-Polje. Skopje 1950 (jugoslaw.).

— Charakter der Kolloide in der Smonica Mazedoniens. Skopje 1961 (jugoslaw.).

ANTIPOW-KARATAJEW, J. & J. GERASSIMOW: Die Reise nach Bulgarien. — Bodenkunde **2**, 1948 (russ.).

— Die Böden Bulgariens. S. 176—201, Moskau 1959 (russ.).

BOGATIREW, K. P.: Smolnicy (Smonicy) von Albanien (braune Wiesen- und wiesenbraune Böden, dunkelfarbige, talkerdig-salzfarbene Böden). — Bodenkunde **4**, 1958 (russ.). — Ref. L. Z. II, S. 43, 1959.

BOGDANOVIĆ, M.: Die Smonica-Böden. — Ber. I. Jug. Kongr. Bodenk. Ges., 1955.

CVIJIĆ, J.: Die Seenplastik Schumadiens. – Her. Königl. Serb. Akadem., 1909 (jugoslaw.).

FAO: The soils of Turkly, by Harrey Oakes. Ankara 1954.

FILIPOVIĆ, D.: Die Degradation der Smonica im Bezirk von Kragenjevać. — Poljoprivreda **11**, 1957 (jugoslaw.).

FILLIPOVSKI, G.: Ergebnisse bodenkundlicher Untersuchungen im Gevgelisko-Polje. — Skopje 1956 (jugoslaw.).

FILIPOVSKI, G. & T. TONOVSKI: Der Karbonatgehalt, die Bodenreaktion, der Kalkbedarf und die notwendige Kalkmenge für die Kalzifikation einiger Böden im D. V. R. Mazedonien. Skopje 1959 (jugoslaw.).

FRANZ, H.: Feldbodenkunde. Wien und München 1960.

GERASSIMOW, J. P.: Diskussionsbemerkung anläßlich der internationalen Tagung v. 23. bis 26. 3. 54 in Berlin. — Bodenkunde und Bodenkultur **4**, S. 32, Berlin 1954.

— Die Böden Zentraleuropas und damit verbundene Fragen der physischen Geographie. Moskau 1960 (russ.).

GILLY, G.: De quelques sols Jougoslaves. — Bull. Asso. franç. Sol, Dijon 1958, Ref. L. Z. II, S. 2268, 1958.

GRAĆANIN, M.: Monatliche Regenfaktoren und ihre Bedeutung für bodenkundliche Untersuchungen. — Poljoprivrendna Znanstrena Smotra **12**, S. 51—76, Zagreb 1950 (jugoslaw.).

JAVANOVIĆ, O. & Z. POPOVIĆ: Eigenschaften und Wert der Smonica des Beckens von Vranje. — Boden u. Pflanze **2**, Belgrad 1952 (jugoslaw.).

KOINOW, V.: Der Einfluß der quartären tektonischen Bewegungen auf die Formierung der Bodendecke in der oberen Thrakien-Niederung in Bulgarien. — Bodenkunde **9**, 1956 (russ.).

KRAUSE, P. G. & K. UTESCHER, Über ein neues Schwarzerde-Vorkommen in Ostpreußen und die Kennzeichnung von Schwarzerde und Moorerde. — Jb. preuß. geol. L.-A. **55**, S. 526—538, 1934.

KUBIËNA, W. L.: Bestimmungsbuch u. Systematik der Böden Europas. Stuttgart 1953.

KUNZE, G. W. & C. J. RICH: Certain properties of some southeastern United States soils and mineralogical procedures for their study (mineralogical section). — South. Coop. Ser. Bull. **61**, Beacksburg 1959.

LAATSCH, W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 3. Aufl., Dresden und Leipzig 1954.

MÜNNICH, K. O.: Ist die Altersbestimmung nach der C^{14}-Methode zuverlässig? — Die Umschau, **58**, S. 109—114, Frankfurt 1958.

Nelson, L. A., G. W. Kunze & C. L. Godfrey: Chemical and mineralogical properties of San Saba clay, a Grumosol. — Soil Sci. **89**, S. 122—133, 1960.
Neugebauer, V.: Faktoren der Bodenbildung in der Voyvodina. Novi-Sad 1952 (jugoslaw.).
Schwertmann, U.: Schriftliche Mitteilung v. 23. 10. 1959.
Stebut, A.: Die Bodentypen Schumadiens. — Herold Akademie Wissensch., **105**, Belgrad 1923 (jugoslaw.).
— Böden des Drina-Save-Morava-Gebietes. Veröffl. Min. Landw., Belgrad 1924 (jugoslaw.).
— Die Smonicaböden in Jugoslawien. — Agropedologie, **3**, 1953 (jugoslaw.).
— Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Berlin 1930.
— Smonicaböden Serbiens und schwarze Böden südlicher Gebiete. — Bodenkunde, **3**, 1946 (russ.).
Stranski, T.: Die Böden Bulgariens und ihre Eigentümlichkeiten. — Deutsch. Landw., **6**, Berlin 1955.
— Die schwarzen Böden in der Gegend von Sofia. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., A. **32**, Berlin 1933.
Tanasijević, D., N. Sandić & N. Pavićević: Die Bodentypen in der Umgebung von Belgrad und Obrenovać. Belgrad 1951 (jugoslaw.).
Tanasijević, D. & N. Pavićević: Bodendecke der Macva, Pocerina und Jadar. Belgrad 1953 (jugoslaw.).
Templin, E. H., J. C. Mowery & G. W. Kunze: Houston black clay, the type Grumosol: Ia. II. — Soil Sci. Prod., **20**, S. 88—91a. 91—96, 1956.
Todorović, D. B.: Bodenkundliche-landwirtschaftliche Eigenschaften des Tales von Morava. — Her. Min. Landw., **31**, Belgrad 1930 (jugoslaw.).
— Her. wissensch. Ges. Skopje X, Skopje 1931.
U. S. Salinity Laboratory Staff: Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. — U. S. Dep. Agr. Handbook, **60**, 1954.
Villarow, M. L.: Die Böden von Doramsko Polje. Skopje 1956 (jugoslaw.).
Zakosek, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **32**, Wiesbaden 1960.
— Bericht über Untersuchungsergebnisse an der Smonica. — Bericht an die DFG. v. 24. 12. 1957.
— Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, Wiesbaden 1962.

Manuskript eingegangen am 9. 7. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 354–392	5 Abb.	8 Tab.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Chemische und kolloidchemische Untersuchungen an zwei Bodenprofilreihen auf Tonschiefer und Basalt mit unterschiedlicher Lößauflage*

Von

ADOLF FÖHRENBACHER, Gießen

Mit 5 Abbildungen und 8 Tabellen

Kurzfassung

Zwei Bodenprofilreihen auf zwei Muttergesteinen (Tonschiefer und Basalt), deren einzelne Glieder, in Abhängigkeit von der Lage, mehr oder weniger starke Lößbeimengungen aufweisen, wurden chemisch und kolloidchemisch untersucht. Aufgrund der Staubschluffgehalte der Feinböden, sowie der Gesamtkieselsäuregehalte der Feinböden und des Schluffs, kann der Grad der Lößbeimengungen in den einzelnen Profilen gut erkannt werden. Die SiO_2/R_2O_3-Molekularverhältnisse der Feinböden und des Schluffs zeigen, infolge der Beeinflussung durch Löß, keine Abhängigkeit vom Ausgangsgestein. Dagegen ist in der Kolloidfraktion gegenüber dem Ausgangsgestein eine Verringerung der SiO_2/R_2O_3-Verhältnisse zu erkennen. Die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß hervorgegangenen Tonkolloide unterscheiden sich hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung kaum, während in den Profilen auf Basalt eine Lößbeimengung eine Verengung der Molekularverhältnisse geb. SiO_2/geb. R_2O_3 hervorzurufen scheint.

Die Schluffraktion besitzt zum Teil eine recht hohe Sorptionskapazität und ein beträchtliches Anlagerungsvermögen für Äthylenglykol. Der Einfluß der organischen Substanz und des freien Eisens auf die Sorptionskapazität der Kolloidfraktion wird untersucht und diskutiert. Die Sorptionskapazität und das Anlagerungsvermögen für Äthylenglykol der Kolloidfraktion der Profilreihe auf Tonschiefer liegen im Bereich der Illit- und Chloritgruppe; in der Kolloidfraktion der Profile auf Basalt finden sich die gleichen Werte im oberen Bereich der Illitgruppe und im Grenzbereich Illit–Montmorillonit–Vermikulit.

Die y-Werte der Kolloidfraktion der Profile auf Tonschiefer liegen im mittleren Illitbereich. Die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß hervorgegangenen Tonkolloide unterscheiden sich hinsichtlich ihrer physikochemischen Zusammensetzung kaum. Die y-Werte der Profilreihe auf Basalt liegen im oberen Illitbereich. Hier besteht die Tendenz des abnehmenden y-Wertes mit zunehmender Lößbeimengung. Die Röntgenanalyse ergab in der Kolloidfraktion der Profile auf Tonschiefer Illit als vorherrschendes Tonmineral. Weiterhin wurden Kaolinit, Chlorit und eine 14 A-Interferenz festgestellt, die beim Erhitzen auf 12 A kontrahierte. Sie könnte als Vermikulit mit stabilen Einlagerungen in die Gitterzwischenschichten oder als Wechsellagerung identifiziert werden. Auch in den

*) Aus dem Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus Liebig-Universität Gießen; Direktor: Prof. Dr. Ing. H. Kuron

Profilen auf Basalt ist Illit die Hauptkomponente. Daneben bilden Kaolinit, Chlorit und Vermikulit den Tonmineralbestand. In beiden Profilreihen tritt mit abnehmendem Lößgehalt der Illitanteil zurück.

Resumé

Nous avons étudié les propriétés chimiques et colloïdales de deux séries de profils sur roches mère différents (schistes argileux et basalte). Suivant leur niveau les sols de ces profils sont plus ou moins mélangés de loess. La quantité qu'ils en contiennent peut être façilement déduite de leur teneur en fraction limoneux des terres fines (< 2 mm), également de leur teneur en silice totale et de celle de la fraction limoneuse. Par suite de la présence du loess le rapport moléculaire SiO_2/R_2O_3 de la terre fine et celui de la fraction limoneuse ne dependent pas de la roche mère, tandis que dans la fraction colloïdale on constate que le rapport SiO_2/R_2O_3 est diminué relativement à celui de la roche mère. Les argiles colloïdales provenant des schistes argileux et du loess ne se distinguent guère par leur composition chimique, alors que dans les profils sur basalte le loess paraît provoquer une diminution du rapport SiO_2/R_2O_3.

La fraction limoneuse a souvent une capacité de sorption assez élévée et un pouvoir de rétention considérable de l'éthylèneglycol. On a recherché et discuté l'influence de la matière organique et du fer libre sur la capacité de sorption de la fraction colloïdale. La capacité de sorption et le pouvoir de rétention de l'éthylèneglycol de la fraction colloïdale de la série des profils sur schistes argileux permet de les classer entre le groupe des illites et le groupe des chlorites. Pour la fraction colloïdales des profiles sur basalte, les mêmes valeurs correspondent aux échelons supérieurs du groupe des illites et à la limite illite-montmorillonite-vermiculite.

Les valeurs y de la fraction colloïdale des profils sur schistes argileux se placent sur les échelons moyens des illites. Les colloïdes argileux provenant du loess et des schistes argileux se distinguent diffiçilement par leur composition physico-chimique. Les valeurs y de la série des profils sur basalte correspondent aux échelons supérieurs des illites. Par suite de l'augmentation du loess les valeurs y tendent a diminuer. L'examen par les rayons X avait montré une prédominance des illites dans la fraction colloïdale des profils sur schistes argileux. De plus le kaolinite et le chlorite y ont été trouvés ainsi qu'un corps dont l'interference de 14 A s'abaisse à 12 A lorsqu'on le chauffe. Le corps peut être considéré soit comme un vermiculite à interpositions stables dans les espaces interfeuillets soit comme une association de diverses argiles. De même dans les profils sur basalte l'illite est le composant principal et à côté de lui on trouve du kaolinite, du chlorite et du vermiculite. Dans les deux séries de profils la quantité de l'illite diminue à mesure que le loess augmente.

Abstract

Two soil profile lines on two different parent materials (slates and basalt) were chemically and colloidal-chemically investigated. In addition the profiles contained more or less high amounts of loess, according to their location. On basis of the total silt content of the fine soil (< 2 mm) as well as on basis of the total SiO_2-contents of the fine soil and of the silt the level of the additional loess content of the profiles can be well determined. According to the influence of loess the SiO_2/R_2O_3-molecular relations of the fine soils and of the silt do not show any relation to the parent material. But the colloidal fraction shows a decrease of the SiO_2/R_2O_3 ratios in comparison with the parent material. The clay colloids, originating from both components, slate and loess, do not show any remarkable differences in respect to their chemical composition. But in the soil profiles on basalt the addition of loess seems to decrease the molecular ratios b. SiO_2/b. R_2O_3.

Partly the silt fraction has a very high sorption capacity and a remarkable adsorption ability for ethyleneglykol. The influence of the organic matter and of the free iron on the sorption capacity of the colloid fraction was investigated and discussed. The sorption capa-

city of the colloidal fraction of the slate soil profile line and its adsorption ability for eethyleneglykol are within the section of the illite- and chlorite group; in the colloidal fraction of the profiles on basalt we find similar values in the upper section of the illite-group and in the limit section between illite-montmorillonite-vermiculite.

The y-values of the colloidal fraction of the profiles on slate soil are within the central illite section. The clay colloids developed from slates and from loess do not show any remarkable differences in respect to their physico-chemical composition. The y-values of the profile line on basalt are in the upper illite section. Here we find a tendency of decreasing y-values with increasing loess addition. The x-ray analysis of the colloidal fraction of the profiles on slates showed illite as the dominant clay mineral. Furthermore kaolinite, chlorite and a 14 A-interference were determined. The latter one changed to 12 A by heating. This interference could be identified as vermiculite with stabil deposits in the lattice intermediate or as mixed layers. Illite is the main clay mineral even in the profiles on basalt. Besides this, kaolinite, chlorite and vermiculite are present. In both profile lines the illite content decreases with decreasing loess content.

Inhalt

A. Einleitung 356

B. Beschreibung der Profile 357
I. Die Profilreihe auf Tonschiefer 357
II. Die Profilreihe auf Basalt 359

C. Chemische und physikochemische Untersuchungen der Feinböden, des Schluffs und der Kolloidfraktion 361
1. Gewinnung und Vorbereitung des Kolloidmaterials 361
2. Die chemische Untersuchung der Profilreihe auf Tonschiefer 361
3. Die chemische Untersuchung der Profilreihe auf Basalt 363
4. Die Molekularverhältnisse der Kolloidfraktion 364
5. Das nicht im Gitter der Tonkolloide gebundene Aluminium 365
6. Die Sorptionskapazität (T-Wert) 366
7. Die Äthylenglykolanlagerung 368
8. Der Gesamt-Kali-Gehalt der Kolloidfraktion 369
9. Der y-Wert der Kolloidfraktion 369

D. Röntgenanalyse und Differentialthermoanalyse 370

E. Schlußbetrachtung 376

F. Zusammenfassung 378

G. Anhang 380
I. Tabellen 380
II. Methoden 387

Schriftenverzeichnis 388

A. Einleitung

Unter den Bestandteilen des Bodens besitzt die Kolloidfraktion ($< 0{,}002$ mm) bedeutende Funktionen. Sie stellt meist ein Gemisch aus Tonkolloiden (Tonminerale und andere anorganische Kompenenten) und organischen Bestandteilen dar. In zwei

vorangegangenen Arbeiten des Gießener Institutes für Bodenkunde und Bodenerhaltung wurden die Tonkolloide verschiedener hessischer Böden eingehend untersucht. (Herberhold (1954) und Preusse (1957)). Hierbei kam es darauf an, möglichst ungestörte, von Erosion unbeeinflußte Profile ohne fremde Beimengungen (Löß) zu erfassen.

In der vorliegenden Arbeit soll nun die Einwirkung einer unterschiedlichen Beimengung von Löß und die Hanglage (Erosion) auf die chemische und tonmineralogische Zusammensetzung untersucht werden.

Aus diesem Grund wurden zwei Profilreihen auf 2 Muttergesteinen (Tonschiefer und Basalt) ausgewählt, deren einzelne Glieder sich von einer Höhe bis in eine Senke erstrecken und an deren Aufbau, in Abhängigkeit von der Lage, Löß mehr oder weniger stark beteiligt war.

Da es kaum möglich ist mit Hilfe nur einer Untersuchungsmethode klare Erkenntnisse, vor allem über die tonmineralogische Zusammensetzung der Kolloidfraktion zu gewinnen, wurden sowohl chemische, als auch physikochemische, röntgenographische und thermische Untersuchungen angewandt.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Professor Dr. Ing. H. Kuron für die Überlassung der Arbeit und die Unterstützung bei der Durchführung derselben danken.
Gleichzeitig gilt mein Dank Herrn Dr. agr. H. U. Preusse für seine Ratschläge und seine Hilfsbereitschaft.

B. Beschreibung der Profile

I. Die Profilreihe auf Tonschiefer

Die Profilreihe auf Tonschiefer wurde in der Gemarkung Niederlauken/Taunus an der Straße Niederlauken–Gemünden an einem Nordhang im Flurteil „Scheid" genommen (Geolog. Blatt Grävenwiesbach/Taunus). Diese Reihe führt, über einem Tonschieferpaket, von fast ebener Höhe über einen Hang in eine Talsenke. Die Einzelglieder weichen, in Abhängigkeit von den örtlichen Gegebenheiten, in geringem Maße von einer gedachten Fluchtlinie ab. Der Begriff „Reihe" bezieht sich einmal auf die Lage, zum andern auf die unterschiedlichen Anteile ortsfremder Lößbeimengungen in den Profilen. Das beherrschende Ausgangsgestein ist nach der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern Tonschiefer aus dem Unter-Devon, Unter-Koblenz—Singhofener Schichten.

Klimadaten für die Gegend wurden dem Klimaatlas von Hessen (Bad Kissingen 1949/50) entnommen: Mittlere Jahrestemperatur 7° C, mittlere Jahresniederschläge 750 mm. Daten über das Ortsklima liegen nicht vor.

Profil T I

Lage: 58780/78780, fast eben.
Nutzung: Ackerland (Getreidestoppel, Secale cereale).
Bodentyp: Ranker-Braunerde.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
NA	0—17 cm	0—14 cm	dunkelbrauner-brauner (7,5 YR 4/2) (MUNSELL 1954), mäßig humoser, steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, p_H 4,4;
B/C	> 17	20—35 cm	brauner (7,5 YR 5/3), schwach humoser, stark steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, p_H 3,9.

Anm.: N = Nutzungshorizont (bearbeiteter Oberboden).

Profil T II

Lage: 58660/78920, 5% Gefälle.
Nutzung: Eichen-Fichten-Mischbestand mit geringem Grasunterwuchs.
Bodentyp: Ranker.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 2 cm		Eichenlaub und Fichtennadeln;
A_{0+1}	2— 4 cm		schwarzgrauer Moder, gut durchwurzelt;
A	4—10 cm	4—8 cm	dunkelbrauner-brauner (8,75 YR 4/3,5), stark humoser, stark steiniger, grusiger Lehm, gut durchwurzelt, p_H 3,7;
A/C	10—35 cm	12—30 cm	fahlbrauner (10 YR 6/3), stark humoser, stark steiniger, grusiger Lehm, schwach durchwurzelt, p_H 3,7.

Profil T III

Lage: 58660/79120, 20% Gefälle.
Nutzung: Junge Eichen mit Grasunterwuchs.
Bodentyp: Braunerde-Ranker.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 2 cm		Eichenlaub;
A_{0+1}	2— 5 cm		schwarzgrauer Moder, gut durchwurzelt;
A	5—30 cm	7—28 cm	dunkelbrauner-brauner (7,5 YR 4/3), stark humoser, steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, gut durchwurzelt, p_H 4,0;
B/C	30—50 cm	33—45 cm	brauner (7,5 YR 5/4), mäßig humoser, stark steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, p_H 4,0.

Profil T IV

Lage: 58660/79220, 45% Gefälle.
Nutzung: Eichen-Buchen-Mischbestand mit Grasunterwuchs.
Bodentyp: Ranker.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 2 cm		Eichen- und Buchenlaub;
A_{0+1}	2— 4 cm		schwarzgrauer Moder, gut durchwurzelt;

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A	4—15 cm	5—13 cm	dunkelbrauner-brauner (7,5 YR 4/2), mäßig humoser, steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, gut durchwurzelt, p_H 3,7;
A/C	15—35 cm	17—30 cm	brauner-dunkelbrauner (8,75 YR 4,5/3,5), mäßig humoser, steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, mäßig durchwurzelt, p_H 3,6.

Profil T V

Lage: 58640/79280, 27% Gefälle.
Nutzung: Junge Eichen mit Grasunterwuchs, Sauerklee (Oxalis acetosella).
Bodentyp: Mäßig entwickelte Braunerde.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 1 cm		Eichenlaub;
A_{0+1}	1— 3 cm		schwarzgrauer Moder;
A	3—10 cm	4— 9 cm	dunkelbrauner-brauner (8,75 YR 3,5/2,5), mäßig humoser, steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, gut durchwurzelt, p_H 3,8;
B	10—25 cm	12—23 cm	brauner-dunkelbrauner (10 YR 4,5/3, schwach humoser, steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, gut durchwurzelt, p_H 3,9;
B/C	> 25 cm	25—35 cm	brauner (8,75 YR 5/3,5), sehr schwach humoser, stark steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 3,8.

Profil T VI

Lage: 58760/79240, 2% Gefälle.
Nutzung: Brachland mit Grasbewuchs.
Bodentyp: Junge Aufschüttung.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
NE	0—20 cm	0—17 cm	dunkelbrauner-brauner (7,5 YR 4/2), mäßig humoser, steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 4,1;
E	20—40 cm	22—38 cm	brauner (7,5 YR 5/2,5), schwach humoser, steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 3,9.

Anm.: E = verlagertes Erosionsmaterial.

II. Die Profilreihe auf Basalt

Eine weitere Profilreihe mit den Profilen B I—B IV wurde am Westrand des Vogelsberges, nordwestlich der Straße Ermenrod–Romrod (Jagen 100) an einem Nordhang genommen. (Meßtischblatt: Burg Gemünden 5320).

Im Gegensatz zu der Profilreihe auf Tonschiefer ist der Hang nur relativ schwach geneigt. Es liegen in dieser Situation Basaltverwitterungsböden vor, deren Lößanteil von Profil B I nach Profil B III ansteigt. Profil B IV ist ein Lößlehmprofil, in welchem die Einflüsse des Basaltes in den Hintergrund treten. Dieses Profil wurde als Ab-

schluß der Reihe östlich des Profiles B III gelegt, um den Einfluß eines stark überwiegenden Lößanteiles zu studieren.

Die Klimadaten des Gebietes zeigen eine mittlere Jahrestemperatur von 7,5° C und mittlere Jahresniederschläge von 750 mm.

Profil B I

Lage: 11520/16400, eben.
Nutzung: Buchenbestand, Grasunterwuchs.
Bodentyp: Basaltranker.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 1 cm		Buchenlaub;
A_{0+1}	1— 3 cm		schwarzgrauer Moder;
A	3—13 cm	4—10 cm	dunkelrötlichbrauner (5 YR 3/2,5), stark humoser, schwach steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 3,9;
A/C	> 13 cm	13—25 cm	dunkelrötlichbrauner (5 YR 3/3), stark humoser, steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 3,8.

Profil B II

Lage: 11530/16450, fast eben.
Nutzung: Buchenbestand mit Grasunterwuchs.
Bodentyp: Ranker-Braunerde.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 1 cm		Buchenlaub;
A_{0+1}	1— 3 cm		schwarzgrauer Moder;
A	3—10 cm	4— 9 cm	dunkelrötlichbrauner (5 YR 3/3), stark humoser, schwach steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 4,3;
B	10—30 cm	10—25 cm	dunkelrötlichbrauner (3,75 YR 3,5/3), mäßig humoser, schwach steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, p_H 4,3;
B/C	> 30 cm	32—45 cm	dunkelrötlichbrauner (3,75 YR 3/4), schwach humoser, stark steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, p_H 4,5.

Profil B III

Lage: 11540/16570, 8% Gefälle.
Nutzung: Buchen-Fichtenbestand, Grasunterwuchs.
Bodentyp: mäßig entwickelte Braunerde.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_{00}	0— 2 cm		Buchenlaub und Fichtennadeln;
A_{0+1}	2— 4 cm		schwarzgrauer Moder;

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A	4—10 cm	4— 9 cm	dunkelrötlichbrauner (5 YR 3/2,5), stark humoser, schwach steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, gut durchwurzelt, p_H 3,9;
B	10—30 cm	12—28 cm	dunkelrötlichgrauer (5 YR 4/2), stark humoser, schwach steiniger, schwach grusiger, lehmiger Staubschluff, gut durchwurzelt, p_H 3,9;
B/C	30—60 cm	32—50 cm	rötlich brauner (5 YR 4/3), schwach humoser, schwach steiniger, schwach grusiger, staubschluffiger Lehm, p_H 4,7.

Profil B IV

Lage: 11600/16580, 7% Gefälle.
Nutzung: Buchen-Fichtenbestand mit Grasunterwuchs.
Bodentyp: Braunerde mit geringer Basensättigung.

Profilaufbau:		Entnahmetiefe:	
A_0	0— 5 cm		mäßig zersetzte Humusauflage;
A	5—20 cm	7— 18 cm	dunkelbrauner-brauner (7,5 YR 4/2), mäßig humoser Staubschluff, gut durchwurzelt, p_H 3,8;
B_1	20—80 cm	25— 70 cm	dunkelbrauner-brauner (7,5 YR 4/4), schwach humoser Staubschluff, p_H 3,9;
B_2	> 80 cm	20—100 cm	brauner (7,5 YR 5/4), sehr schwach humoser, lehmiger Staubschluff, p_H 4,1.

C. Chemische und physikochemische Untersuchungen der Feinböden, des Schluffes und der Kolloidfraktion

1. Gewinnung und Vorbereitung des Kolloidmaterials

Die Kolloide (< 0,002 mm) wurden wie folgt von den anderen Fraktionen getrennt:
Die Böden wurden in 0,01 n Natronlauge dispergiert, nach 7 Stunden 35 Minuten die Kolloidfraktion (< 0,002 mm) und nach 4 Minuten 27 Sekunden die Schluffraktion (0,002—0,02 mm) abgehebert. Durch Zugabe von $CaCl_2$ erfolgt eine Ca-Belegung der Kolloide. Anschließend wurde zentrifugiert, der Ton in Zellophanschläuchen bis zur Cl-Freiheit dialysiert und dann bei 40—50° C getrocknet, gemörsert und auf < 0,5 mm abgesiebt.

2. Die chemische Untersuchung der Profilreihe auf Tonschiefer

Chemische Untersuchungen, die sowohl das Gestein, als auch die Schluff- und Kolloidfraktion berücksichtigen, sind nur selten. So finden sich bei PENNINGSFELD(1942) Analysen von 12 albanischen Profilen und HERBERHOLD (1954) und PREUSSE (1957) führten entsprechende Studien an verschiedenen hessischen Böden durch.
Goldich und Jackson (zit. in PREUSSE (1957)) sehen das Hauptmerkmal der Verwitterung in einer Abnahme der Kieselsäure und in einer Zunahme der Sesquioxyde. Diese Verwitterungsreihe dürfte aber, was die folgenden Untersuchungen noch zeigen werden, in den vorliegenden Situationen durch die mehr oder minder starken Lößbeimengungen überdeckt sein.

Die Untersuchung der Profile auf Tonschiefer zeigt, daß die SiO_2-Werte in der Folge Gestein–Feinboden–Kolloid abnehmen, während diese Tendenz bei den Al_2O_3-Gehalten umgekehrt ist. Entsprechend nehmen die SiO_2/Al_2O_3-und SiO_2/R_2O_3-Molekularverhältnisse in der oben genannten Folge ab, während die Fe_2O_3-Werte und SiO_2/Fe_2O_3-Molekularverhältnisse diesbezüglich keine klare Tendenz erkennen lassen, da sie relativ großen Schwankungen unterworfen sind (Tabelle 2).

Das freie Eisen wurde nach einer Methode von DEB (1950) bestimmt. Einen Überblick über verschiedene Eisenbestimmungsmethoden gibt ROBICHET (1957). Die Vor-

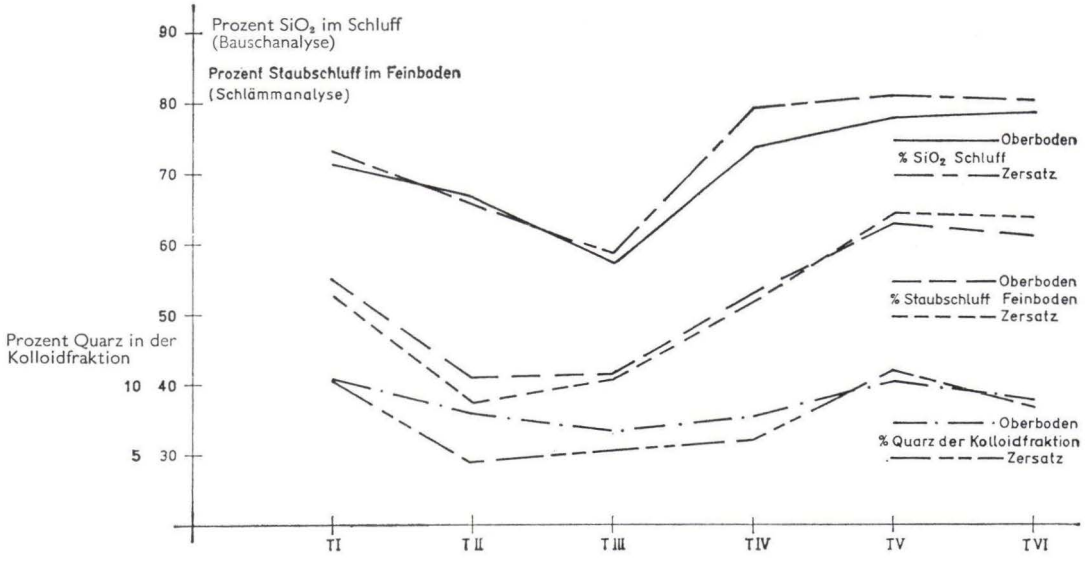


Abb. 1. SiO_2-Gehalte der Schluffraktion, Staubschluffgehalte der Feinböden und Quarzgehalte der Kolloidfraktion in Abhängigkeit von der Lage der Profile.

und Nachteile einiger Methoden werden von MITCHELL und MACKENZIE (1954) aufgezeigt.

Die Herkunft des freien Eisenoxydes kann verschiedene Ursachen haben [PREUSSE (1957)]:

1. Verwitterung aus den primären Mineralen.
2. Freisetzung aus den sekundären Tonkolloiden.
3. Eisenverlagerungen.

In der Profilreihe auf Tonschiefer (Tabelle 2) liegen in sämtlichen Profilen die Werte des freien Eisenoxydes des Zersatzes über den Werten der Oberböden.

Die Ergebnisse der chemischen Analyse zeigen bei einer vergleichenden Profilbetrachtung folgendes:

Der SiO_2-Gehalt der Feinböden und des Schluffes ist in den Profilen T II und T III am niedrigsten. Er erhöht sich sowohl nach der Höhe, als auch nach der Senke hin.

Umgekehrt verhalten sich die Al_2O_3-Gehalte der Feinböden, während die Fe_2O_3-Werte keine eindeutige Tendenz zeigen, wahrscheinlich bedingt durch die im Verhältnis zum Aluminium leichtere Beweglichkeit des Eisens.

Der Grad der Lößbeimengungen in den einzelnen Profilen kann einmal an den durch die Schlämmanalyse ermittelten Staubschluffgehalten der Feinböden (Tab. 1), zum andern an den durch die chemische Untersuchung erhaltenen SiO_2-Gehalten der Feinböden und des Schluffs (Tab.2) erkannt werden. Auch der Quarz in der Kolloidfraktion läßt kieselsäurereiche Beimengungen erkennen (Tab. 2).

Eine Auswertung der bisherigen Ergebnisse hinsichtlich der Lage der Profile und der Höhe der Lößbeimengung zeigt folgende Tendenz (Abb. 1):

Auf hohen Lößgehalt deuten die Werte der ebenen Höhe (Profil T I), am Hangfuß (Profil T V) und in der Senke (Profil T VI) hin. Ein Minimum des Lößanteiles dürfte am oberen Hang im Bereich der Profile T II und T III liegen. Eine Ausnahme bildet das am Hang liegende Profil T IV, das einen relativ hohen Lößanteil aufweist, was auf eine Hangüberschiebung hinweisen könnte.

Auch die Werte für den Quarzgehalt der Kolloidfraktion entsprechen den aufgezeigten Tendenzen (Abb. 1).

Die Molekularverhältnisse SiO_2/R_2O_3 der Feinböden und des Schluffs fallen entsprechend den sinkenden Lößgehalten, von Profil T I nach Profil T III, um zu den Profilen T IV, T V und T VI wieder anzusteigen (Tab. 2).

Die Molekularverhältnisse SiO_2/R_2O_3 der Kolloidfraktion haben dagegen nur einen geringen Schwankungsbereich, wobei zu berücksichtigen ist, daß der hohe SiO_2-Gehalt der Feinböden und des Schluffs von dem mehr oder minder hohen Quarzgehalt der Lößbeimengung beeinflußt ist. In der Kolloidfraktion wird dieser Anteil aufgrund seines Korndurchmessers zum größten Teil nicht erfaßt.

3. Die chemische Untersuchung der Profilreihe auf Basalt

In den Profilen auf Basalt nimmt, mit zwei Ausnahmen, der Gesamtkieselsäuregehalt in der Folge Feinboden–Kolloid–Gestein ab. Dies erklärt sich aus dem niedrigen Kieselsäuregehalt des Ausgangsgesteines und der mehr oder minder starken Beeinflussung der Feinböden durch Löß, wodurch deren SiO_2-Werte erhöht werden. Die von Goldich und Jackson aufgezeigte Tendenz: abnehmender Kieselsäuregehalt mit zunehmender Verwitterung kann nur in ungestörten, von Löß nicht beeinflußten Profilen erkannt werden oder aber in Böden, deren Ausgangsgestein einen hohen Kieselsäuregehalt aufweist (siehe Tonschieferprofilreihe).

Während die Al_2O_3-Gehalte keine einheitliche Tendenz erkennen lassen, zeigen die Fe_2O_3-Werte die abnehmende Folge Gestein–Kolloid–Feinboden. Die SiO_2/R_2O_3-Molekularverhältnisse nehmen in der Reihe Feinboden–Gestein–Kolloid ab.

Bei der Bestimmung des freien Eisens konnte, trotz mehrmaliger Natriumdithionitbehandlungen, die Kolloidfraktion der Profile auf Basalt nicht vollständig gebleicht werden. Preusse (1957) machte bei Röt- und Buntsandsteinkolloiden die gleiche Beobachtung. Vermutlich handelt es sich um stark dehydratisierte Eisenoxyde, die durch die angewandte Methode nicht erfaßt werden. Auch in diesen Pro-

filen kann aufgrund der Ergebnisse mit einer Verlagerung des Eisens aus den Oberböden in tiefere Horizonte gerechnet werden.

Aus einer vergleichenden Profilbetrachtung geht folgendes hervor:

In den Ober- und Unterböden steigen die SiO_2-Gehalte der Feinböden und des Schluffes von Profil B I nach Profil B IV an. Während die Fe_2O_3-Werte in den Feinböden keine Tendenz erkennen lassen, zeigen die Al_2O_3-Gehalte in dem vom Löß am wenigsten beeinflußten Profil B I die höchsten und im Lößlehmprofil B IV die niedrigsten Werte.

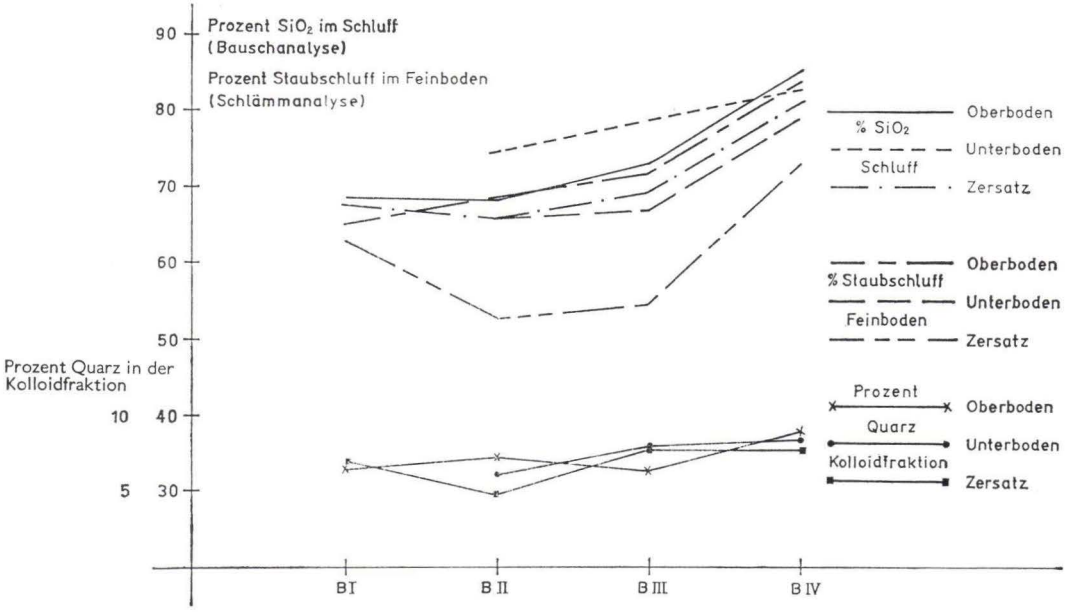


Abb. 2. SiO_2-Gehalte der Schluffraktion, Staubschluffgehalte der Feinböden und Quarzgehalte der Kolloidfraktion in Abhängigkeit von der Lage der Profile.

Beurteilt man auch in diesen Profilen den Lößanteil nach den bei der Tonschieferprofilreihe aufgezeigten Gesichtspunkten, so zeigt sich, daß er von der Höhe zur Senke zunimmt, wobei dieser Anteil sich im Profil B I nur auf den Oberboden erstreckt, in den daran anschließenden Profilen auch auf die Unterböden, während dieser Einfluß in den Zersatzhorizonten (Profile B II und B III) stark zurücktritt (Abb. 2).

Die in Tab. 2 aufgeführten SiO_2/R_2O_3-Molekularverhältnisse der Feinböden des Schluffes und der Tonkolloide zeigen, ebenso wie in der Profilreihe auf Tonschiefer, den starken Einfluß einer Lößbeimengung auf Feinböden und Schluff.

4. Die Molekularverhältnisse der Tonkolloide

Nach JASMUND (1955) und GRIM (1953) lassen sich für die wichtigsten Tonmineralien folgende Molekularverhältnisse berechnen:

Kaolinit	SiO_2/R_2O_3	1,85—2,02
Illit	SiO_2/R_2O_3	2,16—3,20 [3—3,15 KARIM (1954)]
Montmorillonit	SiO_2/R_2O_3	3,88—6,00
Vermikulit	SiO_2/R_2O_3	2,68—4,47
Chlorit	SiO_2/R_2O_3	1,52—3,02

Die Verwendungsmöglichkeit der Molekularverhältnisse zur Auswertung bei tonmineralogischen Untersuchungen wird durch isomorphen Ersatz im Kristallgitter und regelmäßige bzw. unregelmäßige Wechsellagerungen von Gitterschichten eingeschränkt (zit. in PREUSSE (1957)). In den Tabellen 2 und 7 sind die Molekularverhältnisse der Kolloidfraktion der untersuchten Profile angeführt, wobei in allen Proben gegenüber dem Ausgangsgestein eine Abnahme der SiO_2/R_2O_3-Verhältnisse zu beobachten ist. Zur Einstufung der gefundenen SiO_2/R_2O_3-Molekularverhältnisse in die in der Einleitung zu diesem Kapitel gegebenen Übersicht werden die Verhältnisse gebundene SiO_2/ gebundene R_2O_3 herangezogen, da nach Abzug des Quarzes und des freien Eisens die so ermittelten Werte der Zusammensetzung der Tonkolloide am nächsten kommen dürften. Diese Molverhältnisse deuten in der Profilreihe auf Tonschiefer auf illitische und in der Profilreihe auf Basalt auf illitische und möglicherweise vermikulitische Tonminerale hin.

Eine Gegenüberstellung der Staubschluffgehalte (als Ausdruck für die Lößbeimengung) und der Molekularverhältnisse geb. SiO_2/geb. R_2O_3 (als Ausdruck für die chemische Zusammensetzung der Tonkolloide) lassen in der Profilreihe auf Tonschiefer keinen Einfluß ortsfremder Lößbeimengung auf die chemische Zusammensetzung der Kolloide erkennen. Die Molekularverhältnisse liegen, trotz zum Teil recht unterschiedlicher Staubschluffgehalte, mit wenigen Ausnahmen in einem relativ engen Bereich. Daraus kann abgeleitet werden, daß die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß gebildeten Tonminerale sich in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht wesentlich unterscheiden.

Ein anderes Bild ergibt diese Gegenüberstellung bei den Profilen auf Basalt. Die Horizonte mit relativ engem und die mit relativ weitem Molekularverhältnis lassen sich zusammenfassen. Dabei zeigt sich, daß eine ortsfremde Lößbeimengung eine Verengung der Molekularverhältnisse geb. SiO_2/geb. R_2O_3 hervorzurufen scheint.

5. Das nicht im Gitter der Tonminerale gebundene Aluminium

Der Hauptteil des im Boden vorkommenden Aluminiums ist in den Gittern der Tonminerale gebunden. Ferner kann Aluminium im sorbierten Zustand vorliegen oder als freies Oxyd oder Hydroxyd auftreten, in die Zwischenschichten der Tonminerale eingelagert sein und so deren Expansion und Kontraktion verhindern. PREBBLE und STIRK (1959) berichten über den Einfluß freier Eisen- und Aluminiumoxyde auf physikalische Bodeneigenschaften. Weitere Literaturangaben finden sich bei TAMURA (1957, 1958 und 1959), SAWHNEY (1958) und RICH (1960).

Zur Bestimmung des freien Aluminiums werden die verschiedensten Methoden angegeben: GASTUCHE, VULVOYE und DOUDEYNE (1957), MCLEAN, HEDDLESON, BARTLETT und HOLOWAYCHUK (1958), RICH (1960) und YUAN und FISKELL (1959).

STEFANOVITS (1955) fand bei der Bestimmung von nicht im Kristallgitter von Tonmineralen gebundenen Aluminium folgende Werte:

Kaolinit	17,2 mg	Al/100 g	Tonmineralsubstanz	= 0,031 % Al_2O_3
Illit	17,2 mg	Al/100 g	Tonmineralsubstanz	= 0,031 % Al_2O_3
Montmorillonit	68,8 mg	Al/100 g	Tonmineralsubstanz	= 0,124 % Al_2O_3

Den höchsten Gehalt an Aluminium konnte er in einem Steppenboden mit 324 mg Al/100 g Ton = 0,580 % Al_2O_3 feststellen.

Wir extrahierten das Aluminium nach einer in geringem Maße abgewandelten Methode von FOSTER (1959). Die kolorimetrische Aluminiumbestimmung wurde mit Aluminon durchgeführt [SANDELL (1959)].

Um einen Überblick über das „freie" Aluminium zu erhalten, wurden 2 Profile auf Tonschiefer und 2 Profile auf Basalt untersucht. In allen Profilen ist ein Anstieg zum Oberboden hin festzustellen. In den beiden Profilen auf Tonschiefer lag der Durchschnittswert bei 0,085% Al_2O_3 (Extremwerte 0,015—0,13), in den Profilen auf Basalt bei 0,067% Al_2O_3 (Extremwerte 0,016—0,13).

6. Die Sorptionskapazität (T-Wert)

Die Sorptionkapazität der Feinböden und der Kolloide (Tab. 4) wurde nach der Methode MEHLICH (1948) bestimmt. Ein ausführlicher Überblick über Ursachen, Mechanismus und Höhe des Ionenumtausches an Tonmineralen findet sich bei AMPHELL (1958).

WEISS (1958, 1958) gibt für die verschiedenen Tonminerale folgende Umtauschkapazitäten an:

		Häufigste Werte nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1960)
Kaolinit	0— 15 mval/100 g	6— 8
Halloysit (H_2O-arme Form – Metahalloysit)	3— 15 „	
(H_2O-reiche Form – Endellit)	5— 50 „	
Montmorillonit	60—130 „	80—120
Vermikulit	100—170 „	
Illit	5— 40 „	25— 30
Chlorit	3— 40 „	
Allophane (VOIGT 1956)	20— 80 „	

Einleitend zu der Besprechung der Sorptionskapazität der Kolloidfraktion sollen die T-Werte der Feinböden behandelt werden. Sie sind in der Tabelle 4 aufgeführt. Die Extremwerte der Profilreihe auf Tonschiefer liegen zwischen 5,13—17,95 mval, die der Profilreihe auf Basalt zwischen 12,12 und 33,79. In beiden Reihen liegen in den Oberböden der vom Löß am wenigsten beeinflußten Profile T III und B I die höchsten Werte.

Daß die Sorptionskapazität der Feinböden nicht nur auf der der Kolloidfraktion beruht, sondern zum Teil auch von der Sorptionskapazität des Schluffs beeinflußt wird, geht aus den Werten der Tabelle 5 hervor. Untersuchungen über die Sorptionskapazität der Schluffraktion führten JOFFE und KUNIN (1944), ABRUNA und SMITH (1953), MCALEESE und MITCHELL (1958) und DEMUMBRUM und BRUCE (1960) durch.

Die Sorptionskapazität der Kolloidfraktion wurde von folgenden Proben bestimmt.

1. Ca-belegte, sonst unbehandelte Proben.
2. Ca-belegte Proben, nach Humuszerstörung.
3. Ca-belegte Proben, nach Entfernung des freien Eisens.
4. Ca-belegte Proben, nach Humuszerstörung und Entfernung des freien Eisens.

Zu 1: Die T-Werte der unbehandelten Kolloidfraktion schwanken in der Profilreihe auf Tonschiefer zwischen 24,40 und 50,26 mval/100 g, in der Profilreihe auf Basalt zwischen 36,19 und 65,95 mval/100 g, wobei in allen Profilen in den Oberböden die höchsten Werte liegen, was auf die Sorptionskapazität der organischen Substanz zurückzuführen ist (Tab. 4).

Zu 2: Bevor auf die Sorptionskapazität der Kolloidfraktion nach der Humuszerstörung eingegangen wird, seien zunächst die Probleme der Humusentfernung näher betrachtet.

Die Wechselwirkung zwischen der organischen und anorganischen Komponente des Bodens wurde von folgenden Forschern untersucht: Ensminger (1941), Hendricks (1941), Sing (1956), Emerson (1955, 1957), Brindley und Rustom (1958), Evans und Russell (1959) und Heinonen (1960). Während nach Jung (1943) sich bei künstlicher Mischung anorganischer und organischer Bestandteile der T-Wert aus beiden Komponenten addiert, verhalten sich in natürlichen Böden die Sorptionskapazitäten jedoch nicht additiv [Meyers (1957)].

Die organische Substanz wurde mit 10%-igem H_2O_2 oxydiert, wobei in keinem der Horizonte eine vollständige Entfernung erreicht werden konnte (Tabelle 3). Dabei ist, mit einer Ausnahme, jeweils in den Oberböden eine bessere und intensivere Humusentfernung zu beobachten als in den Unterböden und Zersatzhorizonten.

Die unvollständige Zerstörung der organischen Substanz wurde von zahlreichen Autoren festgestellt: Olson und Bray (1953), Schoen (1953), Reichenbach (1957), Choudhri und Stevenson (1957), Pratt (1957), Turc (1957), Preusse (1957) und Kuron, Preusse und Föhrenbacher (1961).

Sowohl in den Profilen auf Tonschiefer, als auch in den Profilen auf Basalt ist nach der Entfernung des größten Teiles der organischen Substanz eine zum Teil beträchtliche Erniedrigung der Sorptionskapazität zu beobachten.

Olson und Bray (1938), Herberhold (1954), Alexandrowa (1954) und Preusse (1957) fanden ebenfalls Abnahmen des T-Wertes nach der Zerstörung der organischen Substanz.

Die Höhe der Sorptionskapazität der organischen Komponente wird von Scheffer und Ulrich (1960) mit 100—500 mval/100 g angegeben. Schneider (1958) fand Werte von 10,3—684 mval/100 g.

Zu 3: Auch von den Proben, aus denen nach der Methode Deb das freie Eisen entfernt worden war, wurden die Sorptionskapazitäten ermittelt. Die in den meisten Fällen auftretende Erhöhung könnte folgende Ursachen haben:

1. Das freie Eisen kann physikalisch Austauschplätze blockieren. Halsworth und Wilkinson (1958) und Abruna und Smith (1953).
2. Eine Erhöhung kann durch die Entfernung von festgelegtem Eisen oder Aluminium erfolgen.

Von Erhöhungen der Sorptionskapazität nach Entfernung des freien Eisens berichten DION (1944) und TAMURA, HANNA und SHEARIN (1959). Nach DEB (1950) sollen durch die Natriumdithionitbehandlung nur geringe Unterschiede in der Umtauschkapazität auftreten.

Zu 4: Um den Einfluß der organischen Substanz und des freien Eisens auszuschalten, wurde der T-Wert von der Kolloidfraktion nach der Zerstörung der organischen Substanz und Entfernung des freien Eisens bestimmt (Tab. 4).

Dabei schwanken die Werte in der Profilreihe auf Tonschiefer von 20,44 bis 38,09 mval/100 g (Mittelwert: 27,43). Nach der in der Einleitung zu diesem Kapitel gegebenen Aufstellung würden diese Werte in den Bereich für Illit und Chlorit fallen. Eine Tendenz innerhalb der Profilreihe ist nur insofern zu erkennen, als die in starkem Gefälle liegenden Profile T III und T IV die höchsten T-Werte im Oberboden aufweisen.

In der Profilreihe auf Basalt schwanken die Werte zwischen 39,34 und 56,45 mval/100 g (Mittelwert: 46,97). Die Werte liegen also zum Teil im oberen Bereich des Illits, zum Teil im Grenzbereich Illit–Chlorit–Motmorillonit.

In allen Profilen auf Basalt ist ein Anstieg der Sorptionskapazität vom Oberboden zum Zersatz bzw. zum B_2-Horizont des Profiles B IV zu beobachten. Dieser Anstieg könnte die Möglichkeit einer Mineralumbildung zu sorptionsschwächeren Mineraltypen im Oberboden bedeuten.

Der Einfluß ortsfremder Lößbeimengungen auf die Sorptionskapazität soll im Zusammenhang mit weiteren kolloidchemischen Kennwerten behandelt werden.

7. Die Äthylenglykolanlagerung

Zur Kennzeichnung der Kolloidfraktion kann auch die Größe ihrer Oberflächen herangezogen werden (Tab.7). Zwischen den einzelnen Tonmineralen bestehen beträchtliche Unterschiede hinsichtlich ihrer Oberflächenausdehnung. Dies wird in erster Linie durch das Vermögen einiger Tonminerale zur Gitterausweitung bedingt; dadurch besitzen sie eine beträchtliche „innere" Oberfläche. Nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1960) beträgt die Gesamtoberfläche bei den vollkommen aufweitbaren Tonmineraltypen etwa das 20 bis 50-fache der Oberfläche des nicht aufweitbaren Kaolinits.

Nach DIAMOND und KINTER (1958) und SAWHNEY und JACKSON (1958) hat Montmorillonit eine Oberfläche von 650—1158 m^2/g, Illit 76—91 m^2/g, Kaolinit 14—23 m^2/g, Vermikulit 658 m^2/g und Allophane 260 m^2/g.

Oberflächenbestimmungsmethoden geben MARTIN (1955), BOWER und GOERTZEN (1959) und MEHRA und JACKSON (1959). Wir arbeiteten nach einer von DYAL und HENDRICKS (1950) entwickelten Methode mit Äthylenglykol.

Bei den Profilen T II und B III wurde auch die Äthylenglykolbindung der Schluffraktion bestimmt (Tabelle 6). Dabei ist zu erkennen, daß Schluff mit hohem T-Wert auch ein großes Äthylenglykol–Anlagerungsvermögen aufweist.

Zur Charakterisierung der in den untersuchten Böden vorliegenden Tonminerale wurde das Äthylenglykol–Anlagerungsvermögen der Kolloidfraktion nach Humuszerstörung und Entfernung des freien Eisens herangezogen (Tabelle 7). Die Werte in den Profilen auf Tonschiefer entsprechen den Werten illitischer Tonminerale, während in den Profilen auf Basalt das Anlagerungsvermögen z. T. an das montmorillonitischer Minerale heranreicht.

Alle Werte, ausgenommen die Anlagerung an der äußeren Oberfläche der Profile B I und B III, steigen vom Oberboden zum Zersatz an. Dies könnte bedeuten, daß in diesen Profilen zum Oberboden hin Minerale mit geringer Oberfläche vorliegen bzw. durch Umwandlung oder Neubildung entstanden sind.

Ein Vergleich der Sorptionskapazitäten der Kolloidfraktion nach Humuszerstörung und Entfernung des freien Eisens mit den Ergebnissen der Äthylenglykolanlagerung, läßt bei der Anlagerung an der inneren Oberfläche gute, bei der Anlagerung an der gesamten Oberfläche mittlere Beziehungen erkennen. Bei höheren Sorptionskapazitäten bestehen engere Abhängigkeiten, während in den niederen Bereichen die Streuung der Werte größer ist. PREUSSE (1957) führt dies auf Einflüsse von Beimengungen nicht oxydierter organischer Substanz und auf Allophane mit wechselnden Sorptionseigenschaften zurück, die sich bei den niederen T-Werten stärker auswirken. MORTLAND (1954) konnte enge Beziehungen zwischen den Gesamtoberflächen, den Umtauschkapazitäten, den Tongehalten und dem Wasserhaltevermögen von Feinböden feststellen.

8. Der Gesamt-Kali-Gehalt der Kolloidfraktion

Weitere Schlüsse hinsichtlich der Art der Tonkolloide – insbesondere der Illite – lassen sich aus den Gesamt-Kali-Gehalten ziehen. Während die K_2O-Gehalte von Montmorillonit, Kaolinit, Vermikulit und Chlorit meist unter 1% liegen, kann der K_2O-Gehalt der Illite von 4,7 bis 6,9% schwanken, der der „illitelike" Minerale sogar bis 9,5% [GRIM zit. in MARTIN und RUSSELL (1952)].

Die K_2O-Bestimmung der Kolloidfraktion wurde nach einer geringfügig abgewandelten Methode von JACKSON (1958) durchgeführt (Tab. 7).

Der durchschnittliche K_2O-Gehalt in der Profilreihe auf Tonschiefer liegt bei 5,0%, in der Profilreihe auf Basalt bei 2,74%. Auf Grund dieser Ergebnisse dürften in den Profilen auf Basalt die Illitminerale etwa die Hälfte des Mineralbestandes ausmachen, während diese Mineraltypen in den Profilen auf Tonschiefer in noch viel stärkerem Maße vertreten sein müssen, was auch durch die röntgenographischen Untersuchungen bestätigt wird.

9. Der y-Wert der Tonkolloide

MARTIN und RUSSELL (1952) haben drei Untersuchungsmethoden: a) Äthylenglykolanlagerung, b) Sorptionskapazität und c) Gesamt-Kali-Gehalt zusammengefaßt und daraus den y-Wert errechnet. Diesem Index liegen die unten angeführten durchschnittlichen Eigenschaften der drei Haupttonmineraltypen Montmorillonit, Illit und Kaolinit zugrunde.

	K_2O %	Äthylenglykolanlagerung Innere Oberfläche	T-Wert	y-Wert
Kaolinit	0	6	8	2
Illit	6	20	25	10
Montmorillonit	0	220	80	47

Hieraus ergeben sich folgende Abgrenzungen für den y-Wert:

0— 5 = kaolinitähnlich
5—25 = illitähnlich
über 25 = montmorillonitähnlich

Somit gestattet der y-Wert eine Klassifizierung der untersuchten Kolloide (Tab. 7).

Die y-Werte der Kolloidfraktion auf Tonschiefer liegen im illitischen Bereich (Extremwerte: 8,99—11,82). In den Profilen T I, T III, T IV und T VI steigen die Werte vom Zersatz bzw. vom E-Horizont des Profiles T VI zum Oberboden hin geringfügig an. Allerdings sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Horizonten so gering, daß Mineralumwandlungen oder Neubildungen aus diesen Werten nicht abgeleitet werden können.

Die Werte der Profile auf Basalt fallen in den oberen Bereich des Illites (Extremwerte: 13,08—21,58). In allen Profilen nimmt der y-Wert vom Oberboden über den Unterboden zum Zersatzhorizont zu.

Eine Gegenüberstellung der bisher angeführten kolloidchemischen Kennwerte und dem Staubschluffgehalt, als Ausdruck für eine Lößbeimengung, ergibt, vor allem bei Tonschiefer, zum Teil Divergenzen. Dies ist verständlich, da die Schwankungsbreiten der Kennwerte der einzelnen Tonminerale recht unterschiedlich sind und sich überschneiden. Aus diesem Grund ist es sinnvoll, aus mehreren Methoden einen Kennwert zu bilden (y-Wert).

In der Profilreihe auf Tonschiefer liegen die y-Werte trotz erheblicher Unterschiede im Staubschluffgehalt in einem relativ engen Bereich. Somit unterscheiden sich die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß hervorgegangenen Tonkolloide hinsichtlich ihrer kolloidchemischen Eigenschaften kaum.

Die Profile auf Basalt lassen sich in zwei Gruppen einteilen. 1. Profile B I und B II (geringe Lößbeimengung), 2. Profile B III und B IV (stärkere Lößbeimengung, bzw. Lößlehmprofil). In beiden Gruppen besteht die Tendenz des abnehmenden y-Wertes mit zunehmendem Staubschluffgehalt, wobei in der Gruppe 2 (höherer Staubschluffgehalt) die y-Werte im allgemeinen höher liegen als in Gruppe 1.

Die relativ niedrigen y-Werte der Profile B I und B II dürften auf Verlagerungsvorgänge zurückzuführen sein, die eine ungestörte Profilentwicklung und damit Tonmineralbildung beeinflußt haben.

D. Röntgenanalyse und Differentialthermoanalyse

Die Herstellung der Präparate für die Röntgenaufnahmen erfolgte durch Zentrifugieren [KINTER und DIAMOND (1956); SCHEFFER, ULRICH, MEYER und OHLOFFS (1956)] einer Tonsuspension auf ein Glasplättchen bei Verwendung eines nach BROWN (1953) modifizierten Zentrifugeneinsatzes. Nach Trocknung wurden die Tonplättchen zur Stabilisierung mit einem Gemisch von 2 Teilen Zaponlack und 1 Teil Amylazetat bestrichen und mit Zaponlack auf Glasröhrchen aufgeklebt.

I. Die Profilreihe auf Tonschiefer

In allen Horizonten sind folgende Linien zu erkennen:

1. Bei 3,3 A: Quarz.
2. Im Bereich von 3,50/3,56 A: Chlorit und/oder Vermikulit und/oder Kaolinit.
3. Im Bereich von 4,25 A, 4,99 A und 10,1 A: Illit.
4. Im Bereich von 4,48 A: Illit und/oder Kaolinit.
5. Im Bereich von 4,70 A: Chlorit und/oder Vermikulit.
6. Bei 7,11 A: Kaolinit.
7. Im Bereich von 14,32 A.

Diese letzte Interferenz konnte nicht eindeutig bestimmt werden. Nach Erhitzen auf 550° C bleibt im größten Teil der Proben eine schwache Linie bei 14 A bestehen, die als Chloritlinie angesprochen wurde. Im Bereich von 12,2 A tritt eine neue Interferenz auf, die hinsichtlich ihrer Lage temperaturabhängig ist (s. Röntgennomogramm bei Profil T V/Zersatzhorizont, Abb. 3).

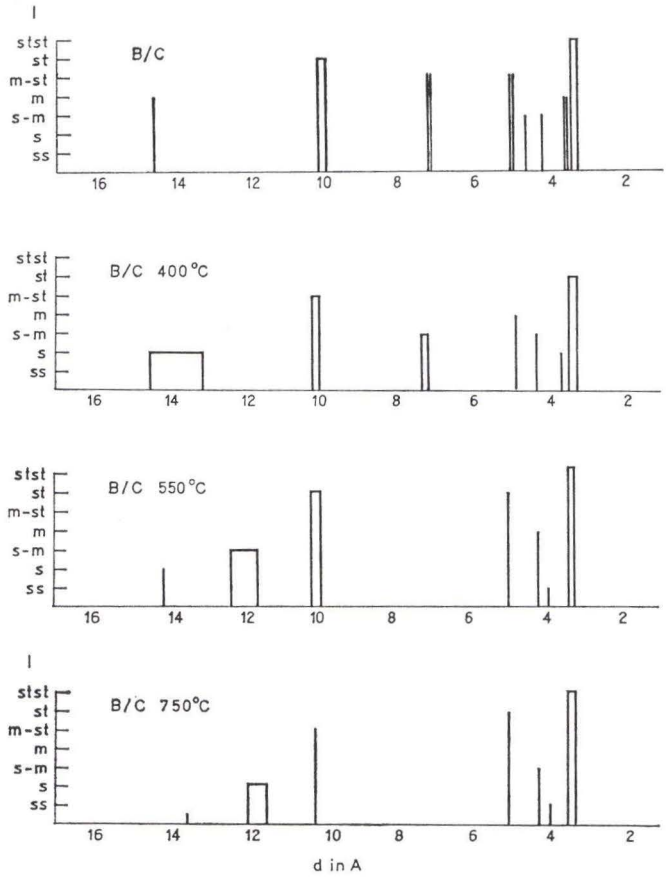


Abb. 3. Röntgennomogramme des Zersatzhorizontes von Profil T V.

Nach Humuszerstörung und Entfernung des freien Eisens mit nachfolgender Ca- bzw. Mg-Belegung und Glycerinsättigung verändert die 14 A-Linie ihre Lage nicht nach höheren Werten. WALKER (1958) hat das Verhalten von Vermikulit gegenüber Glycerin und Glykol in Abhängigkeit von den austauschbaren Kationen untersucht. Vermikulit weitet nicht über 14,5 A auf.

Kochen mit Ammoniumacetat oder Kaliumbelegung mit nachfolgender Trocknung bei 80° C ergab keine Änderungen. Nach vierstündigem Kochen in 0,1 n Natronlauge und anschließender K-Belegung wird die 14 A-Interferenz geschwächt.

Folgende Möglichkeiten der Erklärung bieten sich an:

1. Die im Bereich von 14,3 A auftretende Linie könnte auf Vermikulitanteile zurückzuführen sein. JASMUND (1955) berichtet von Lageveränderungen der Vermikulitlinien in Abhängigkeit von Temperatur und Kationenbelegung. Die Widerstandsfähigkeit gegenüber verschiedenen Vorbehandlungen könnte durch Einlagerungen in den Gitterzwischenschichten bedingt sein. Durch alkalische Extraktionen werden diese Einlagerungen zum größten Teil gelöst. Hohe Temperaturen führen eine teilweise Kontraktion herbei. Dabei werden Aluminium- und Eisenhydroxyde in Oxyde verwandelt, die eine völlige Kontraktion auf 10 A verhindern.

Von einer Erhöhung der thermischen Stabilität durch Einlagerungen in die Gitterzwischenschichten berichten RICH (1960) und WHITE, ANDERSON und HENSEL (1959). Weiterhin werden diese Einlagerungen von TAMURA (1957), SAWHNEY (1958), De MUMBRUM (1960) und SCHEFFER, MEYER und FÖLSTER (1961) beschrieben.

2. Eine weitere Möglichkeit der Erklärung bietet die Annahme von Vermikulit–Chlorit–Wechsellagerungen (WEAVER (1956), DIXON und SEY (1957), BROWN und JACKSON (1958), SHINANE und SUDO (1958) und GRIM (1953, S. 102 f.)).

In Tabelle 8 sind die Intensitäten der für die vorliegenden Minerale charakteristischen Linien aufgeführt. Sie erlauben nur einen Vergleich innerhalb der einzelnen Minerale, da die einzelnen Minerale bei gleichen Anteilen unterschiedliche Intensitäten aufweisen. Nach PREUSSE (1957) können nur gleiche Minerale miteinander verglichen werden.

Der Illitanteil ist in den Profilen der Höhe (T I) und am Hangfuß und in der Senke (T V und T VI) am höchsten, während die Koalinitinterferenz in den Profilen T IV, V und VI und in den Unterböden der Profile T II und III die stärksten Intensitäten aufweist. Beim Chlorit ist der relativ hohe Anteil in Profil V hervorzuheben. Die 14 A-Komponente (Vermikulit oder Wechsellagerungen) zeigt innerhalb der Profilreihe keine Tendenz.

II. Die Profilreihe auf Basalt

Die Aufnahmen der Kolloide der Profile auf Basalt sind, von einigen Ausnahmen abgesehen, weniger scharf als die der Profile auf Tonschiefer. PREUSSE (1957) und HUFFMANN (1954) berichten ebenfalls von schwachen Aufnahmen und starken Grundschwärzungen bei röntgenographischen Untersuchungen von Böden auf Basalt.

Folgende Interferenzen konnten in dieser Profilreihe erkannt werden:

1. Bei 3,3 A: Quarz.
2. Im Bereich von 3,52/3,55 A: Chlorit und/oder Vermikulit und/oder Kaolinit.
3. Im Bereich von 4,25 A, 5,00 A und 10,1 A: Illit.
4. Im Bereich von 4,46 A: Illit und/oder Kaolinit.
5. Im Bereich von 4,72 A: Chlorit und/oder Vermikulit.
6. Bei 7,14 A: Kaolinit.
7. Eine Interferenz von 14,27 A.

Die in der Kolloidfraktion der Profile auf Tonschiefer nach Erhitzen auf 550° C gebildete Interferenz im Bereich von 12,2 A tritt nur im Oberboden und Zersatz des

Profiles B II auf, so daß die 14 A Interferenz Chlorit und Vermikulit zugeschrieben werden kann, der, im Gegensatz zu den Profilen auf Tonschiefer, keine oder weniger stabile Einlagerungen in den Gitterzwischenschichten zu haben scheint.

Auch hier ist nach Humuszerstörung und Entfernung des freien Eisens mit nachfolgender Ca-Belegung und Glycerinsättigung keine Aufweitung größer 14,5 A zu erkennen. Nach K-Sättigung und Eintrocknung wird die 14 A-Interferenz geschwächt.

In Tabelle 8 sind die Intensitäten der für die vorliegenden Minerale charakteristischen Linien aufgeführt. Daraus kann abgeleitet werden:

Der Illitanteil ist in den Profilen B III und B IV am höchsten, während Vermikulit und Kaolinit im Lößlehmprofil B IV die größten Intensitäten aufweisen. Hinsichtlich des Chloritgehaltes ist der fehlende Anteil im Profil B III hervorzuheben.

Besonders im Oberboden des Profiles B I konnten nur schwache Interferenzen bei starker Grundschwärzung gefunden werden, was auf eine wenig fortgeschrittene Kristallisation oder auf amorphe Beimengungen hindeuten könnte.

Huffmann (1955) und Tiller (1958) fanden als einziges Tonmineral in Basaltböden Halloysit. McAleese und Mitchell (1958) stellten in gut durchlässigen Böden auf Basalt Vermikulit, in undurchlässigen Montmorillonit fest. Radoslovich (1958) identifizierte in Böden mit basaltischem Ausgangsgestein vor allem Kaolinit.

2. Die Differentialthermoanalyse

Zur weiteren Identifizierung der Tonminerale wurde die Differentialthermoanalyse herangezogen [Jasmund (1955), Smothers und Chiang (1958), Lehmann und Lippmann (1953)]. Wir arbeiteten mit einer DTA-Apparatur nach Dr. Linseis der Fa. Gebr. Netzsch. Die Auswertung der DTA-Kurven von Tonfraktionen aus Böden macht wegen des Vorliegens von Tonmineralgemischen oft große Schwierigkeiten. Viele Tonminerale haben gleiche Reaktionsbereiche, so daß eine Differenzierung nur schwer möglich ist. Selbst bei relativ reinen Tonen (z. B. Kaolinit) hat man beträchtliche Unterschiede zwischen Proben verschiedener Herkunft festgestellt [van der Marel (1956)]. Die Reaktionstemperaturen bei der DTA hängen sehr stark von den Versuchsbedingungen ab. [Lippmann (1953)].

Wir untersuchten die Fraktion kleiner 0,002 mm. Das Untersuchungsmaterial war mit 10%igem H_2O_2 zur Humuszerstörung und mit Natriumdithionit zur Eisenentfernung nach Deb (1950) vorbehandelt worden.

Alle Horizonte der beiden Profilreihen wurden untersucht. Aus Platzmangel wurden Kurven ausgewählt, die charakteristische Beispiele darstellen und für alle übrigen Horizonte gleicherweise gültig sind.

I. Die Profilreihe auf Tonschiefer

Folgende endotherme und exotherme Reaktionen wurden in dieser Profilreihe festgestellt. (Die Zahlen stellen Durchschnittswerte aus den Ergebnissen der einzelnen Horizonte dar); (Abb. 4).

1. Eine starke endotherme Spitze im Bereich von 20—290° C, die mit Ausnahme eines Horizontes (Oberboden von Profil T III) als Doppelzacke ausgebildet ist mit einem Minimum bei 150° C und einem zweiten Minimum bei 225° C.

Diese Spitze ist der Abgabe von Sorptionswasser zuzuschreiben. Schwertmann und Politz (1961) vermuten, daß diese Doppelzacke durch aufeinanderfolgende Ab-

gabe des Sorptionswassers zunächst der äußeren und dann der inneren Oberfläche entstanden ist. Die zweite Zacke verschwand bei unseren Untersuchungen nach Kochen der Probe in 0,5 n Natronlauge fast völlig und nach Kochen in 0,5 n Salzsäure völlig. Dieses teilweise bzw. völlige Verschwinden könnte auf einer Entwässerung der inneren Oberfläche durch Lauge- bzw. Säurebehandlung beruhen.

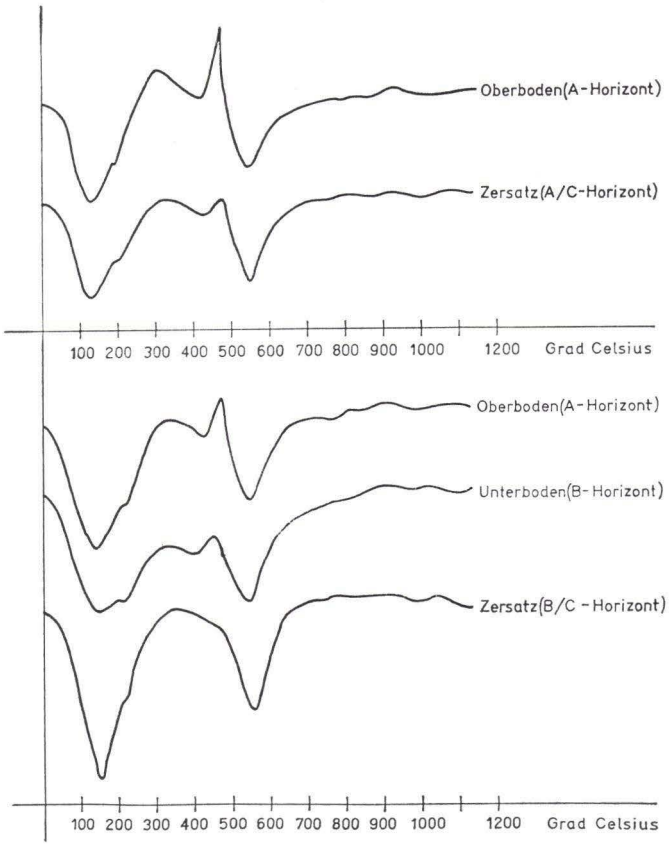


Abb. 4. Differentialthermokurven der Profile T II und T V.

2. Eine mehr oder weniger stark ausgebildete exotherme Reaktion mit einem Maximum bei 300—335° C dürfte durch Humusverbrennung entstehen, denn trotz H_2O_2-Behandlung der Proben ist noch ein geringer Prozentsatz an Humus vorhanden.

3. Eine weitere exotherme Reaktion tritt zwischen 440—490° C mit einem Maximum bei 475° C auf. Diese Spitze kann nicht erklärt werden. Sie verschwindet nach Laugebehandlung fast völlig und nach Säurebehandlung völlig. Weiterhin ist eine Verkleinerung dieser Spitze vom Oberboden zum Zersatz zu beobachten (s. Abb. 4). Es könnte sich um Humusformen handeln, die bei einer nassen Verbrennung mit Kaliumdichromat und Schwefelsäure nicht erfaßt werden.

4. Die endotherme Spitze zwischen 490—640° C mit einem Minimum bei 550° C kann Kaolinit, Illit, Chlorit und Quarz zugeschrieben werden. Eine Abhängigkeit zwischen der Intensität dieser Zacke und der Intensität der Röntgeninterferenzen bzw. der Lage der Profile auf der Höhe, am Hang oder in der Senke kann nicht gefunden werden.

5. Eine mehr oder weniger stark ausgebildete endotherme Spitze im Bereich von 750/780/830° C kann nicht gedeutet werden. Ihre Lage wechselt in den einzelnen Horizonten sehr.

6. Zwischen 850 und 1100° C ist eine Aufeinanderfolge von endothermer, exothermer und wieder endothermer Reaktion zu beobachten. In diesem Bereich (850/900° C) zerfällt das Kristallgitter des Illites, aus dessen Zerfallsprodukten sich dann sofort Spinell, Glas und Mullit bilden. Oberhalb 900° C zeigt der Kaolinit ebenfalls eine exotherme Reaktion.

II. Die Profilreihe auf Basalt

In der Profilreihe auf Basalt wurden folgende endotherme und exotherme Reaktionen gefunden (Abb. 5):

1. Eine starke endotherme Spitze im Bereich von 20—320° C, die ebenfalls zum Teil als Doppelzacke ausgebildet ist. Das erste Minimum liegt bei 175° C, also 25° C höher als in der Profilreihe auf Tonschiefer, was bedeuten könnte, daß das Sorptionswasser in dieser Reihe fester gebunden ist. Die zweite Spitze liegt bei 240° C, ist also ebenfalls in geringem Maße verschoben. Eine Abhängigkeit zwischen der Größe der zweiten Spitze und der Größe der inneren Oberfläche kann auch hier nicht gefunden werden. Nach Lauge- bzw. Säurebehandlung wird die zweite Spitze geschwächt bzw. verschwindet völlig (s. Abb. 5), wobei die bei der Profilreihe auf Tonschiefer gegebene Erklärungsmöglichkeit auch hier zutreffen könnte.

2. Die exotherme Spitze mit einem Maximum bei 350° C kann ebenfalls auf eine Verbrennung des noch vorhandenen Humus zurückgeführt werden.

3. Die exotherme Spitze zwischen 430—490° C (Maximum: 470° C) kann ebenfalls nicht gedeutet werden. Es könnte sich auch hier um schwer aufschließbare Humusformen handeln. Vom Oberboden zum Zersatz nimmt auch die Größe dieser Spitze ab. Durch Kochen mit 0,5 n Natronlauge wird eine Schwächung, durch Kochen mit 0,5 n Salzsäure ein Verschwinden erreicht.

4. Durch Illit-, Kaolinit-, Chlorit- und Quarzanteile wird eine endotherme Spitze zwischen 490—635° C (Minimum: 560° C) bedingt. Auch hier kann keine Abhängigkeit zwischen der Intensität der Röntgenbeugungen und dem Ausmaß dieser endothermen Spitze erkannt werden.

5. Eine weitere Reaktion im Bereich von 770° C, deren Minimum hinsichtlich der Reaktionstemperatur in den einzelnen Horizonten sehr schwankt, kann nicht gedeutet werden.

6. Im Gegensatz zu den Profilen auf Tonschiefer tritt in allen Horizonten der Profile auf Basalt eine exotherme Reaktion zwischen 845—955° C auf (Maximum 900° C).

Illit hat eine exotherme Reaktion in diesem Temperaturbereich. Eine exotherme Reaktion des Kaolinits liegt zwischen 925—1030° C [SMOTHERS und CHIANG (1958)]. Nach JASMUND (1955) ist diese Reaktion bei Kaolinit mit wenig geordneten Kristallen bei tieferen Temperaturen zu finden, der Ausschlag ist dabei kleiner und das Maximum ist breiter.

Mit Ausnahme der in der Basaltprofilreihe stärker ausgebildeten Spitze bei 900° C sind kaum Unterschiede zwischen den DTA-Kurven der beiden Reihen festzustellen.

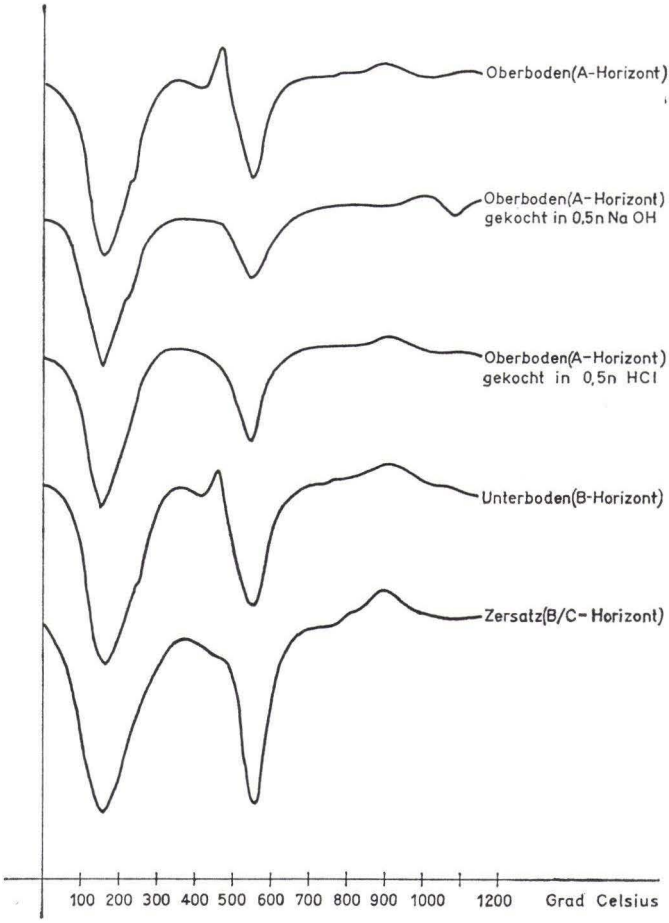


Abb. 5. Differentialthermokurven des Profiles B II.

E. Schlußbetrachtung

Die Ergebnisse der angewandten Methoden zeigen, daß Schlämmanalyse (Staubschluffgehalte) und chemische Analysen (vor allem die SiO_2-Bestimmung der Feinböden und des Schluffs) gute Indikatoren für eine Lößbeimengung darstellen. Weiter-

hin geben die Quarzbestimmung und die tonmineralogische Untersuchung der Kolloidfraktion wertvolle Hinweise.

Ein Vergleich der Molekularverhältnisse gebundene SiO_2/gebundene R_2O_3 (als Ausdruck der chemischen Zusammensetzung der Kolloidfraktion) und der Staubschluffgehalte (als Ausdruck der Lößbeimengung) läßt bei den Profilen auf Tonschiefer keinen Einfluß der ortsfremden Lößbeimengung erkennen. Dies deutet darauf hin, daß sich die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß hervorgegangenen Tonkolloide in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht wesentlich unterscheiden.

Eine Gegenüberstellung der T-Werte und der Äthylenglykolanlagerung mit den Staubschluffgehalten läßt in den Profilen T V und T VI gegenüber T I und T II einen positiven Einfluß der ortsfremden Lößbeimengungen vermuten, indem höhere Staubschluffgehalte allgemein höhere T-Werte und Äthylenglykolanlagerungswerte hervorrufen. Die Kombination mehrerer Werte (y-Wert) dürfte aber ein besseres Bild ergeben, da geringe Abweichungen innerhalb der einzelnen Untersuchungsergebnisse ausgeglichen werden. Aufgrund des y-Wertes unterscheiden sich die Tonminerale in den Tonschieferprofilen nicht wesentlich.

Die bisher angeführten kolloidchemischen Werte deuten auf ein Vorherrschen illitischer Minerale hin.

Aufgrund der Röntgenaufnahmen konnten Illit, Kaolinit und ein Mineral mit einer Gitteraufweitung bis 14 A identifiziert werden. Die zuletzt genannte Komponente kontrahierte beim Erhitzen auf 12,2 A woraus geschlossen wurde, daß entweder Vermikulit mit Einlagerungen in die Gitterzwischenschichten oder ein Wechsellagerungsmineral vorlagen.

Illit bildet in allen Proben das Haupttonmineral. In den vom Löß am stärksten beeinflußten Profilen (T I, T V, T VI) ist der Illitgehalt und zum Teil auch der Kaolinitgehalt am höchsten, während bei Chlorit und der 14 A-Komponente keine Tendenzen sichtbar sind.

In allen Profilen auf Basalt nehmen in den Kolloidfraktionen innerhalb eines jeden Profiles die Molekularverhältnisse SiO_2/R_2O_3, geb. SiO_2/geb. R_2O_3, die T-Werte, das Äthylenglykol-Anlagerungsvermögen und die y-Werte mit zunehmender Tiefe zu. Daraus könnte geschlossen werden, daß, vor allem in den Zersatzhorizonten der Profile B II und B III, der Einfluß des Basaltes stärker in den Vordergrund tritt, während zu den Oberböden hin der zunehmende Einfluß der Lößbeimengung erniedrigend auf die chemischen und physikochemischen Werte wirkt. Bei einer Gruppierung der einzelnen Horizonte nach steigendem Staubschluffgehalt ergibt sich, daß die am stärksten von Löß beeinflußten Horizonte (Ausnahme B IV/B_2) die geringsten Molekularverhältnisse geb. SiO_2/geb. R_2O_3 zeigen.

Die Sorptionskapazitäten und die Werte für die Äthylenglykol-Anlagerung an der inneren Oberfläche zeigen ebenfalls eine Abnahme mit zunehmendem Staubschluffgehalt. Dabei tritt aber, im Gegensatz zu den Molekularverhältnissen, eine Umkehrung der Gruppierung ein, indem die Horizonte der Profile I und II absolut geringere Werte aufweisen. Auch der y-Wert läßt diese Tendenzen erkennen.

Wie in der Tonschieferprofilreihe, so herrscht auch in der Profilreihe auf Basalt Illit vor. Dieser ist wiederum in den vom Löß am meisten beeinflußten Profilen am stärksten vertreten. Der Kaolinit tritt im Lößlehmprofil B IV am stärksten auf, in welchem

auch der Anteil des 14 A-Minerales (Vermikulit) auffallend hoch ist. Eine Gegenüberstellung der röntgenographischen Daten und der y-Werte zeigt, daß die Horizonte ohne Chloritanteil die höchsten y-Werte aufweisen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Einfluß ortsfremder Lößbeimengungen auf die tonmineralogische Zusammensetzung der Kolloidfraktion und deren physikochemisches Verhalten sich vor allem in der Basaltprofilreihe auswirkt, während der Einfluß in der Tonschieferprofilreihe zurücktritt.

F. Zusammenfassung

2 Profilreihen auf 2 Muttergesteinen (Tonschiefer und Basalt), an deren Aufbau, in Abhängigkeit von der Lage, Löß mehr oder weniger stark beteiligt ist, wurden chemisch, kolloidchemisch und tonmineralogisch untersucht.

Die Ergebnisse sind folgende:

1. Die Staubschluffgehalte der Feinböden, sowie die Gesamtkieselsäuregehalte von Feinböden und Schluff, lassen den Grad der Lößbeimengungen gut erkennen.

2. Die SiO_2/R_2O_3-Molekularverhältnisse von Feinböden und Schluff zeigen infolge der starken Beeinflussung durch Löß keine Abhängigkeit vom Ausgangsgestein.

3. Die Kolloidfraktion zeigt gegenüber dem Ausgangsgestein eine Abnahme der Kieselsäure und eine Zunahme der Sesquioxyde; dies bedingt eine Verringerung der SiO_2/R_2O_3- und SiO_2/Al_2O_3-Verhältnisse. Die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß hervorgegangenen Tonkolloide unterscheiden sich hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung kaum. In den Profilen auf Basalt scheint eine Lößbeimengung eine Verengung der Molekularverhältnisse geb. SiO_2/geb. R_2O_3 hervorzurufen.

4. Die Quarzgehalte der Kolloidfraktion zeigen eine Abhängigkeit vom Lößgehalt des Ausgangsmaterials.

5. Das freie Eisen nimmt mit wenigen Ausnahmen vom Oberboden zum Zersatz hin zu.

6. Der Gehalt von nicht im Gitter der Tonminerale gebundenen Aluminium steigt vom Zersatz zum Oberboden hin an.

7. Der Einfluß der organischen Substanz und des freien Eisens auf die Sorptionskapazität der Kolloidfraktion wird untersucht und diskutiert.

8. Die Oxydation der organischen Substanz mit 10%-igem Wasserstoffperoxyd ist nicht vollkommen. In den Kolloiden der Oberböden erreicht sie einen höheren Grad als im Zersatz.

9. Die Schluffraktion besitzt zum Teil eine recht hohe Sorptionskapazität, die nicht allein durch ihren Gehalt an organischer Substanz erklärt werden kann.

10. Die T-Werte der Kolloidfraktion der Profilreihe auf Tonschiefer fallen in den Bereich der Illit- und Chloritgruppe. Die T-Werte der Profilreihe auf Basalt liegen zum Teil im oberen Bereich der Illitgruppe, zum Teil im Grenzbereich Illit–Montmorillonit–Vermikulit.

11. Die Schluffraktion besitzt ein beträchtliches Anlagerungsvermögen für Äthylenglykol.

12. Die Äthylenglykolanlagerung der Kolloidfraktion der Profilreihe auf Tonschiefer liegt im Bereich der Illitgruppe, in der Profilreihe auf Basalt im Grenzbereich Illit–Montmorillonit–Vermikulit.

13. Eine Abhängigkeit der Gesamt-K_2O-Gehalte von der Lage der Profile und dem Lößanteil ist nicht zu erkennen.

14. Die y-Werte der Profile auf Tonschiefer liegen im mittleren Illitbereich. Die aus den beiden Komponenten Tonschiefer und Löß hervorgegangenen Tonkolloide unterscheiden sich hinsichtlich ihrer physikochemischen Zusammensetzung kaum. Die y-Werte der Kolloidfraktion der Profile auf Basalt liegen im oberen Illitbereich. Hier besteht die Tendenz des abnehmenden y-Wertes mit zunehmender ortsfremder Lößbeimengung.

15. Die Röntgenanalyse ergab in der Kolloidfraktion der Profile auf Tonschiefer Illit als vorherrschendes Tonmineral. Daneben wurden Kaolinit, Chlorit und eine 14 A-Interferenz festgestellt, die beim Erhitzen auf 12 A kontrahierte. Sie könnte als Vermikulit mit stabilen Einlagerungen in die Gitterzwischenschichten oder als Wechsellagerungen identifiziert werden.

16. Auch in den Profilen auf Basalt ist Illit die Hauptkomponente. Weiterhin bilden Kaolinit, Chlorit und Vermikulit den Tonmineralbestand.

17. Mit abnehmendem Lößgehalt tritt in beiden Profilreihen der Illitanteil zurück.

18. Die Differentialthermoanalyse bestätigt die physikochemischen und röntgenographischen Ergebnisse.

G. Anhang

I. Tabellen

Tab. 1. Ergebnisse der Schlämmanalyse

Profil	Horizont	Steine	Grus	Ton	Feinschluff	Grobschluff	Feinsand 1	Feinsand 2	Grobsand	Staubschluff
T I	NA	35,8	13,6	18,6	9,0	23,9	22,2	9,0	17,3	55,1
	B/C	61,2	20,2	25,0	9,0	19,0	25,2	8,7	13,1	53,1
T II	A	69,9	35,2	27,1	12,7	16,3	11,7	7,7	24,4	40,7
	A/C	75,6	21,4	29,3	10,1	17,7	9,8	7,7	25,4	37,6
T III	A	53,4	23,5	32,6	9,8	19,9	11,8	10,2	15,7	41,5
	B/C	69,7	22,1	29,5	9,4	16,3	15,2	10,8	18,8	40,9
T IV	A	44,7	22,7	25,4	11,1	25,2	16,7	5,6	16,0	53,0
	A/C	58,5	11,7	25,1	9,7	25,1	17,2	7,0	15,9	52,0
T V	A	30,8	12,1	20,3	9,1	28,2	25,8	6,0	10,6	63,1
	B	50,9	10,6	20,5	8,1	31,3	24,7	5,5	9,9	64,1
	B/C	62,7	8,8	15,9	7,8	31,1	28,2	4,6	12,2	67,1
T VI	NE	32,0	11,7	18,0	7,5	26,9	26,7	6,7	14,2	61,1
	E	34,9	12,5	17,0	9,3	26,5	28,1	6,3	12,8	63,9
B I	A	13,1	7,3	19,1	9,2	26,4	29,7	9,1	6,5	65,3
	A/C	41,2	13,7	21,6	10,4	25,3	27,4	9,2	6,1	63,1
B II	A	7,4	6,1	17,8	10,3	29,6	28,1	9,0	5,2	68,0
	B	18,3	9,8	19,8	8,8	26,1	31,1	8,3	5,9	66,0
	B/C	65,5	16,3	25,8	6,3	20,5	25,9	9,9	11,6	52,7
B III	A	2,9	3,1	16,8	6,6	29,9	35,9	6,8	4,0	72,4
	B	7,9	8,1	21,8	6,1	26,8	34,7	6,4	4,2	67,6
	B/C	8,9	7,5	25,2	8,9	17,7	28,2	9,9	10,1	54,8
B IV	A	—	1,1	16,5	6,3	31,2	41,0	3,2	1,8	78,5
	B_1	—	0,5	17,0	5,7	30,9	42,6	2,5	1,3	79,2
	B_2	—	0,3	24,5	5,2	27,0	40,8	1,3	0,7	73,0

Anmerkungen zur Tabelle:

Korngrößeneinteilung bei der mechanischen Analyse:

Steine:	größer als 5 mm in Prozent des Gesamtbodens	Ton:	kleiner als 0,002 mm
		Feinschluff:	0,002—0,006 mm
Grus:	5—2 mm in Prozent des steinfreien Bodens	Grobschluff:	0,006—0,02 mm
		Feinsand 1:	0,02 —0,06 mm
		Feinsand 2:	0,06 —0,2 mm
Spalten Ton—Grobsand in Prozent des Feinbodens		Grobsand:	0,2 —2,0 mm

In der Spalte „Staubschluff" sind jeweils die Werte von Feinschluff, Grobschluff und Feinsand 1 zusammengefaßt.

Tab. 2. Die chemische Zusammensetzung und die Molekularverhältnisse der Feinböden, des Schluffs und der Kolloidfraktion

Profil	Horizont		SiO_2 gesamt	SiO_2 gebunden	SiO_2 frei	Al_2O_3	Fe_2O_3 gesamt	Fe_2O_3 gebunden	Fe_2O_3 frei	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ gesamt	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$ gesamt	pH
T I	NA	F	66,81	—	—	13,10	7,17	5,31	1,86	6,42	8,67	24,67	2,84	4,4
		S	71,05	—	—	11,47	5,74	4,02	1,72	7,87	10,53	32,87	3,05	—
		K	42,73	32,24	10,49	22,97	8,40	4,41	3,99	2,56	3,16	13,54	4,28	—
	B/C	F	66,83	—	—	10,06	6,41	4,47	1,94	8,10	11,43	27,75	2,43	3,9
		S	73,18	—	—	11,89	5,22	3,61	1,61	8,41	10,52	36,97	3,64	—
		K	43,15	32,85	10,30	24,45	9,44	5,63	4,36	2,40	3,01	12,15	4,06	—
T II	A	F	59,40	—	—	16,22	5,48	2,93	2,55	5,24	6,39	29,12	4,56	3,5
		S	66,16	—	—	10,49	8,43	5,98	2,45	7,14	10,78	20,57	1,89	—
		K	40,76	32,61	8,15	21,13	10,56	7,14	3,42	2,49	3,28	10,27	3,14	—
	A/C	F	58,27	—	—	12,74	7,96	5,23	2,73	5,54	7,76	19,40	2,50	3,7
		S	65,22	—	—	11,02	7,94	5,50	2,44	6,94	10,09	21,80	2,00	—
		K	43,27	38,75	4,52	26,72	11,06	6,95	4,11	2,18	2,75	10,41	3,80	—
T III	A	F	55,11	—	—	15,25	7,79	5,07	2,72	4,65	6,17	18,78	3,04	4,0
		S	57,24	—	—	13,14	7,66	3,73	3,93	5,41	7,33	19,79	2,89	—
		K	36,88	30,01	6,87	20,03	10,71	6,44	4,27	2,33	3,13	9,16	2,93	—
	B/C	F	56,44	—	—	16,70	10,13	7,48	2,65	4,14	5,73	14,92	2,60	4,2
		S	58,45	—	—	22,75	8,10	3,85	4,25	3,55	4,36	19,02	4,40	—
		K	38,15	32,68	5,47	18,86	12,09	7,93	4,69	2,43	3,43	8,39	2,43	—
T IV	A	F	66,30	—	—	8,09	9,50	7,34	2,16	7,97	13,92	18,64	1,34	3,7
		S	73,83	—	—	7,58	5,56	3.66	1,90	11,30	16,62	35,14	2,14	—
		K	43,62	35,71	7,91	16,50	11,11	6,73	4,38	3,12	4,49	9,14	2,31	—
	A/C	F	68,27	—	—	6,65	11,99	9,86	2,13	8,07	17,38	15,07	0,87	3,6
		S	79,07	—	—	7,19	4,77	3,43	1,34	13,20	18,85	44,00	2,33	—
		K	42,50	36,07	6,43	22,96	11,66	6,92	4,74	2,38	3,14	9,69	3,08	—
T V	A	F	70,13	—	—	9,61	7,40	5,66	1,74	8,29	12,34	25,22	2,04	3,8
		S	77,78	—	—	5,16	4,98	3,15	1,83	16,30	26,00	41,94	1,61	—
		K	45,20	34,82	10,38	21,35	11,42	7,14	4,28	2,69	3,59	10,52	2,95	—
	B	F	71,37	—	—	11,25	7,55	5,89	1,66	7,61	10,92	25,12	2,29	3,9
		S	81,11	—	—	7,24	3,85	2,71	1,14	14,20	19,01	56,25	2,96	—
		K	46,98	35,48	11,50	21,92	11,91	7,33	4,58	2,70	3,64	10,50	2,87	—

1. Fortsetzung von Tab. 2.

Profil	Horizont		SiO_2 gesamt	SiO_2 gebunden	SiO_2 frei	Al_2O_3	Fe_2O_3 gesamt	Fe_2O_3 gebunden	Fe_2O_3 frei	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ gesamt	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$ gesamt	pH
	B/C	F	73,64	—	—	10,17	7,79	6,11	1,68	8,24	12,32	24,89	2,02	3,8
		S	78,03	—	—	10,33	4,59	3,47	1,12	10,00	12,87	44,83	3,45	—
		K	48,60	38,37	10,23	21,85	11,72	6,77	4,95	2,82	3,87	11,04	2,94	—
T VI	NE	F	69,73	—	—	10,42	6,31	4,54	1,77	8,17	11,37	29,00	2,55	4,1
		S	78,61	—	—	8,86	4,42	3,13	1,29	11,50	15,23	46,79	3,07	—
		K	40,21	31,13	9,08	20,57	10,33	5,48	4,85	2,50	3,29	10,36	3,13	—
	E	F	71,36	—	—	10,48	6,83	4,94	1,89	8,08	11,46	27,44	2,59	3,9
		S	80,18	—	—	6,20	4,32	3,07	1,25	14,80	22,17	49,26	2,22	—
		K	42,58	33,24	9,34	23,89	9,96	4,69	5,27	2,40	3,03	11,38	3,78	—
		G	75,64	—	—	7,14	9,11	—	—	9,92	18,00	22,11	1,23	—
B I	A	F	55,63	—	—	11,72	10,81	—	—	5.06	8,05	13,32	1,69	3,9
		S	68,69	—	—	7,60	8,20	—	—	9,07	15,25	22,43	1,47	—
		K	41,07	34,58	6,49	20,08	11,77	6,50	5,27	2,58	3,58	9,19	2,68	—
	A/C	F	57,13	—	—	15,13	10,69	—	—	4,40	6,38	14,19	2,22	3,8
		S	68,26	—	—	7,65	9,87	—	—	8,06	14,72	17,81	1,21	—
		K	42,85	36,03	6,82	15,33	13,55	7,67	5,88	3,03	4,73	8,45	1,77	—
B II	A	F	60,47	—	—	7,62	12,34	—	—	6,68	13,62	13,09	0,96	4,3
		S	68,26	—	—	7,10	9,23	—	—	8,88	16,24	19,61	1,20	—
		K	44,28	37,00	7,28	16,64	14,14	8,04	6,09	2,98	4,63	8,41	1,85	—
	B	F	61,11	—	—	8,82	12,59	—	—	6,16	11,83	12,87	1,09	4,1
		S	74,86	—	—	5,76	8,78	—	—	11,13	21,85	22,65	1,04	—
		K	44,14	38,07	6,07	16,19	13,64	7,19	6,45	3,13	4,87	8,59	1,86	—
	B/C	F	57,11	—	—	7,44	12,57	—	—	6,26	13,02	12,04	0,92	4,5
		S	65,94	—	—	6,64	10,72	—	—	8,19	16,52	16,27	0,98	—
		K	42,75	37,83	4,92	14,28	12,44	7,03	5,41	3,26	5,07	9,10	1,80	—
B III	A	F	65,29	—	—	9,20	8,43	5,41	3,02	7,60	12,07	20,51	1,70	3,9
		S	73,14	—	—	9,36	7,10	4,96	2,14	8,96	13,24	18,45	2,09	—
		K	42,38	35,94	6,44	21,76	11,51	5,69	5,82	2,50	3,33	9,72	2,96	—
	B	F	63,47	—	—	8,85	11,00	8,04	2,96	6,84	12,26	15,46	1,26	3,9
		S	78,59	—	—	6,86	7,02	5,72	1,30	11,90	19,54	29,74	1,54	—
		K	42,77	34,84	7,93	19,86	13,85	7,62	6,23	2,58	3,74	8,23	2,25	—

2. Fortsetzung von Tab. 2

Profil	Horizont		SiO_2 gesamt	SiO_2 gebunden	SiO_2 frei	Al_2O_3	Fe_2O_3 gesamt	Fe_2O_3 gebunden	Fe_2O_3 frei	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ gesamt	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$ gesamt	pH
	B/C	F	54,58	—	—	8,08	14,42	10,59	3,83	5,41	11,62	10,10	0,87	4,7
		S	69,51	—	—	8,46	9,88	7,89	1,99	7,98	13,94	18,66	1,34	—
		K	43,45	35,74	7,71	17,73	14,40	9,57	4,83	2,79	4,24	8,00	1,93	—
B IV	A	F	77,24	—	—	2,12	9,52	7,27	2,25	16,27	64,30	21,79	0,34	3,8
		S	85,05	—	—	2,19	3,11	2,53	0,58	34,59	65,90	72,82	1,11	—
		K	45,72	36,63	9,09	19,67	12,27	8,16	4,11	2,85	4,00	9,87	2,45	—
	B_1	F	77,15	—	—	5,10	7,26	5,70	1,56	13,52	25,68	28,33	1,10	3,9
		S	82,96	—	—	4,16	3,58	2,58	1,00	21,42	32,92	62,77	1,86	—
		K	46,29	37,70	8,59	23,17	12,21	7,02	5,19	2,60	3,50	10,13	2,97	—
	B_2	F	74,26	—	—	7,33	8,17	5,99	2,18	11,04	20,19	24,22	1,20	4,1
		S	81,22	—	—	5,72	3,95	2,77	1,18	16,82	24,32	54,49	2,24	—
		K	48,45	40,71	7,74	22,06	13,71	8,21	5,50	2,73	3,86	9,45	2,52	—
		G	42,58	—	—	10,63	14,49	—	—	3,60	6,69	7,79	1,16	—

Anm: F = Feinboden, S = Schluff, K = Kolloid, G = Gestein

Tab. 3. Humusgehalte (in Prozent Feinboden, bzw. Schluff, bzw. Ton)

Profil	Horizont	Feinboden	Schluff	Ton unbehandelt	Ton, Humus zerstört mit H_2O_2	% Humus zerstört
			Profile auf Tonschiefer			
T I	NA	3,84	2,97	6,20	0,68	90,3
I	B/C	1,75	1,50	2,90	0,32	89,7
T II	A	6,12	3,92	5,88	0,47	92,1
II	A/C	1,94	1,97	2,40	0,31	87,1
T III	A	6,67	5,72	8,26	1,67	79,8
III	B/C	3,18	2,47	5,42	1,78	67,2
T IV	A	3,86	2,39	6,84	0,63	90,8
IV	A/C	2,06	1,13	2,97	0,39	86,9
T V	A	3,68	1,55	6,22	0,47	92,5
V	B	1,86	0,77	3,10	0,30	90,1
V	B/C	0,43	0,34	1,75	—	100,0
T VI	NE	3,10	1,39	5,75	0,67	88,4
VI	E	1,34	0,52	3,43	1,39	59,5
			Profile auf Basalt			
B I	A	8,87	2,37	11,91	1,04	91,3
I	A/C	5,94	2,12	8,25	1,13	86,4
B II	A	6,93	3,35	7,72	0,93	88,0
II	B	2,87	0,77	6,69	0,92	86,3
II	B/C	1,89	0,70	4,22	0,93	78,0
B III	A	5,68	1,65	10,07	1,27	87,4
III	B	2,27	—	5,95	1,09	81,7
III	B/C	0,82	—	4,65	0,86	81,6
B IV	A	2,87	0,46	8,59	1,19	86,2
IV	B_1	0,79	1,13	3,95	0,95	76,0
IV	B_2	0,31	0,59	1,24	0,88	93,0

Tab. 4. Sorptionskapazitäten der Feinböden, der unbehandelten und behandelten Kolloidfraktion in mval/100 g Boden bzw. Kolloid

Profil	Horizont	Feinboden	Ca-Ton unbehandelt	Ca–Ton Humus zerstört	Ca–Ton Eisen entfernt	Ca–Ton Humus zerstört u. Eisen entfernt	Ca–Ton „unbehandelt" = 100		
							Ca–Ton Humus zerstört	Ca–Ton Eisen entfernt	Ca–Ton Humus zerstört u. Eisen entfernt
				I. Profile auf Tonschiefer					
T I	NA	14,46	47,31	20,69	34,85	22,12	43,7	73,6	46,7
I	B/C	10,85	37,04	23,35	29,69	20,44	63,0	80,1	55,1
T II	A	15,46	28,78	21,37	31,28	22,44	74,2	108,6	77,9
II	A/C	8,92	24,97	21,63	23,61	21,27	86,6	94,5	85,1
T III	A	17,95	43,97	40,86	49,92	38,06	92,9	113,3	86,5
III	B/C	12,65	34,68	25,90	35,12	33,30	74,6	101,2	96,0
T IV	A	13,10	32,85	25,90	48,27	38,09	78,8	146,9	115,9
IV	A/C	17,32	29,38	28,67	30,75	28,61	97,5	104,6	97,3
T V	A	10,53	29,53	25,32	31,41	25,25	85,7	106,3	85,5
V	B	7,41	26,40	24,05	27,24	26,87	91,0	103,1	101,7
V	B/C	5,13	24,40	28,01	27,51	29,02	104,7	112,7	118,9
T VI	NE	12,64	50,26	28,46	49,35	24,37	56,6	98,1	48,4
VI	E	8,20	36,08	28,16	31,63	26,83	78,0	87,6	74,3
				II. Profile auf Basalt					
B I	A	31,93	63,55	35,23	62,20	39,71	55,5	97,5	62,4
I	A/C	24,41	52,10	36,66	49,54	39,74	70,3	95,0	76,2
B II	A	26,54	40,30	36,02	56,25	39,34	89,3	139,5	97,6
II	B	20,26	36,19	29,23	37,05	43,45	80,7	102,3	120,0
II	B/C	26,19	39,62	46,69	48,90	50,17	119,4	123,4	126,6
B III	A	29,98	65,95	63,04	67,65	47,95	95,5	102,5	72,7
III	B	23,54	56,45	54,54	59,46	54,66	96,6	105,3	96,8
III	B/C	33,79	55,17	49,85	59,15	56,45	90,3	107,2	102,3
B IV	A	15,99	60,70	35,07	48,09	46,97	57,7	79,2	77,3
IV	B_1	12,12	44,64	38,24	43,99	49,79	85,6	98,5	106,9
IV	B_2	16,23	48,38	44,80	52,77	50,52	92,6	109,0	104,4

Tab. 5. Sorptionskapazität des Schluffes mval/100 g

Profil	Horizont	T–Wert mval/100g	% org. Subst.
T II	A	7,49	3,92
T II	A/C	4,28	1,97
B III	A	14,81	1,65
B III	B	7,50	0,00
B III	B/C	16,55	0,00

Tab. 6. Äthylenglykol-Anlagerung des Schluffes

Profil	Horizont	mg/g Anlagerung an			Gesamt=100 Innere =	mg Äthyl. je mval
		Gesamt-	Innere-Oberfläche	Äußere-		
T II	A	14,95	11,07	3,88	74,0	1,29
T II	A/C	11,38	8,36	3,02	73,4	2,66
B III	A	22,43	18,06	4,37	80,5	1,58
B III	B	11,77	9,77	2,00	83,0	1,57
B III	B/C	30,90	26,28	4,62	85,0	1,87

Tab. 7. Molekularverhältnisse geb. SiO_2/geb. R_2O_3, K_2O-Gehalte, Äthylenglykol-Anlagerung, Sorptionskapazität und y-Wert der Kolloidfraktion

Profil	Horizont	geb. SiO_2/ geb. R_2O_3	K_2O %	Äthylenglykol.Anlagerung in mg/g			T-Wert Humus zerstört u. freie Eisen entfernt	y-Wert
				Gesamt-	Innere-Oberfläche	Äußere-		
T I	NA	2,11	4,70	37,9	18,6	19,3	22,12	9,9
T I	B/C	1,89	5,36	34,3	22,3	12,0	20,44	9,3
T II	A	2,19	5,08	34,5	19,1	15,4	22,44	9,0
T II	A/C	2,10	5,78	30,2	18,1	12,1	21,27	9,1
T III	A	2,10	4,46	43,9	19,7	24,2	38,06	10,8
T III	B/C	2,31	5,51	43,9	19,3	24,7	33,30	10,7
T IV	A	2,91	5,85	34,2	17,0	17,2	38,09	11,8
T IV	A/C	2,23	5,75	32,3	17,8	14,5	28,61	10,3
T V	A	2,27	3,97	42,2	28,5	14,2	25,25	10,2
T V	B	2,26	4,45	44,2	32,4	11,8	26,87	11,3
T V	B/C	2,48	4,61	43,3	29,0	14,4	29,02	11,2
T VI	NE	2,87	4,69	49,1	34,1	14,4	24,37	11,2
T VI	E	2,09	4,82	38,6	21,6	17,0	26,83	10,0
B I	A	2,37	2,59	55,6	37,7	17,9	39,71	13,1
B I	A/C	3,00	3,01	57,6	39,7	17,9	39,74	13,6
B II	A	2,95	3,08	56,1	38,7	17,4	39,34	13,4
B II	B	3,10	3,27	56,6	38,2	18,4	43,45	14,1
B II	B/C	3,50	2,10	81,0	54,3	26,7	50,17	16,8
B III	A	2,40	2,42	87,7	60,1	27,6	47,95	17,7
B III	B	2,41	2,41	96,4	73,4	23,0	54,66	20,3
B III	B/C	2,56	2,26	107,2	81,3	25,9	56,49	21,6
B IV	A	2,54	2,84	68,1	47,7	20,4	46,97	15,8
B IV	B_1	2,30	3,35	73,9	52,2	21,7	47,75	16,7
B IV	B_2	3,14	2,87	98,8	71,9	26,9	50,52	18,2

Tab. 8. Intensitäten der in den Proben auftretenden wichtigsten Interferenzen

Profile		Illit	Kaolinit	Chlorit	14 A
T I	NA	6	2	0	1
	B/C	5	3	3	1
T II	A	3	2	0	3
	A/C	5	4	0	4
T III	A	1	3	1	2
	B/C	3	4	1	1
T IV	A	2	4	1	3
	A/C	3	4	1	3
T V	A	4	4	2	1
	B	5	5	1	3
	B/C	6	5	2	3
T VI	NE	5	4	1	2
	E	4	4	1	2
B I	A	1	2	1	2
	A/C	3	4	1	2
B II	A	2	3	1	1
	B	3	4	1	3
	B/C	2	3	1	1
B III	A	4	3	0	2
	B	2	3	0	1
	B/C	4	4	0	2
B IV	A	3	4	1	4
	B_1	4	5	1	3
	B_2	4	5	0	4

Anm.: Die Interferenzen gliedern sich wie folgt:
0 = nicht vorhanden, 1 = sehr schwach, 2 = schwach, 3 = schwach-mittel, 4 = mittel, 5 = mittel-stark, 6 = stark.

II. Methoden

1. p_H in KCL
2. Schlämmanalyse nach Lüttmer und Jung (1955)
3. Organische Substanz nach Rauterberg und Kremkus (1951) [siehe Thun, Herrmann und Knickmann (1955), S. 48 f.]
4. T-Wert nach Mehlich (1948)
5. Gesamtgehalt an SiO_2, Al_2O_3 und Fe_2O_3 nach Jakob (1952)
6. Gesamtkaliumgehalt modifiziert nach Jackson (1958)
7. Quarzgehalt der Kolloidfraktion nach Line und Aradine (1937)
8. Freies Eisen nach Deb (1950)
9. Freies Aluminium nach Foster (1953) und Sandell (1957)
10. Äthylenglykolanlagerung nach Dyal und Hendricks (1950); Berechnung des y-Wertes nach Martin und Russell (1952)
11. Zerstörung der organischen Substanz mit 10%iger Wasserstoffperoxydlösung
12. Röntgenanalyse: Röntgenapparatur Müller Mikro 70; Co-Anode; Belichtungszeit 20 Minuten bei 21 kV und 24 mA. Sino-Röntgenfilm (Agfa), OP-Röntgenentwickler (Agfa). Texturkamera nach Jasmund, Texturaufnahmen nach Jasmund (1950).

13. Differential-Thermoanalyse: DTA-Apparatur nach Linseis der Firma Gebr. Netzsch; Aufheizgeschwindigkeit 10°/min.; Meßkopf Pallaplat, Temperaturmessung Pt/Rh-Pt-Element. Probehalterung Pt-Hülsen. Vergleichssubstanz: totgebrannter Kaolinit.

Schriftenverzeichnis

ABRUNA, F. and SMITH, R. M.: Clay mineral types and related soil properties in Puerto Rico. — Soil Sci., **75**, S. 411—420, 4 Abb., 5 Tab., Baltimore 1953.

ALEXANDROWA, L. H.: Die Wechselwirkung der Huminsubstanzen mit dem mineralischen Teil des Bodens. — Pochvovedenie, **3**, S. 23—24, Moskau 1954 (russisch).

AMPHELL, G. B.: Ionenaustausch in Tonmineralien. — Endeavour, **17**, S. 149—155, 5 Abb., London 1958.

BARTLETT, J. B., RUBBLE, R. W. and THOMAS, R. P.: The influence of hydrogen peroxyde treatments on the exchange capacity of Maryland soils. — Soil Sci., **44**, S. 123—138, 10 Tab., Baltimore 1937.

BOWER, C. A. and GESCHWEND, F. B.: Ethylene glycol retention by soils as a measure of surface area and interlayer swelling. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **16**, S. 342—345, 1 Abb., 5 Tab., Madison 1952.

BOWER, C. A. and GOERTZEN, J. O.: Surface area of soils and clays by an equilibrium ethylene glycol method. — Soil Sci., **87**, S. 289—292, 2 Abb., 2 Tab., Baltimore 1959.

BRINDLAY, G. W. and RUSTOM, M.: Adsorption and retention of an organic material by montmorillonite in the presence of water. — Amer. Min., **43**, S. 627—640, Menasha 1958.

BROWN, G.: A semi-micro method for the preparation of soil clays for x-ray diffraction studies. — Journ. Soil Sci., **4**, S. 229—232, 2 Abb., Oxford 1953.

BROWN, B. E. and JACKSON, M. L.: Clay mineral distribution in the Hiawatha sandy soils of northern Wisconsin. — Clays and Clay Min., 5. Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals, Urbana (Illinois) Oct. 8—10, 1958, **566**, S. 213—266, 6 Abb., 3 Tab., Washington 1958.

CHOUDHRI, M. B. and STEVENSON, J. F.: Chemical and physicochemical properties of soil humic colloids: III. The extraction of organic matter from soils. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **21**, S. 508—513, 2 Abb., 3 Tab., Madison 1957.

DEB, B. C.: The estimation of free iron oxydes in soils and clays and their removal. — Journ. Soil Sci., **1**, S. 212—220, 8 Tab., Oxford 1950.

DION, H. G.: Iron oxyde removal from clays and its influence on base exchange properties and x-ray diffraction patterns of the clays. — Soil Sci., **58**, S. 411—424, 6 Tab., Baltimore 1944.

DIXON, J. B. and Sey, W. A.: Identification of clay minerals in the surface horizons of four Kentucky soils. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **21**, S. 603—607, 4 Abb., 2 Tab., Madison 1957.

DRISKELL, B. N.: Chemical characteristics of certain profiles of alluvial soils in the lower mississippi flood plains. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **18**, S. 140—143, 2 Tab., Madison 1954.

DYAL, R. S. and HENDRICKS, S. B.: Total surface of clays in polar liquids as a characteristic index. — Soil Sci., **69**, S. 421—432, 5 Abb., 3 Tab., Baltimore 1950.

EMERSON, W. W.: Complex formation between montmorillonite and high polymers. — Nature, **176**, S. 461, 2 Abb., London 1955.

— Organo-clay complexes. — Nature, **180**, S. 48—49, 1 Abb., London 1957.

ENSMINGER, L. E. and GIESEKING, J. E.: The adsorption of proteins by montmorillonitic clays and its effect on base exchange capacity. — Soil Sci., **51**, S. 125—132, Baltimore 1941.

EVANS, L. T. and RUSSELL, E. W.: The adsorption of humic and fulvic acids by clays. — Journ. Soil Sci., **10**, 119—132, 7 Abb., 3 Tab., Oxford 1959.

FOSTER, M.: Geochemical studies of clay minerals: III. The determination of free silica and aluminia in montmorillonites. — Geochim. Cosmochim., **3**, S. 143—154, 4 Abb., 6 Tab., London 1953.

Frei, E. and Cline, M. G.: Profile studies of normal soils of New York. — Soil Sci., **68**, S. 333—334, 16 Abb., 2 Tab., Baltimore 1949.

Gastuche, M. C., Vulvoye, L. et Doudeyne, P.: Dosage de l'oxyde d'aluminium libre dans les argiles. — Pedologie, **7**, S. 74—88, 3 Abb., 9 Tab., Brüssel 1957.

Grim, R. E.: Clay Mineralogy. McGraw-Hill Series in Geologie; McGraw-Hill Book-Company, Inc., New York 1953.

Hallsworth, E. G. and Wilkinson, G. K.: The contribution of clay and organic matter to the cation exchange capacity of the soil. — Journ. Agri. Sci., **51**, S. 1—3, London 1958.

Harrison, J. L. and Murray, H. H.: Clay mineral stability and formation during weathering. — Clays and Clay Min., 6. Nat. Conf. on Clays and Clay Min., Berkeley (Californien), Aug. 19—23, 1957, S. 144—153, 5 Abb., 1 Tab., London 1959.

Heinonen, R.: Über die Umtauschkapazität des Bodens und verschiedener Bodenbestandteile in Finnland. — Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., 88, (133), S. 49—59, 3 Abb., 3 Tab., Weinheim/Bergstr. und Berlin 1960.

Hendricks, S. B.: Base exchange of the clay mineral montmorillonite for organic cations and its dependence upon adsorption due to van der Waal forces.— Journ. of Phys. Chem., **45**, S. 65—81, 8 Abb., 3 Tab., New York 1941.

Herberhold, R.: Über die Zusammensetzung und die Eigenschaften von Tonkolloiden in Abhängigkeit von den Entstehungs- und Umweltbedingungen. — Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch., **82**, S. 269—302, 8 Abb., 24 Tab., Wiesbaden 1954.

Houng-Kun-Huang and Chen-Tsen-Tuo: Certain physicochemical properties of the Pinchenclay and the function of its free iron oxyde and organic matter. — Soil Sci., Soc. Am. Proc., **23**, S. 270—273, 2 Abb., 5 Tab., Madison 1959.

Huffmann, H.: Mineralogische Untersuchungen an 5 Bodenprofilen über Basalt, Muschelkalk, Buntsandstein. — Heidelb. Beitr. Min. u. Petr., **4**, S. 67—88, 3 Abb., 18 Tab., Berlin, Göttingen, Heidelberg 1954/55.

Jackson, M. L.: Soil Chemical Analyses. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York 1958.

Jakob, J.: Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Verlag Birkhäuser, Basel 1952.

Jarilova, E. A. und Parfenowa, E. I.: Neugebildete Tonminerale in den Böden. — Bodenkunde, **9**, S. 37—58, Moskau 1957 (russ.), ref.: Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **82**, (127), S. 82, Weinheim/Bergstr. und Berlin 1958.

Jasmund, K.: Texturaufnahmen von blättchenförmigen Mineralen submikroskopischer Größenordnung in einer Debye-Scherrer-Kamera. — N. Jb. für Mineral., (Monatshefte), S. 63—72, Stuttgart 1950.

— Die silikatischen Tonminerale. 2. Auflage, Verlag Chemie, GmbH., Weinheim/Bergstr. 1955.

Jeyasulan, K. N. and Matthews, B. C.: Chemical properties of southern Ontario soils. — Canad. Journ. of Agri. Sci., Vol., **36** Nr. 5, S. 394—400, Ottawa 1956.

Joffe, J. L. and Kunin, R.: Mechanical seperates and their fractions in the profile: II. The cation exchange properties and pedogenic implications. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., 8, S. 384—387, 8 Tab., Morgantown 1944.

Jung, E.: Zur Kenntnis der Ton-Humusbindung. — Bodenkde. u. Pflzern., **32**, S. 325—336, 2 Abb., 3 Tab., Berlin 1943.

Karim, A.: A mineralogical study of the colloid fraction of some great soil groups with particular reference to illite. — Journ. Soil Sci., **5**, S. 140—144, 1 Abb., 2 Tab., Oxford 1954.

— and Islam, E.: A study of ion-exchange properties of silt. — Soil Sci., 82, S. 433—436, 2 Tab., Baltimore 1956.

Kinter, E. B. and Diamond, S.: A new method for preparation and treatment of oriented aggregates specimens of soil clay for x-ray diffraction analyses. — Soil Sci., 81, S. 111—120, 4 Abb., 1 Tab., Baltimore 1956.

— — Gravimetric determination of monolayer glycerol complexes of clay minerals. — Clays and Clay Min., 5. Nat. Conf. on Clays and Clay Min., Urbana (Illinois), Oct. 8—10 1956, **566**, 5 Abb., 5. Tab., S. 318—333, Washington 1958.

KINTER, E. B. and DIAMOND, S.: Surface area of clay minerals as derived from measurements of glycerol retention. — Clays and Clay Min., 5. Nat. Conf. on Clays and Clay Min., Urbana (Illinois) Oct. 8—10, 1956, **566**, S. 334—347, 2 Abb., 2 Tab., Washington 1958.

KÖSTER, W.: Mineralogische und chemische Untersuchungen an Marschen des Ems- und Weser-Jade-Gebietes. — Dissertation, Hannover 1957.

KURON, H., Preusse, H.-U. und FÖHRENBACHER, A.: Kolloidchemische und tonmineralogische Untersuchungen an zwei Profilen der Wesermarsch. — Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **92**, (137), S. 233—247, 3 Abb., 11 Tab., Weinheim/Bergstr. und Berlin 1961.

LEENHEER, L. de and Appelmans, F.: Influence of the treatment of soil samples with H_2O_2 on the exchange capacity of the mineral soil fraction. — V. Int. Cong. Soil Sci., Leopoldville II, S. 329—334, 1954.

LEHMANN, H., DAS, S. S. und Paetsch, H. H.: Die Differentialthermoanalyse. — Tonindustrie-Zeitung und Keramische Rundschau, 1. Beiheft, 52 S., 59 Abb., 14 Taf., Goslar.

LINE, W. R. and ARADINE, P. W.: Determination of quartz in the presence of silicates. — Industr. and Engeneering Chemistry, **9**, S. 60—63, Washington 1937.

LIPPMANN, F.: Die Tonuntersuchung mit der Differentialthermoanalyse. — Ziegelindustrie, **18**, 1. Beiheft, S. 747—754, 8 Abb., Wiesbaden 1953.

LÜTTMER, J. und JUNG, L.: Über die Eignung des Natrium-Pyrophosphates zur Dispergierung bei der mechanischen Bodenanalyse. — Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch., **83**, S. 282—291, 1 Abb. 13 Tab., Wiesbaden 1955.

MAREL, H. W. v. d.: Quantitative differential thermal analyses of clay and other minerals. — Am. Min., **41**, S. 222—244, Menasha 1956.

MARTIN, R. T. and RUSSELL, M. B.: Clay minerals of four southern New York soils. — Soil Sci., **74**, S. 267—279, 3 Abb., 8 Tab., Baltimore 1952.

— Ethylene glycol retention by clays. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **19**, S. 160—169, 3 Abb., 5 Tab., Madison 1955.

MCALEESE, D. M. and MITCHELL, W. A.: Studies on the basaltic soils of Northern Ireland: IV. Mineralogical studies of the clay seperates ($< 2\mu$). — Journ. Soil Sci., **2**, S. 76—80, 1 Tab., Oxford 1958.

— Studies on the basaltic soils of Nothern Ireland: V. Cation-Exchange capacities and mineralogy of the silt separates ($2—20\mu$). — Journ. Soil Sci., **9**, S. 81—88, 1 Tab., Oxford 1958.

MCLEAN, E. O., HEDDLESON, M. R., BARTLETT, R. J. and HOLOWAYSCHUK, N.: Aluminium in soils: Extraction methods and magnitudes in clays and Ohio soils. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **22**, S. 382—387, 4 Tab., Madison 1958.

MEHLICH, A.: Determination of cation and anion exchange properties of soils. — Soil Sci., **60**, S. 429—446, Baltimore 1948.

MEHRA, P. O. and JACKSON, M. L.: Constancy of the sum of mica unit cell potassium surface and interlayer sorption surface in vermiculite-illite-clays. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **23**, S. 101—105, 3 Abb., 5 Tab., Madison 1959.

MEYERS, H. E.: Physicochemical reactions between organic soil colloids as related to aggregate formation. — Soil Sci., **44**, S. 331—357, 5 Abb., 6 Tab., Baltimore 1937.

MITCHELL, B. D. and MACKENZIE, R. C.: Removal of free iron oxyde from clays. — Soil Sci., **77**, S. 173—184, 7 Tab., Baltimore 1954.

MORTLAND, M. M.: Specific surface and its relationship to some physical and chemical properties of soil. — Soil Sci. **78**, S. 343—347, 2 Abb., 1 Tab., Baltimore 1954.

MUMBRUM, L. E. de: Cristalline and amorphous soil minerals of the mississippi coastel terrace. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **24**, S. 185—189, 8 Abb., 5 Tab., Madison 1960.

— and BRUCE, R. R.: Mineralogy of three soils of the mississippi river alluvial plain. — Soil Sci., **89**, S. 333—337, 4 Abb., 2 Tab., Baltimore 1960.

MUNSELL Soil Color Charts. MUNSELL Color Company, Inc., Baltimore 2, Maryland, Edition 1954.

OLSON, L. C. and BRAY, R. H.: The determination of the organic base exchange capacity of soils. — Soil Sci., **45**, S. 483—496, 9 Tab., Baltimore 1938.

Penningsfeld, F.: Zur Kenntnis der Böden Albaniens. — Abh. R.-Amt Bodenforsch., N. F. **205**, 4 Taf., 20 Abb., Berlin 1942.

Pratt, P. F.: Effect of fertilizers and organic materials on the cation exchange capacity of an irrigated soil. — Soil Sci., **83**, S. 85—89, 1 Abb., 2 Tab., Baltimore 1957.

Prebble, R. E. and Stirk, G. B.: Effect of free iron oxyde on range of available water in soils. — Soil Sci., **88**, S. 213—217, 1 Tab., Baltimore 1959.

Preusse, H. U.: Untersuchungen über die Tonkolloide verschiedener hessischer Böden. — Notizbl. hess. L.-amt Bodenforsch., **85**, S. 354—379, 6 Abb., 26 Tab., Wiesbaden 1957.

Radoslovich, E. W.: Clay mineralogy of some australien redbrown earths. — Journ. Soil Sci., **9**, S. 242—251, 2 Abb., 3 Tab., Oxford 1958.

Reichenbach, G., Graf von: Untersuchung über Verteilung und Dynamik des Kaliums im Boden. — Dissertation, Göttingen 1957.

Rich, C. J.: Aluminium in interlayers of vermiculite. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **24**, S. 26 — 32, 5 Abb., 4 Tab., Madison 1960.

Robichet, O.: Methodes de dosage du fer. — Ann. Agron., **8**, S. 257—324, Paris 1957.

Sawhney, B. L.: Al-interlayers in soil clay minerals montmorillonite and vermiculite. — Nature, **182**, S. 1595—1596, London 1958.

— and Jackson, M. L.: Soil montmorillonite formulas. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **22**, S. 115—118, 1 Abb., 4 Tab., Madison 1958.

Scheffer, F. und Schachtschabel, P.: Die Bestimmung der Sorptionskapazität der organischen Substanz im Boden. — Bodenkde. u. Pflzern., **21/22**, S. 643, Berlin 1940.

— und Ulrich, B., Meyer, B. und Ohloffs, P.: Zur Frage der quantitativen röntgenographischen Untersuchung von Tonmineralgemischen. — Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **74**, (119), S. 243—247, 2 Abb. Weinheim/Bergstr. und Berlin 1956.

— ,Meyer, B. und Fölster, H.: Dreischicht-Tonminerale mit Aluminiumzwischenschichtbelegung in mitteldeutschen sauren Braunen Waldböden. — Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **92**, (137), S. 201—207, 2 Tab., Weinheim/Bergstr. und Berlin 1961.

— und Schachtschabel, P.: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. I. Teil Bodenkunde. 5. Auflage 1960, Verlag: Ferdinand Enke, Stuttgart 1960.

— und Ulrich, B.: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde: III. Teil. Humus und Humusdüngung. Band I, 2. Auflage 1960, Verlag: Ferdinand Enke, Stuttgart 1960.

Schneider, K. H.: Untersuchungen typischer Bodenprofile der Pfalz. — Mitt. Pollichia, (III) **5**, S. 24—81, 6 Abb., 41 Tab., Grünstadt/Pfalz 1958.

Schoen, U.: Kennzeichnung von Tonen durch Phosphatbindung und Kationenaustausch. — Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **63**, (108), S. 1—17, 1 Abb., 5 Tab., Weinheim/Bergstr. und Berlin 1953.

Schwertmann, U. und Politz, N.: Die Tonminerale in einigen Marschen und ihr Verhalten gegenüber Kalium. — Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **92**, (137), S. 220—230, 1 Abb., 2 Tab., Weinheim/Bergstr. und Berlin 1961.

Shinane, H. and Sudo, T.: A chloritic mineral found associated with vermiculite. — Clay Min. Bull., **3**, S. 297—301, Cambridge 1958.

Singh, S.: The formation of dark coloured clay-organic complexes in black soils. — Journ. Soil Sci., **7**, S. 43—58, 1 Abb., 14 Tab., Oxford 1956.

Smothers, W. J. and Chiang, Y.: Differential Thermal Analyses. Theory and Practice. Chemical Publishing Co., New York 1958.

Stefanovits, P.: Bestimmung des freien Aluminium- und Eisengehaltes der Böden mittels Komplexon. — Agrok. is Talajtan, **14**, S. 265—272, Budapest 1955, ref.: Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **74**, (113), S. 183—184, Weinheim/Bergstr. und Berlin 1956.

Tamura, T.: Identification of the 14 A clay component. — Am. Min., **42**, S. 107—110, Menasha 1957.

— ,Hanna, R. M. and Shearin, ,A. E.: Properties of brown podzolic soils. — Soil Sci., S. 189—197, 4 Tab., Baltimore 1959.

— Identification of clay minerals from acid soils. — Journ. Soil. Sci., **9**, S. 141—147, 1 Abb., 4 Tab., Oxford 1958.

TAYLOR, R. M.: Amorphous iron oxydes in soils. — Journ. Soil Sci., **10**, S. 309—315, 2 Abb., 2 Tab., Oxford 1959.

THUN, R., HERRMANN, R. und KNICKMANN, E.: Methodenbuch, Band I: Die Untersuchung von Böden. 3. Auflage, Neumann Verlag Radebeul und Berlin 1955.

TILLER, K. G.: The geochemistry of basaltic materials and associated soils of south-eastern south-Australia. — Journ. Soil Sci., **9**, S. 235—241, 5 Abb., 2 Tab., Oxford 1958.

TURC, L.: Etude sur l'attaque de la matière organique des sols par l'eau oxygenée. — Ann. Agron., A **8**, S. 175—192, Paris 1957.

VOIGT, E.: Der Einfluß des Humus auf die Beweglichkeit des K bei verschiedenen Tonkolloiden. Dissertation, Gießen 1956.

WALKER, G. F.: Reactions of expanding-lattice clay minerals with glycerol and ethylene glycol. — Clay Min. Bull., **3**, S. 302—313, London 1958, ref.: Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **86**, (131), S. 95, Weinheim/Bergstr. und Berlin 1958.

WEAVER, CH. E.: The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks. — Am. Min., **41**, S. 202—221, Menasha 1956.

WEISS, A.: Über das Kationenaustauschvermögen der Tonminerale: I. Vergleich der Untersuchungsmethoden. — Z. anorg. allgem. Chemie, **297**, S. 232—256, 3 Abb., 9 Tab., Berlin 1958.

— Über das Kationenaustauschvermögen der Tonminerale: II. Der Kationenaustausch bei den Mineralen der Glimmer-, Vermikulit- und Montmorillonitgruppe. — Z. anorg. allgem. Chemie, **297**, S. 257—286, 7 Abb., 14 Tab., Berlin 1958.

WITHE, J. L., ANDERSON, J. V. and HENSEL, D. R.: Applications of mineralogical techniques of soil genesis studies. — Silicates Industr., **24**, S. 301—305, Charleroi 1959, ref.: Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **86**, (131), S. 265, Weinheim/Bergstr. und Berlin 1959.

YAALON, D. H.: Notes on the clay mineralogy of the major soil types of Israel. — Bull. Res. Counc. Israel, **5**, B, S. 168—173, 1955, ref.: Z. Pflzern., Düngg., Bodenkde., **74**, (113), S. 267, Weinheim/Bergstr. und Berlin 1956.

YUAN, T. L. and FISKELL, J. G. A.: Soil and plant analyses of Al by modification of the aluminium method. — Journ. agric. Food Chem., **7**, S. 115—117, Easton 1959, ref.: Soil and Fertilizers, 22, S. 173, 1959.

— Aluminium studies: II. The extraction of aluminium from Florida soils. — Soil Sci. Soc. Am. Proc., **23**, S. 202—205, Madison 1959.

Manuskript eingegangen am 15. 11. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 393—411	1 Abb.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Bauwerkschäden in Heppenheim (Bergstraße) und ihre Ursache

Von

KLAUS FAHLBUSCH, Darmstadt

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung

In einem eng begrenzten Gebiet innerhalb Heppenheims treten seit kurzer Zeit an massiven Steinbauten erhebliche Schäden auf. Für ihre Entstehung können normale Setzungen, Bodenfließen, Grundbruch oder künstliche Eingriffe in die Tragschichten nicht verantwortlich gemacht werden. Da gleiche Schadensbilder auf eine schmale Zone beschränkt sind, wird angenommen, daß junge tektonische Bewegungen entlang der östlichen Hauptverwerfungszone des Rheintalgrabens die Ursache der Bauwerksschäden sind.

A. Einleitung

An der Starkenburgschule in Heppenheim (Bergstraße) und an den umliegenden Gebäuden werden seit einiger Zeit in erheblichem Umfang Bauwerksschäden festgestellt. Sämtliche betroffenen Gebäude sind vor dreißig und mehr Jahren errichtet worden, die normale Setzung dürfte seit langem abgeklungen sein. Während der Zeit, innerhalb der der Setzungsvorgang normalerweise abläuft, wurden an den einzelnen Bauwerken keine Setzungsschäden bemerkt. Die Zusammenpressung der Bodenschichten durch die Bauwerksauflast lief also normal und gleichmäßig ab. Da Heppenheim im letzten Krieg im nennenswerten Umfang durch Kampfhandlungen nicht in Mitleidenschaft gezogen wurde, scheiden Bombenschäden und Artilleriebeschuß für die Erklärung der festgestellten Setzungen aus. Baugrunduntersuchungen und Nachrechnungen der Baugrundbelastungen, die vom Lehrstuhl für Bodenmechanik und Grundbau an der Technischen Hochschule Darmstadt (Direktor Prof. Dr. Ing. Breth) durchgeführt wurden, ergaben, daß Art und Ausführung der Gründung für die beobachteten Schäden nicht verantwortlich gemacht werden können. Es wurde deshalb nach weiteren Erklärungen für die aufgetretenen Schäden gesucht. Der bodenmechanischen Untersuchung folgte die geologische.

Für die Erlaubnis, die Ergebnisse der bodenmechanischen Versuche für diese Arbeit mit zu verwenden, dankt der Verfasser Herrn Prof. Dr. Ing. Breth. Die Einwilligung der Stadtverwaltung Heppenheim für die Veröffentlichung von Daten aus ihrem Archiv

erteilte Herr Bürgermeister Metzendorf in dankenswerter Weise. Herrn Dipl.-Ing. Ertel, Darmstadt, und Herrn Dr. Schwarz, Wiesbaden, verdankt der Verfasser Hinweise bei der Ausarbeitung des Manuskripts.

B. Geologischer Überblick

1. Schichtfolge

Heppenheim (1:25000: Bl. Bensheim 6317) liegt im Bereich der östlichen Vorbergzone des Rheintalgrabenabbruchs und dem eigentlichen Rheintalgraben (Abb. 1a.). Westlich der Hauptverwerfung erstreckt sich das Weichbild der Stadt auf quartären Sedimenten. Die Schichtfolge setzt sich zusammen aus Neckarschottern (Bergsträßer Diluvialterrasse), die mit Kiesen und Sanden (überwiegend Odenwaldmaterial) wechsellagern. Über der Kiesfolge liegt in unterschiedlicher Mächtigkeit Löß, Schwemmlöß, verlehmter Schwemmlöß und Flugsand. In der Nähe der Bachläufe sind Einlagerungen von Odenwaldgeröllen und „Granit"-Grus in den jüngsten Schichtgliedern häufig. Unter der holo- und pleistozänen Schichtfolge liegt das Schollenmosaik der mesozoischen und tertiären Sedimente in wechselnder, z. T. erheblicher Teufe (vgl. dazu W. WAGNER 1950). Östlich der Hauptverwerfung sind die holo- und pleistozänen Lockermassen geringmächtiger. Daneben treten Buntsandstein und mitteloligozäner Meeressand, durch eine Vielzahl von Verwerfungen voneinander getrennt, zu Tage. Die ältere Bebauung des Stadtkerns jedoch vermeidet die Zone, in der das Schollenmosaik über Tage ansteht. Sie bevorzugt das Gebiet, in dem die quartären Lockermassen die tertiären und triadischen Schichten überdecken. Hier ist die Hangneigung geringer, und Schwierigkeiten sind beim Aushub der Baugruben (evtl. notwendige Felssprengungen) nicht zu erwarten.

2. Tektonik

Die Hauptverwerfung ist im Bereich des Stadtgebietes (Abb. 1b) an keiner Stelle aufgeschlossen. Nur an der Südseite des Schloßberges nördlich der Stadt zeigt ein kleiner Steinbruch mehrere fast N-S streichende Verwerfungen, die saiger bis steil nach Westen einfallen. Es ist wahrscheinlich, daß diese Abschiebungen unmittelbar zum System der Staffelbrüche der Hauptverwerfung gehören. Weiter südlich im Bereich des Landratsamtes und der Starkenburgschule ist morphologisch kein Anhaltspunkt für den Verlauf der Hauptverwerfung zu erhalten. Baugruben in der Nähe dieser Gebäude und Bohrungen, die zu Baugrunderkundungen hier niedergebracht wurden, haben bis 18 m Teufe keine Hinweise auf Buntsandstein oder Meeressand erbracht. Östlich davon wurde bei Ausschachtungen unter einer dünnen quartären Bedeckung schon der Buntsandstein der sm-Scholle des Maiberges angetroffen. Faßt man die Ergebnisse der Bohrungen, die Beobachtungen in den zahlreichen Kanalisationsgräben und die Mitteilungen über den Schichtenaufbau in alten Baugruben zusammen und verbindet die beobachteten Abschiebungen südlich und nördlich der Stadt, so ergibt sich, daß die Hauptverwerfung zwischen der Straße „Auf dem Graben" im Westen und der Straße „Laudenbacher Tor" im Osten in nordsüdlicher Richtung verlaufen muß. Die Basis des Quartärs, entweder Buntsand-

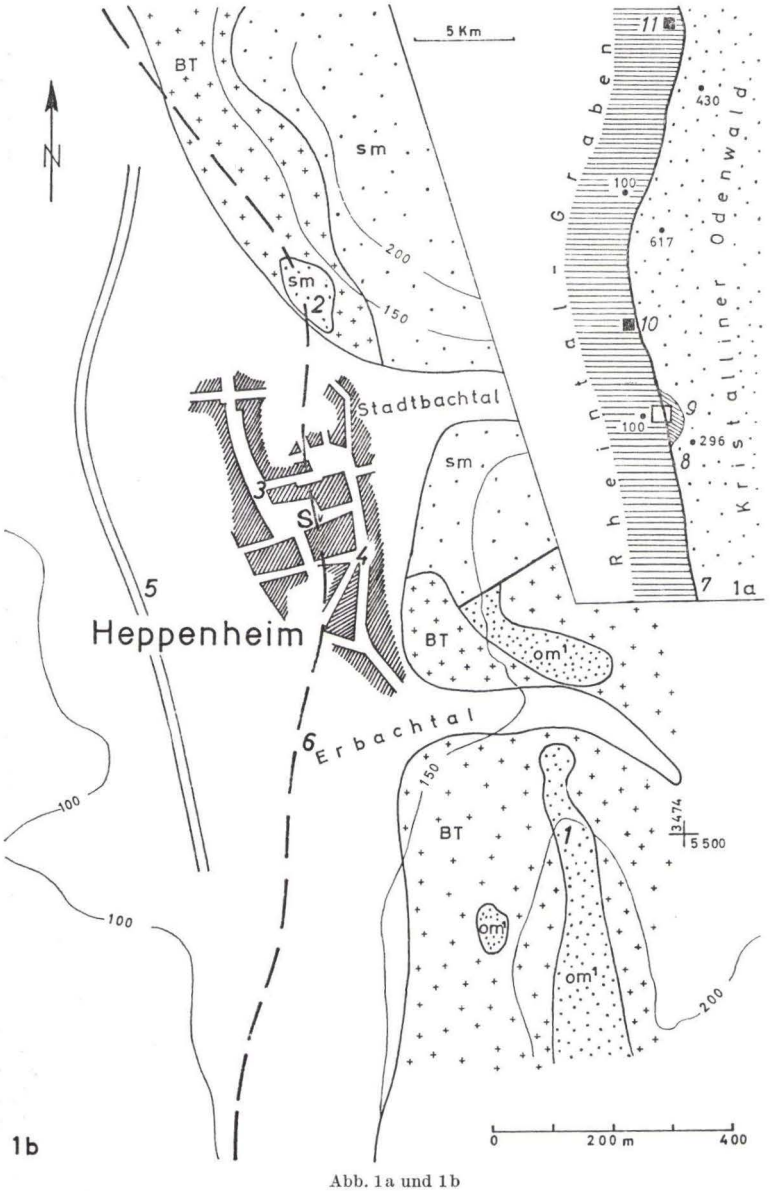


Abb. 1a und 1b

1	Essigkamm	9	Ortslage Heppenheim mit mesozoischer Vorbergzone am Westrande des kristallinen Odenwaldes
2	Steinbruch am Schloßberg	10	Ortslage Bensheim
3	Straße „Auf dem Graben"	11	Ortslage Darmstadt-Eberstadt
4	Straße „Laudenbacher Tor"	S	Südostwärts S Starkenburgschule
5	Bundesstraße 3	BT	Bergsträßer Diluvialterrasse
6	Rheintalhauptabschiebung	om¹	Oligozän (Meeressand)
7	Ortslage Weinheim	sm	Mittlerer Buntsandstein
8	Odenwaldquelle		

ohne Signatur Holozäne Bildungen (überwiegend Schwemmkegel der Odenwaldbäche)
In Abb. 1a gibt □ die Lage des Untersuchungegebietes an.
Abb. 1b nach HEIL 1957 und eigenen Aufnahmen.

stein oder oligozäner Meeressand, örtlich auch Rupelton, sinkt innerhalb dieser etwa 100 m breiten Zone von + 130 m NN auf mindestens + 100 m NN ab. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß das Quartär im Bereich der Straße „Auf dem Graben" schon weit über 30 m mächtig ist, da wenige hundert Meter weiter westlich Mächtigkeiten von über 300 m nachgewiesen wurden. Daraus errechnet sich für die Unterlage der pleistozänen und holozänen Sedimente eine Böschungsneigung von etwa 30%. Ohne Beeinflussung durch die Rheintalgraben-Tektonik ist ein derartiger steiler Böschungswinkel nicht denkbar, da die erbohrten Schichtfolgen einen überschütteten Prallhang nicht erkennen lassen.

Es ist anzunehmen, daß im Bereich der Rheintalgraben-Verwerfung ein staffelförmiges Absinken zum Graben vorliegt, wie wir es in Darmstadt an mehreren Stellen beobachtet haben, und wie es FREUDENBERG (1906:708) in Aufschlüssen am Pilgerhaus bei Weinheim festgestellt hat. Die einzelnen Schollenfelder werden z. T. nur wenige Quadratmeter Größe erreichen.

Die Aufschlüsse außerhalb des alten Stadtgebietes im Bereich des Schollenmosaiks und im nach Osten anschließenden kristallinen Grundgebirge weisen auf junge Tektonik hin.

HEIL (1957:88) berichtet von einigen Verwerfungen, die junge, bis heute anhaltende Bewegungen wahrscheinlich machen. Auch die Ausbildung der im Raum Heppenheim gelegenen Täler der Odenwaldbäche im Bereich der Grenzzone zwischen Odenwald- und Rheintalgrabenscholle soll auf derartige Bewegungen (HEIL 1959:43) hindeuten. Wir haben im Steinbruch nördlich der Freilichtbühne Heppenheim im sm einige NS streichende und steil nach Westen einfallende Klüfte festgestellt, die das normale rheinische Kluft- und Verwerfungssystem spitzwinklig schneiden. Eine Altersdatierung dieses jüngsten Störungssystems ist nicht möglich. Es konnte nicht geklärt werden, ob es sich um echte tektonische Klüfte und Verwerfungen handelt. Wegen der steilen Hangneigung nach Norden wären sekundär entstandene Abrißklüfte denkbar.

Dagegen gehen einige junge Verwerfungen im Bereich des aus Mitteloligozän aufgebauten Essigkammes mit Sicherheit auf tektonische Bewegungen zurück. Der mitteloligozäne Meeressand liegt überwiegend als gut eingeregelter Quarzit vor. Die Mächtigkeit des Meeressandes ist im Steinbruch am Essigkamm mit über 20 m aufgeschlossen, darüber liegt Löß. Es sind mehrere Störungen zu beobachten, das enge Kluftsystem zeigt keine besonders bevorzugte Richtung. Teilweise entsteht der Eindruck, daß die Bewegungen entlang dem Rheintalgraben-Abschiebung zu einer recht starken Durchknetung und Zerstückelung des starren Gesamtkomplexes geführt haben. Das Alter der jungen Störungen anzugeben, ist nicht möglich. Ob eine zeitliche Reihenfolge in der Bevorzugung einzelner Richtungen vorliegt, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Die auffallenden Hauptstörungen streichen fast N–S mit steilem, fast saigerem Einfallen, das zwischen E und W hin und her pendelt. Im Löß und Lößlehm waren an den Tagen der Aufnahme im Gebiet des Essigkammes mit Ausnahme von 2 Störungen keine Klüfte zu erkennen, die auf jüngere Bewegungen bzw. eine Reaktivierung der im Meeressand vorhandenen Abschiebungen hindeuteten. Zwar durchziehen mehrere ausgeprägte Störungen die Lößüberdeckung, jedoch konnten sie sämtlich als Abrißklüfte über zu steilen Böschungen erklärt werden, oder sie sind auf unmittelbare Einwirkungen des Steinbruchbetriebes zurückzuführen.

An der Südecke des Steinbruchs in der Nähe des nach Südwest führenden Fahrweges befindet sich in der geringmächtigen Lößdecke, die hier auf quarzitischem Meeressand aufliegen dürfte, ein frischer Weganschnitt. Hier konnten zwei Störungen eingemessen werden, die mit einer nicht bestimmbaren Sprunghöhe etwa 10° streichen und mit 80° nach Westen einfallen. Bei beiden Abschiebungen ist eine Entstehung durch Sediment-

setzung unterhalb des Lösses auszuschließen, Abrißklüfte liegen nicht vor. Die Abschiebungen trennen Wurzeln voneinander, deren Verrottungsgrad darauf hinweist, daß die Ruptur in den letzten Jahren stattgefunden haben muß. Sie sind durch Bewegungen im darunterliegenden Meeressand verursacht worden.

Im Erbachtal (Abb. 1b) ostwärts der Ortslage Heppenheim (r. 3474900:h 5500050) wird auf der Nordseite der Straße ein neuer Wasserbehälter errichtet. In der Baustelle war am Tage der Begehung Löß aufgeschlossen, der hier die metamorphen Schiefer überdeckt. Der Schiefer ist mürbe und auch unter der Lößdecke als stark angewittert anzusprechen. Im Schieferkomplex am Erbachtal sind nach Heil (1957:84) einige Verwerfungen zu beobachten, die flach erzgebirgisch streichen. Klüfte, soweit eindeutig bestimmbar, streichen in rheinischer Richtung. Ob sie älter oder jünger als die Verwerfungen sind, ist nicht festzustellen. Über den metamorphen Schiefern liegt echter Löß, darüber Schwemmlöß mit wenigen Quarz- und Feldspatrollstücken. Da auch hier die Hangneigung äußerst steil ist und eine Beeinflussung des Sediments durch die Baumaßnahmen nicht auszuschließen ist, kann nicht entschieden werden, ob Fugen, die den Löß durchziehen (überwiegend in rheinischer Richtung, obwohl die Baugrubenwand West-Ost verläuft), echte tektonische Klüfte darstellen, oder ob es sich dabei z. T. um geringfügige, junge Hangbewegungen, verstärkt durch den künstlichen Einschnitt, handelt.

Innerhalb des Systems der Kanalisationsgräben, die einen Einblick in den Baugrund gestattet haben und die Zone der Hauptverwerfung mehrmals kreuzten, waren Hinweise auf rupturelle Verformung des Schichtkomplexes nicht vorhanden. Ebenso zeigte das Schichtprofil keine Sedimentbewegungen, wie partielle Setzungen, Sackungen oder Rutschungen.

C. Die Schäden und der Baugrund im Bereich der Starkenberg-Schule

1. Die Bauwerke

Die Starkenburgschule (vgl. Abb. 1b) liegt innerhalb des Gebietes der Hauptverwerfungszone (vgl. S. 394). Die Schule wurde als zweigeschossiger unterkellerter Massivbau zwischen 1886 und 1887 errichtet. Die Außenwände bestehen aus gelben Sandsteinquadern, das Hintermauerwerk und die Kellergewölbe aus petrographisch verschiedenen Bruchsteinen. Der Sandstein zeigt, mit Ausnahme einiger weniger Blöcke, nur unbedeutende Anwitterungsschäden. 1906 wurde das Bauwerk ohne Fundamentverstärkung aufgestockt. Diese eingeschossige Erweiterung wurde in Ziegelmauerwerk ausgeführt. Ausgebaut wurde 1958 ein Verbindungsgang zur östlich anschließenden Turnhalle. Hierbei wurden die Fundamente von Turnhalle und Schulbau nicht unterschnitten. Der 1951 auf dem Schulgelände als nicht unterkellerter Flachbau errichtete Pavillon und der daran anschließende kleine Neubau (1956 bis 1957) liegen weit außerhalb der Druckzwiebel der zusätzlichen Bodenspannungen, die vom Hauptbau ausgehen. Die Lasten des Hauptgebäudes erzeugen keine Drucküberschneidungen an den Fundamenten der zum Schulkomplex gehörenden Bauwerke. Die Baumaßnahmen für die umliegenden Gebäude können für das Schadensbild am Hauptbau nicht verantwortlich gemacht werden.

2. Der Baugrund

Der Baugrund besteht aus schwachbindigen Böden. Kompressionsversuche ergaben bei 0,25 kg Auflast eine Setzung von 1,2%, bei 5 kg 4,4%; eingebaut wurde ein Schluffsand mit ca. 10% Ton. Die Steifezahl zeigte die für schwachbindige Böden

zu erwartenden Werte zwischen 130 und 180 kg/cm² für das Intervall von 1 bis 4 kg. Auch für ϱ ergaben sich Werte, wie sie für schwachbindige Böden zu erwarten sind. Da die übrigen Bohrproben gegenüber den genauer untersuchten Proben nur geringe Abweichungen in der Kornzusammensetzung zeigen, dürfen die oben angegebenen Werte als charakteristisch für den Baugrund angesehen werden. Die im Bereich des Baugeländes durchgeführten Bohrungen liegen an den Eckpunkten eines Quadrates von 22 m Kantenlänge, das die Schule umschließt. Der Wechsel in der Schichtausbildung ist gering. 13 Siebanalysen erbrachten Ungleichförmigkeitsgrade $\left(\frac{d\ 60}{d\ 10}\right)$, die bei 3 Proben als gleichförmig, bei den übrigen als ungleichförmig bis sehr ungleichförmig anzusprechen sind. Bei der Kornzusammensetzung überwiegt der Schluff-Sandbereich. Die Auswahl der gesiebten Proben ist als repräsentativ anzusehen. In wechselnder Tiefe wurden Einschaltungen von vereinzelten Sandsteinbrocken angetroffen, die als Rollstücke gedeutet werden müssen. Die reinen Feinsandeinschaltungen weisen auf eine periodische Überwehung der Böden hin, ein Teil des Feinsandes ist aber mit dem Schwemmlöß zusammen herangeführt worden.

FREISING (1949) hat die charakteristischen Merkmale von Schwemmlössen und Fließerden zusammengestellt. Fließerden sind gekennzeichnet durch ihren brekzienhaften Aufbau (Einbettung der Überreste der ursprünglich prismatischen Lößlehmstruktur in eine feinmehlige Grundmasse) und die gute Erhaltung von Schneckengehäusen. Diese typische Fließerdenstruktur konnte in den Kanalisationsgräben nicht festgestellt werden, das erbohrte Material ließ Gefügeuntersuchungen nicht zu. Da das Profil keine Rekurrenzzonen im Sinne STEINMANNS (1898:94) aufweist, ist eine genetische Deutung der bis 18 m mächtigen sandig-schluffigen Schichtfolge der Bohrungen nicht möglich. Es fehlen Anzeichen für degradierte Schwarzerden, die dem Göttweiger oder Kremser Boden entsprechen könnten. Genauso ist es nicht möglich, die wenigen Einlagerungen von Steinen in den Profilen (bei 100 m ü. NN und 103 m ü. NN) mit Fließerdehorizonten gleichzusetzen oder als Frostschuttböden anzusprechen. Ferner sind keine Hinweise dafür zu erhalten, ob eine postglaziale Bodenbildung in jüngerer Zeit von hangabwärts wandernden Lößlehmen oder von Flugsand überdeckt worden ist. Eine stratigraphische Einordnung der Bohrprofile ist nicht möglich, die Bohrungen haben keine neuen Daten zur quartären Geschichte des Rheintalgrabens erbracht.

Bachsande oder typische gelbe Sande, wie sie HEIL (1957) auf der Karte angibt, wurden in den Bohrungen nicht gefunden. Den gewonnenen Proben fehlen die für die Sande und Kiese der jüngeren Bergsträßer Diluvialterrasse typischen Beimengungen von Odenwaldkristallin.

In den z. Zt. der Begehung im gesamten Untersuchungsgebiet zugänglichen bis 2,5 m tiefen Kanalisationsgräben wurde eine Übereinstimmung der Bodenprofile mit den Bohrergebnissen der obersten Bodenzonen festgestellt. Auch Schürfe innerhalb des Kellers des Schulgebäudes erbrachten keine Hinweise für eine andere Bodenzusammensetzung unter den Fundamenten. Linsenförmige Einlagerungen von abweichender petrographischer Ausbildung, wasserführende Stauzonen oder tiefreichende Auffüllungen, wie sie in alten Besiedlungsgebieten häufig gefunden werden, wurden nicht beobachtet. Da die Kanalisationsgräben einen großen Teil des gesamten

Schadensgebietes in Tiefen bis 2,5 m erschlossen haben, können die Ergebnisse der Baugrunduntersuchung auf dem Schulgelände für das gesamte Gebiet verallgemeinert werden.

3. Die Bauwerksschäden

Das Bild der Schäden an allen Bauwerken ist gleich. Die Außenfronten der Gebäude zeigen starke Risse, die nahezu senkrecht im Mauerwerk aufsteigen. Teilweise folgen sie den Mauerfugen, teilweise werden Natursteine und Ziegel zerspalten. Fenster und Türstürze aus Naturstein sind zerrissen. Die einzelnen Spalten klaffen in Bodennähe am stärksten. Das Gesims im ersten Stock des Schulhauses weist eine Krümmung auf. Eine Untersuchung der im Inneren der Häuser in das Mauerwerk eingebundenen Treppen und Fußböden führt zu der Überzeugung, daß seit einiger Zeit ein Nach-außen-Rücken der tragenden Wände stattgefunden hat und bis heute nicht abgeklungen ist. Das Nach-außen-Rücken scheint in der Nähe der Erdoberfläche am stärksten, auch die Untersuchung der Kellergewölbe der Schule bestätigt diese Feststellung.

Es hat den Anschein, daß die Schäden durch ungleichförmige Setzungen und einen Zerrvorgang entstanden sind. Die Ursache dafür kann nur in Bewegungen von Erdstoffen innerhalb des Schichtprofils gesucht werden. Diese Bewegungen haben neben dem Auseinanderrücken des Mauerwerksverbandes noch eine partielle Abwärtsbewegung hervorgerufen. Es fällt auf, daß auch bei ganz geringen Fundamentbelastungen, wie sie an Häusern neben der Schule gegeben sind, die gleichen Schadensbilder auftreten. Die mit etwa 2,9 kg/cm² errechnete Sohlpressung der Fundamente des Schulgebäudes kann für die Schäden an der Schule nicht verantwortlich gemacht werden. Es muß nach den die Zerrung und Setzung auslösenden Gründen gesucht werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß diese Zerrungsrisse und Setzungssprünge in z. T. 100 cm starkem Mauerwerk jedoch nicht wie die Bauwerksschäden am Landratsamt als Schwundrisse im Beton gedeutet werden können.

4. Die möglichen Ursachen der Schäden

Von Tonen und torfigen Schichten kennt man das bemerkenswerte Verhalten, daß beim Aufbringen des Lastdruckes zunächst eine sehr schnelle Setzung abläuft, die von einer langandauernden sogenannten sekundären Konsolidation abgelöst wird. Nach einiger Zeit, wenn das Gefüge der Tonpartikel sich dem Lastdruck angepaßt hat, folgt eine neue Zunahme der Zusammendrückgeschwindigkeit, d. h. die Setzungsgeschwindigkeit nimmt beim Versuch nach Ablauf einer bestimmten Frist noch einmal zu und geht in eine langsam ausklingende Setzung über. Ein ähnlicher Vorgang, nur mit anderen Zeitmaßstäben, scheint hier vorzuliegen. Die möglichen Ursachen sollen im folgenden untersucht werden.

Koichi-Akai (1960) konnte durch Untersuchungen an fest eingebauten Proben nachweisen, daß auch bei Schluffen der Setzungsvorgang in eine Sofortsetzung, eine kurzanhaltende Konsolidationssetzung, eine recht erhebliche Sekundärsetzung und in eine langanhaltende und unregelmäßig verlaufende Tertiärsetzung aufzulösen ist. Dabei kann der Setzungsbetrag der Tertiärsetzung den doppelten Wert der Sekundärsetzung errei-

chen. Eine Erklärung dafür wird im Ablauf eines Kornzerstörungsvorgangs gesehen, der nach der durch den Lastdruck hervorgerufenen Verschiebung der einzelnen Schluffkörner ablaufen soll. Zwangsweise werden bei derartigen Kornzertrümmerungen zwischen den Schluffkörnern Filme entstehen, die in der Korngröße schon dem Ton gleichen. Inwieweit derartige Vorgänge auch unter natürlichen Bedingungen ablaufen und wie groß ihr Umfang ist, konnte bisher nicht geklärt werden. Die Ausdeutung der Versuchsergebnisse führt jedoch zu der Feststellung, daß hoher Lastdruck zu einer Zunahme der geringsten Korngröße und damit zu schlechteren bodenphysikalischen Kennwerten führen kann.

Im Bereich des Schadensgebietes ist mit einem derartigen Vorgang kaum zu rechnen. Sämtliche Sedimente weisen einen erheblichen Feinsandanteil auf, ein sekundär auftretender Tonfilm zwischen den Sand- und Schluffkörnern wird die bodenphysikalischen Konstanten der erbohrten Erdstoffe nicht grundlegend verändern.

Da die Zunahme des Tonanteils durch mechanischen Abrieb die Setzungen nicht hervorgerufen haben kann, muß geprüft werden, ob seit der Gründung Umsetzungen im Sediment stattgefunden haben. Hier ist zunächst an eine fortschreitende Entkalkung des Schwemmlöß zu denken. Werte über die Geschwindigkeit derartiger Vorgänge unter den oben geschilderten Bedingungen sind nicht bekannt. Da Regenwässer nur an wenigen Stellen seit der Bebauung des Stadtviertels in den Boden versickern können, innerhalb des Bereiches der Druckzwiebel der zusätzlichen Bodenspannung Grundwasser nicht vorhanden ist, dürfte eine Wasserbewegung mit Ausnahme des Transports innerhalb der Kapillaren nicht erfolgen. Entkalkung und damit Verlehmung der Schwemmlösse wird im nennenswerten Umfang seit der Gründung nicht stattgefunden haben.

Die Umwandlung des Feldspatanteils der Böden in tonige Relikte unter Wegführung der Kieselsäure ist eine bekannte Tatsache. Weder über die Geschwindigkeit der Umwandlung unter normalen Bedingungen im Boden, noch über die Beschleunigung oder Verzögerung der Vertonung der Feldspäte nach dem Aufbringen einer zusätzlichen Auflast und der damit verbundenen Verringerung des Porenvolumens sind exakte Meßergebnisse bekannt. Im vorliegenden Fall ist eine verstärkte Vertonung des Feldspatanteils der Sande ohne Bedeutung, da der Feldspatgehalt der Sedimente nicht allzu groß ist.

Scheiden Gründe, die aus der petrographischen Beschaffenheit der Tragschichten abgeleitet werden können, für die beobachteten Setzungen aus, so ist zu prüfen, ob Eingriffe oder Einflüsse von außen her zu den Schäden geführt haben.

Solifluktion. Im eisfreien mitteleuropäischen Raum haben während den Kaltzeiten umfangreiche Bodenbewegungen durch Solifluktion stattgefunden. Diese Frostverfrachtungen können durch ungeeignete Eingriffe in das Bodengefüge wieder reaktiviert werden (RUCKLI 1950). Es wurde deshalb untersucht, ob Hinweise auf eine Wiederbelebung kaltzeitlicher Fließ- und Kriechvorgänge vorhanden sind. Rezente eng begrenzte Fließvorgänge durch künstliche Eingriffe in die Tragschichten konnten jedoch nicht nachgewiesen werden.

Hangneigung. Die natürliche Hangneigung innerhalb der auf Seite 394 näher bezeichneten Zone ist gering. An keiner Stelle wurden Werte gemessen, die über 5% hinausgehen. Weiter ostwärts, wo die Hangneigung bei ähnlichem Baugrund erheblich zunimmt, fehlen an Massivbauten Zerrungserscheinungen wie am Schulgebäude, obwohl möglicherweise höher belastete Fundamente vorliegen.

Die innerhalb des Schadensgebietes vorhandenen Böschungswinkel machen ein Bodenfließen unter den heute herrschenden Bedingungen (keine Stauwasserhorizonte, Fehlen von wasserleitenden Kieseinschaltungen und wasseranfälliger Zwischenschichten) unwahrscheinlich, zumal im ostwärts anschließenden Gebiet bei gleicher Bodenbeschaffenheit und stärkerer Hangneigung Anzeichen für Bodenfließen fehlen. Zwar konnte HEIL (1957:36) umfangreiche Rutschungen im Stadtbachtal innerhalb der roten Schieferletten des su und ähnliche Bewegungen im Schwemmlöß am Westhang des Essigkammes (HEIL 1957:58) feststellen, jedoch sind die morphologischen Verhältnisse an diesen beiden Punkten nicht mit denen im Bereich des eigentlichen Untersuchungsgebietes zu vergleichen. Im Stadtbachtal hat die junge Erosion ein übertieftes Tal geschaffen, am Essigkamm ist ein Steinbruch im Laufe von 70 Jahren von dejektivem Löß „überflossen" worden.

Alte Bebauung. Das Schadensgebiet liegt außerhalb des mittelalterlichen Stadtkerns südlich der alten Stadtmauer mit dem Laudenbacher Tor (vgl. Ansicht Merian z. B. in WINTER & KOOB 1955: Taf. 1) und nicht mehr innerhalb des Bereichs des Stadtgrabens, wie aus alten Plänen einwandfrei hervorgeht. Der häufig festgestellte Tatbestand, daß die vor langer Zeit eingebrachten Grabenausfüllungen zwar geringen Auflasten standhalten, bei einer Neubebauung mit höherer Sohlpressung aber die Tragschicht durch die größere Bauwerkslast in den anmoorigen Untergrund des ehemaligen Grabens hineingedrückt wird, liegt nicht vor.

Das Baugelände befindet sich innerhalb der alten Vorstadtgärten. Mit Ausnahme von leichten, nicht unterkellerten Gartenhäusern war keine alte Bebauung vorhanden. Auch der in Heppenheim heimische Weinbau hat nach alten Katasterunterlagen nicht bis in den Bereich der Straße „Am Graben" gereicht. Damit scheidet auch eine alte Weinbergterrassierung, die bei Bebauung dieses Stadtviertels seinerzeit nur ungenügend berücksichtigt wurde, als Grund für die ungleichförmige Setzung aus.

Es ist bekannt, daß alter, tiefwurzelnder Baumbestand rutschgefährdete Hänge auch nach dem völligen Abholzen noch für lange Zeit festlegt, bis das Wurzelgeflecht verrottet ist. Jedoch können hierin nicht die Gründe gesucht werden, daß die Bebauung eines mehrere Hektar großen Gebietes plötzlich Setzungen aufweist, die nicht auf mangelhafte Bauausführungen zurückzuführen sind.

Da sämtliche Fundamente in frostfreier Tiefe gegründet wurden, ist eine Eislinsenbildung unter den Bauwerken unmöglich. Die Setzungen können nicht durch Frostschäden entstanden sein.

Neue Baumaßnahmen. Der erst in diesem Jahr durchgeführte Kanalneubau kann für die aufgetretenen Setzungen nicht verantwortlich gemacht werden, da die Schäden bereits vor den Kanalisationsarbeiten vorhanden waren und sich während der Grabungen nicht verstärkten. Auch eine mangelhafte Abwasserbeseitigung oder Fehler in der Wasserversorgung mit einer zeitweisen Durchnässung der Sohlflächen der Fundamente scheiden für die Erklärung der Schäden aus.

Auch andere Baumaßnahmen in der Nähe der Schule haben die Setzungsempfindlichkeit des Bodens nicht nachträglich erhöht.

Schwerlastverkehr. Seit einiger Zeit werden in zunehmendem Maße Setzungen an Bauwerken festgestellt, die über viele Jahrzehnte frei von Schäden waren. In vielen Fällen müssen diese Setzungen auf den zunehmenden Schwerlastverkehr auf den Straßen und die dadurch verursachte Einrüttelung und Verdichtung des Kornverbandes unter bestehenden Fundamenten zurückgeführt werden. Hohe Achsdrucke können bei schlechtem Straßenpflaster Schwingungen auslösen, die denen von unwuchtigen schweren Maschinen nicht nachstehen und deshalb ähnliche Setzungsschäden hervorrufen (z. B. Schloß in Darmstadt), wie sie in nicht ausreichend fundierten Maschinenhallen beobachtet werden. Schon das Verdrängen bespannter Fuhrwerke durch Zugmaschinen mit schwerbeladenen Anhängern kann bei ständigem Verkehr und ungenügenden Wegbefestigungen zu diesen Schäden führen.

Von den Straßen im Heppenheimer Schadensgebiet ist nur eine zur Aufnahme schwerer Lkw-s geeignet. Aber hier ist der Schwerlastverkehr so gering, daß er solche Schäden nicht verursachen kann.

Die normalerweise für sekundäre Setzungsschäden herangezogenen Erklärungen scheiden hier aus. Die beobachteten Schäden gleichen denjenigen, die in Gebieten mit Über- und Untertagebergbau auftreten. Da in Heppenheim weder Stollen-, noch Schachtbergbau betrieben wurde und alte Belagerungsbauten in der Nähe der Stadtbefestigung nicht nachweisbar sind, müssen die Gründe für die Setzungen anderer Art sein.

Setzungsschäden, wie sie in Bergbaugebieten bekannt sind, treten häufig auf, wenn für Ingenieurbauten erhebliche Grundwasserabsenkungen vorgenommen werden (u. a.

DENNER 1953:485). Grundwasserabsenkungen wurden aber bisher im ganzen Gebiet nicht durchgeführt, da der in den Bohrungen bis in Teufen von 16 bis 18 m unter Flur nicht nachzuweisende Grundwasserspiegel auch in früheren Zeiten (vergebliche Brunnenbauversuche) nicht höher gelegen hat.

D. Die Bebentätigkeit im Rheintalgraben und ihr Einfluß auf die Bauwerke[1])

Die Zerrungsschäden an den bisher schadenfreien Massivbauten sind durch normalerweise in Frage kommende Einflüsse nicht zu erklären. Es mußte nach anderen die Schäden auslösenden Ursachen gesucht werden.

Die langjährigen Aufzeichnungen der Erdbebenwarten im südwestdeutschen Raum (vgl. G. FIEDLER 1954) ergeben eine Häufung von Erdbeben an der Ostseite des Rheintalgrabens. Die ermittelten Epizentren liegen häufig im Nordschwarzwald und im Bereich von Karlsruhe, während die Schüttergebiete entlang der Ostbegrenzung des Rheintalgrabens weit nach Norden ziehen. Die bevorzugte Wellenausbreitung wird regelmäßig entlang der Hauptverwerfung festgestellt. Orte im kristallinen Odenwald liegen außerhalb der mit Sicherheit beobachteten Schüttergebiete, während der Rheintalgraben immer im Bereich der Isoseisten liegt.

Zwar sind in Heppenheim viele der registrierten Beben verspürt worden, Schäden aber nicht aufgezeichnet.

Die aufgetretenen Beben 1869 (Epizentrum: Groß-Gerau), 1880 (Langenkandel), Januar 1903 und März 1903 (Kandel), 1911 (Heidelberg), Februar 1933 (Rastatt), Juni 1948 (Karlsruhe), Februar 1952 (Worms-Hessisches Ried), April 1954 (Wörstadt) sind teilweise in der örtlichen Tagespresse vermerkt worden, teilweise von befragten Personen bestätigt worden. Die Aufzeichnungen der Stadt geben für diese und auch frühere Beben keine Hinweise auf aufgetretene Schäden. Ebenso wird in den Berichten der Heppenheimer Pfarrer, soweit sie erhalten geblieben sind, seit dem Dreißigjährigen Krieg nichts über Erdbeben und Bebenschäden berichtet, obwohl gerade diese Urkunden in anderen Erdbebengebieten sich als sehr genau erwiesen haben. Auch immer wieder in der Stadtchronik vermerkte „plötzliche auftretende" Schäden an der Stadtmauer, einer der wenigen Massivbauten in der sonst überwiegend aus erdbebenfestem Fachwerk erbauten Stadt, lassen sich mit den bekannten Erdbebendaten nicht in Verbindung bringen. Sie müssen andere Ursachen gehabt haben. Besonders nach dem Beben vom 7. 6. 1948 mit erheblichen Schäden in Karlsruhe und dem Beben vom 24. 2. 1952, das in Heppenheim deutlich an verschiedenen Stellen der Stadt durch „ein Zittern der Häuserwände" (Südhessische Post vom 25. 2. 52) bemerkt worden ist, wären unmittelbar nach dem Beben aufgetretene Risse im Mauerwerk mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit nicht unbemerkt geblieben. Auch wenn sie nicht in der Tagespresse ihren Niederschlag gefunden hätten, so wären sie erfahrungsgemäß bekannt geworden und auch heute noch nicht vergessen.

Ausgedehnte Bewegungen entlang der östlichen Hauptverwerfungszone des Rheintalgrabens in Heppenheim scheiden bei den Beben wohl völlig aus. Wenige km südlich der Ortslage Heppenheim liegt in dieser Zone die Odenwaldquelle. Nach Mitteilung der Betriebsleitung wurden auch 1952 keine Veränderungen in der Quellschüttung und im Chemismus des Wassers und seiner Farbe beobachtet, obwohl

[1]) Angaben über Herdkoordinaten und Herdtiefen verdankt der Verfasser Herrn Prof. Dr. MERKEL, Erdbebenwarte Karlsruhe und Frau Dipl.-Geophys. D. GÜTH, Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung Jena.

unmittelbar nach dem relativ heftigen Beben, genaue Messungen und mehrere Wasseranalysen durchgeführt worden sind.

Auch die von SALOMON (1924) angeführten Hinweise auf Erdbebentätigkeit können nicht anerkannt werden. Er beschrieb (1924:12, 14) Erdbebenspalten bei Weinheim und ähnliche Spalten im diluvialen Neckarschuttkegel im Raum Heidelberg. Nach der Abbildung handelt es sich dabei nicht um Erdbebenspalten, sondern um pleistozäne Frostkeile, wie sie vielerorts im südhessischen Raum beobachtet werden können.

Da auch durch Erdbeben ausgelöste Veränderungen der Tragschichten nicht nachgewiesen werden konnten, gehen die Setzungsschäden nicht auf die Bebentätigkeit im Rheintalgraben zurück.

E. Junge, bebenunabhängige Bewegungen

Geologische und geodätische Beobachtungen (WEISSNER 1929, 1932; ferner Zusammenstellung bei UDLUFT 1950; neuere Beobachtungen vgl. GALLWITZ 1954) machen es wahrscheinlich, daß an einigen Stellen in Mitteleuropa echte Senkungszonen vorhanden sind, an denen rezente Bewegungen stattfinden, die weder auf Bergschäden oder auf Ablaugung salinarer Sedimente im Untergrund, noch auf normale Sedimentsackung, z. B. Kanalisationsbauten in Emden (WILDVANG 1938) zurückgeführt werden können.

Werden von geodätischer Seite für Meßpunkte hin und wieder Zweifel an der Richtigkeit des Nivellements und der völlig einwandfreien Verankerung der Festpunkte geäußert (für den Raum nördlich des Ruhrgebietes z. B. BERNDT 1931), so sind die Messungen im badischen Teil des Rheintalgrabens durch die Beobachtungen WILSERS (1929) am Tunnel der Bahn Freiburg–Basel bestätigt worden. Hier konnte das Absinken des westlichen, auf der Rheintalscholle gelegenen Tunnelteils gegenüber der Schwarzwaldscholle beobachtet werden. Auch der Tunnel von Oberbeisheim, der zwischen Malsfeld und Treysa in Nordhessen aus dem niederhessischen Tertiärbecken auf die Buntsandsteinscholle hinüberführt, zeigt ständig Risse (UDLUFT 1950). Diese liegen im Bereich der Hauptverwerfung, die als nördliche Fortsetzung der östlichen Rheintalabschiebung gedeutet werden muß. Junge Bewegungen scheinen auch für Schäden verantwortlich zu sein, die am Tunnel östlich Kreidach an der Bahnstrecke Mörlenbach/Waldmichelbach (1:25000: Bl. Weinheim, 6418) beobachtet werden konnten. Die Schadenszone liegt hier in der Nähe der Beanspruchungsfuge, die weiter nördlich das Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes von dem des Bergsträßer Odenwaldes trennt (sogenannte Otzbergspalte). Diese Zone ist im Raum östlich Mörlenbach zwar nur morphologisch zu verfolgen als Grenze zwischen der gehobenen Scholle des Odenwaldkristallins auf der Westseite und dem Buntsandstein-Odenwald auf der Ostseite, scheint aber, wie die Tunnelbeobachtungen belegen, auch in jüngster Zeit aktiv zu sein. Im Gegensatz zu den Mitteilungen von GALLWITZ (1954) von den Rändern des Elbtalgrabens sind viele weitere geologische Beobachtungen über junge Bewegungen im Gebiet des Rheintalgrabens und der Zone der Nordhessischen Gräben (vgl. GUENTHER, E. 1941) nicht durch einwandfreie, über lange Zeit anhaltende Meßserien belegt worden. Sie sollen deshalb hier nicht erörtert werden[2]). Auch die Beobachtungen WILSERS (1929) über Schollenhebungen und Sen-

[2]) Eine Diskussion möglicher Fehlerquellen bei geodätischen Profilen gibt BASTL (1929); hier allgemeingültige Bemerkungen zur Genauigkeit von Nivellements am Beispiel einer Meßstrecke von Weißhaus/Bayern nach Klösterle am Arlberg. Auch der Hinweis R. STÜRZERS (1961), daß viele Höhenmessungen im Bayerischen Alpengebiet auf barometrische Höhenmessungen zurückgehen, deren Ungenauigkeit erheblich ist, soll erwähnt werden. Die Molassebewegungen sollten in diesem Zusammenhang ebenfalls überprüft werden.

kungen im Bett des Rheins auf der Flußstrecke von Basel bis Mainz konnten durch Arbeiten des Flußbaulaboratoriums Karlsruhe (WITTMANN, H. 1954:123) widerlegt werden. Die Eingriffe in das natürliche Strombett durch die von Tulla 1817 begonnene Rheinregulierung sind heute durch den Fluß noch nicht wieder ausgeglichen worden, so daß es streckenweise zu einer starken Erosion der Flußsohle (z. B. Raum südlich des Niersteiner Horstes), an anderen Stellen zu übernormalen Geschiebeanhäufungen kommen konnte. Diese Veränderungen bewirken eine ständige Senkung bzw. Hebung der Pegel, die eine tektonische Unruhe innerhalb des Rheingebietes bis Bingen vortäuschen.

Für unser engeres Gebiet liegen unveröffentlichte Feinnivellements vor, die HEIL (1957:89) bekanntmachen konnte. Sie ergeben Werte für eine Absenkung entlang der Grabenschulter von 1 mm pro Jahr. Damit liegen sie weit höher als die in der Elbtalzone gemessenen. Über die Sicherung der Meßpunkte (vergl. GALLWITZ 1954) werden keine Angaben gemacht, so daß die Zahlen, die bei gleichbleibender Geschwindigkeit der Absenkung des Grabengebietes gegenüber der Odenwaldscholle für das Pleistozän und Holozän 600 bis 800 m ergeben dürften (der feld-geologische Befund ergibt 300 bis 500 m (WAGNER 1943), hier nicht weiter diskutiert werden sollen.

Ob die beobachteten Absenkungen periodischer Natur sind und sogar in ein Phasenschema eingeordnet werden können (WITTMANN, O. 1938 und 1941) oder gleichmäßig abliefen und auch heute noch ablaufen, kann nicht entschieden werden. FIEDLER (1954) konnte durch seine Datenzusammenstellung wahrscheinlich machen, daß eng begrenzte Gebiete im südwestdeutschen Raum in den letzten 150 Jahren zu bestimmten Zeiten eine erhebliche Häufung von Beben erkennen lassen, während sie dann wieder über Jahrzehnte hinaus als Epizentren völlig fehlen. Jedoch darf diese Periodizität nicht mit einer periodischen Zu- oder Abnahme von Absenkungsgeschwindigkeiten in Senkungsgebieten gleichgesetzt werden.

Die Beobachtungen an den durchtunnelten Hauptverwerfungszonen des Rheinischen Grabensystems und an dem Tunnel von Kreidach ergeben keine sicheren Anhaltspunkte für die Frage, ob periodische, ruckartig auftretende Bewegungen vorliegen, oder ob es sich um einen kontinuierlichen Vorgang handelt. Spannungen in quasiplastischen Stoffen verteilen sich mit großer Schnelligkeit gleichmäßig über den Gesamtkörper. Das kurzfristig durch Einsetzen eines zusätzlichen gerichteten Druckes entstandene Druckgefälle gleicht sich nach kurzer Zeit völlig aus. In starren Körpern dagegen führen einseitige Druckzunahmen zu Vorgängen, die innerhalb gewisser Grenzen zunächst ohne erkennbare Folgen für den beanspruchten Körper bleiben. Überschreitet der Druck den Schwellenwert, so kommt es zu plötzlichen Druckentlastungen. Dieses Nachgeben den einwirkenden Kräften gegenüber führt zum Bruch des Körpers.

Die beobachteten Veränderungen in den Tunnelaufschlüssen dürften genauso ablaufen wie die Vorgänge, die jede nicht allseitig gleichmäßige Druckzunahme in einem festen Körper hervorruft. Da die Tunnel in allen Fällen in mehr oder weniger stark verfestigten Gesteinen liegen, können bei diesen Bewegungen nicht kontinuierlich ablaufende Vorgänge eintreten, sondern es müssen kurzfristig einsetzende Bewegungen mit Zeiten der Ruhe wechseln. In diesen Zeiten der Ruhe steigt der Druck langsam wieder an, bis es zu einer erneuten Druckentlastung, d. h. zur Verschiebung von starren Gesteinskomplexen kommt. Wir müssen annehmen, daß es keine dauernden gleichmäßigen Bewegungen in den erwähnten Tunnelbauten gibt,

sondern periodisch auftretende Verschiebungen im Gesteinskörper, die entlang von Schwächezonen durch Druck ausgelöst werden.

Wir können zusammenfassend feststellen: Am Ostrand der Mittelmeer-Mjösen-Zone sind an verschiedenen Stellen junge Bewegungen beobachtet worden. Es ist wahrscheinlich, daß diese Bewegungen anhalten und auch weiterhin nicht zur Ruhe kommen werden. In den starren Gesteinskomplexen laufen diese Bewegungen periodisch, d. h. ruckweise ab. Obwohl ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Erdbebentätigkeit, den beobachteten Veränderungen an den Tunnelaufschlüssen und den gemessenen Abwärtsbewegungen der Grabenscholle nicht hergestellt werden kann, muß damit gerechnet werden, daß die Beben für die Bewegungen mitverantwortlich sind. Es muß aber ausdrücklich betont werden, daß die unbedeutenden Erschütterungen, die von den geringfügigen Teilbewegungen in den festen Gesteinskörpern entlang der Hauptverwerfungszone ausgelöst werden, in den meisten Fällen nicht als Erdbeben erfaßt werden können, da sie lokal eng begrenzt sind und sich in der Regel unter einer teilweise sehr mächtigen Lockermassenbedeckung abspielen.

F. Der Einfluß junger tektonischer Bewegungen auf Lockermassen

Jede Ablagerung von Lockermassen ist der Diagenese unterworfen, die im Augenblick der endgültigen Sedimentation einsetzt. Verzahnung von Einzelpartikeln unterschiedlicher oder gleicher Größe und erste Umkristallisationsvergänge in chemischen Sedimenten erzeugen schon kurz nach der Ablagerung eine gewisse Festigkeit gegenüber mechanischen Einwirkungen. Durch die steigende Auflast der wachsenden Sedimentsäule tritt im Laufe der Zeit eine weitere Verzahnung des Kornverbandes und eine gewisse Abnahme des Porenvolumens ein.

Wird die Auflast punktförmig erhöht oder teilweise entfernt, kann es zu tiefgreifenden Veränderungen im Sediment kommen. Das Korngefüge und der Kornverband kann dabei grundlegend umgestaltet werden. Auch tektonische Bewegungen in festen Gesteinskörpern, die die Unterlage der Lockermassen bilden, können zu ähnlichen Veränderungen führen. Diese Bewegungen in festen Gesteinen, die sich nicht unmittelbar in den darüberliegenden Lockermassen durch Entstehung von Rupturen abbilden, haben in Störungszonen eine gewisse ingenieurgeologische Bedeutung. Ein Erkennen der bei den schwachen Bewegungen in den unverfestigten Deckschichten eingetretenen Veränderungen ist kaum möglich, da die mehr oder weniger verformbar reagierenden Tone, Schluffe, Sande und Kiese die Schichtverstellungen im Untergrund zunächst abfangen und ein Durchpausen an die Oberfläche verhindern. Die im Untergrund eingetretenen Veränderungen sind aber mit den gewöhnlich bei der ingenieurgeologischen Arbeit zur Verfügung stehenden Mitteln nicht zu erfassen.

Die Lockermassen zeigen bei schwachen tektonischen Bewegungen das gleiche Verhalten wie tonige Zwischenlagen in saxonisch verformten Komplexen von Sandsteinen oder Kalken. Hier klingen geringere Verschiebungsbeträge in genügend mächtigen Toneinschaltungen häufig aus. Die Ruptur geht makroskopisch in eine Flexur über. Anstelle der rupturellen Verformung des Gesteins tritt eine quasi-

plastische Umlagerung der Ton- bzw. der Schluffpartikel, deren Ergebnis mit dem bloßen Auge zwar wahrnehmbar (durch Ausgleichen der im darunter liegenden Gesteinskomplex festgestellten Sprunghöhe), aber in ihren Einzelheiten makroskopisch häufig nicht mehr erkennbar ist. Die über der quasiplastisch verformten Einschaltung liegenden diagenetisch verfestigten Gesteine zeigen makroskopisch keine rupturellen Veränderungen des Korngefüges. Betrachtet man jedoch größere Anschliffe mit Lupenvergrößerung, so ist häufig in Verlängerung der Abschiebung eine fächerförmige sekundär wieder verkittete Lockerung des Kornverbandes bzw. ein Fächer von posttektonisch verheilten Mikroklüften im Kalk zu beobachten. Die Lockerung des Korngefüges und die Schar von Mikroklüften folgt meistens keiner bestimmten Richtung, sie ist lediglich an eine Zone gebunden, die mit wechselnder Mächtigkeit und Breite dem Streichen der darunter liegenden Störung folgt.

Sämtliche normalen bodenmechanischen Berechnungen setzen den Gegendruck, den eine Sedimentsäule aus Lockermassen von unten durch die Auflagerung auf verfestigte Gesteine erhält, als gegeben voraus.

Wird dieser Gegendruck durch künstliche oder natürliche Eingriffe beseitigt oder erhöht, so stellen sich im Bodenkörper andere Bedingungen ein, die, wenn sie bekannt sind (z. B. beim Tunnelbau), rechnerisch berücksichtigt werden können. Durch die Veränderung des Gegendruckes, den die Unterlage ausübt, können ähnliche Vorgänge ablaufen, wie sie beobachtet werden, wenn das Gegendruck-Druckgleichgewicht des Sedimentkörpers durch Eingriffe von der Seite gestört wird. Diese Störungen führen entweder zu mehr oder weniger spontan ablaufenden Bodenbewegungen, wie z. B. dem Grundbruch oder dem Einstürzen von Baugrubenwänden, können sich aber auch in langsam ablaufenden Veränderungen des Korngefüges bis zur völligen Angleichung der Korneinregelung entsprechend den neuen Druckverhältnissen äußern. Parallel mit diesen Vorgängen läuft die Änderung des Gesamtporenvolumens und eine Neuorientierung der Einzelporen. Damit verbunden ist eine durchgreifende Änderung des Zirkulationssystems innerhalb der Lockermassen. Diese langsame Angleichung an die durch Entfernung des Gegendrucks neugeschaffenen Bedingungen führt zu einer kontinuierlichen Veränderung der bodenphysikalischen Kennwerte. Inwieweit diese Abwandlung eines einmal ermittelten Meßwertes im Laufe der Zeit mit den bekannten bodenphysikalischen Prüfverfahren erfaßt werden kann, soll hier nicht erörtert werden.

Die bodenphysikalischen Kennwerte erfassen den Zustand der Lockermassen im Augenblick der Entnahme der Probe. Sie berücksichtigen nur unvollkommen die natürlichen Veränderungen, die mit der Zeit in jedem Sediment ablaufen. Die Veränderungen werden deshalb weitgehend vernachlässigt, weil von der berechtigten Voraussetzung ausgegangen werden kann, daß — finden keine neuen Eingriffe in die Tragschichten statt — die Konsolidierung des Bodens in der Mehrzahl der Fälle m Laufe der Zeit zunimmt und die ursprünglichen ermittelten Werte dadurch steigen. Diese Zunahme des Steifegrades der Tragschichten kann aber unterbrochen werden, wenn die feste Unterlage der Lockermassen durch Abschiebungen in Bewegung gerät. Die Veränderung der Unterlage führt bei stärkeren tektonischen Bewegungen zur Durchpausung der Ruptur an die Oberfläche. Bei geringen und bebenfreien Bewegungen aber nur zur Sedimentwanderung in den Lockermassen. Die eigentlichen

Schichtverstellungen entlang den Scherflächen spielen sich im festen Gestein ab, in den Lockermassen der jungen und jüngsten Sedimente pflanzen sie sich aber kaum über längere Erstreckung in der vertikalen Richtung in Form von echten Rupturen fort. Die über den echten Bewegungsfugen oder Scherflächen liegenden Lockergesteine spielen in diesem Falle die Rolle der schluffig-tonigen Schichtkomplexe beim Ablauf der saxonischen Bewegungen (siehe Seite 405). Hier wie dort entscheidet die Stärke und Dauer der Scherbewegung darüber, ob die Ruptur durch die Lockermassen, bzw. die tonig-schluffigen Schichtglieder hindurchgeht oder ob die die Ruptur auslösenden Bewegungen vom unverfestigten bzw. quasiplastisch reagierenden Material zunächst aufgefangen werden.

Das rupturfreie Auffangen ist verbunden mit einer Umorientierung des Kornverbandes der Lockermassen in engbegrenzten Bereichen. Es erzeugt, wenn eine Abwärtsbewegung der festen Unterlage vorliegt, eine Herabsetzung des Steifegrades. Die Auflast der darüberliegenden Sedimente und die Bauwerkslast lösen anschließend den dritten Vorgang aus: Das langsame Nachfolgen der Deckschichten mit dem Bauwerk. So kann die rupturfreie Veränderung des Baugrundes zu Schäden an Bauten führen.

G. Die Ursache der Setzungen

Wie im Abschnitt C. 4 (S. 399) gezeigt wurde, können für die Gebäudeschäden weder die dort geschilderten Möglichkeiten noch eine mangelhafte Gründung verantwortlich gemacht werden. Unmittelbare Erdbebenschäden scheiden ebenfalls aus. Auch die kurzfristig wirkenden Erschütterungen anläßlich der schwachenBeben dürften im vorliegenden Fall keinen nachhaltigen Einfluß auf die diagenetisch kaum verfestigten Sedimente ausgeübt haben. Würden diese evtl. möglichen Einrüttelungen für die Setzungen verantwortlich gemacht werden können, so wären die Schäden nicht nur in einer schmalen Zone festzustellen. Sie müßten im Stadtgebiet weiter verbreitet sein, da die Erschütterungen anläßlich der letzten Beben an vielen Stellen gleich stark verspürt wurden. Die Setzungen können nur durch rupturfreie Bewegungen verursacht worden sein, die in den über den verfestigten Sedimenten liegenden Lockermassen ablaufen. Die Ursachen für die Veränderung des Zustandes der Lockermassen sind in einer Mobilisierung der Hauptverwerfungszone zu suchen. Die langsam ablaufende normale Konsolidierung der lockeren und im Verhältnis zum eigentlichen Rheintalgraben geringmächtigen quartären Sedimente wurde durch an der Oberfläche nicht sichtbare Verschiebungen der festen Unterlage dieser Lockermassen unterbrochen. Dadurch wurden die jungen Sedimente gezwungen, den Bewegungen in den Buntsandstein- bzw. aus quarzitischem Material aufgebauten Meeressand-Schollen zu folgen. Da die Schollen relativ klein sein dürften und mit einer gleichsinnigen Bewegung sämtlicher Abschnitte des Schollenmosaiks auf Grund geologischer Erfahrungen in anderen Störungszonen nicht zu rechnen ist, geraten die diagenetisch kaum verfestigten, mehr oder weniger bindigen Sedimente aus ihrer ursprünglichen Lage. Das in der Sedimentsäule durch die Konsolidation langsam hergestellte Gleichgewicht wird durch die nach verschiedenen Seiten gerichtete Wanderung gestört. Ein Ausweichen belasteter Bodenteilchen findet zu den Zonen

statt, in denen durch die ungleichmäßige Abwärtsbewegung (deren Größenordnung wir nicht kennen) zeitweilig größere Auflockerungszonen zu vermuten sind. Diese Wanderung der Einzelkörner ist der plastischen Verformung beim Schwellen von Bodenschichten nach Entfernung der normalen Auflast oder dem Ausweichen überbelasteter Erdstoffe beim Grundbruch gleichzusetzen. Genau wie bei diesen beiden Vorgängen hält die Wanderung der Einzelkörner des Sediments so lange an, bis sich ein neues Gleichgewicht einstellt, das der veränderten Situation entspricht.

Die Ursachen der Bauwerksschäden dürften demnach darin zu suchen sein, daß die Lockermassen durch Bewegungen entlang der Hauptverwerfungszone ihren Konsolidationsgrad zeitweise einbüßten und nach Ablauf einer gewissen Frist, in der die Schäden auftreten, diese Konsolidation wieder erreichten oder erreichen werden. Die bodenmechanische Untersuchung erfaßt den augenblicklichen Zustand an einem bestimmten äußerst kleinen Probenkörper. Wird der Probenkörper dort entnommen, wo die der rupturellen tektonischen Bewegung im Untergrund folgende rupturfreie Umorientierung der Sedimentpartikel in den Deckschichten bereits wieder abgeklungen ist, so geben die ermittelten Werte den augenblicklichen Grad der Konsolidation wieder, aber nicht die möglicherweise erheblich schlechteren Werte zum Zeitpunkt des Maximums der Sedimentwanderung. Die z. Zt. durchführbaren Meßverfahren können die im Mikromaßstab ablaufende Umorientierung nicht erfassen.

Die auslösenden Vorgänge werden zwar lange anhalten aber nicht in den Größenordnungen ablaufen, wie sie in Bergschadensgebieten, über Auslaugungszonen oder bei einem Erdrutsch auftreten. Bei diesen selten rupturfreien Vorgängen geraten gewöhnlich große Mengen verschiedenster Gesteine mit unterschiedlichem Steifegrad in Bewegung. Die im makroskopischen Maßstab als rupturfrei anzusprechende Neuorientierung der Einzelpartikel im diagenetisch kaum verfestigten Sediment ist dagegen gleichzusetzen mit dem Wandern von Erdstoffen über Schichtgliedern, die durch den Abbau miteingebetteter organischer Substanz langsam und ungleichmäßig schwinden.

Die für die Erklärung der Bauwerksschäden erforderlichen Bewegungen im festen Untergrund laufen nicht kontinuierlich ab (vgl. Seite 404), sie sind auch nicht gleichsinnig. Eine ausschließliche Abwärtsbewegung der Einzelschollen des Schollenmosaiks ist unwahrscheinlich wie ein Aufschluß in Darmstadt gezeigt hat. In einer tiefen Baugrube in unmittelbarer Nähe der Hauptstörung war zwischen zwei abgesunkenen Schollen ein keilförmig nach oben herausgepreßter Horst festzustellen. Die nur wenige m^3 große keilförmige Scholle von unregelmäßigem Oberflächenumriß lag gegenüber der östlichen und westlichen Scholle um wenige dm höher, wie am Verwurf einer ursprünglich gleichmäßig durchziehenden Verfärbungszone zu erkennen war. Dieser Befund beweist, daß auch hier der Zerrungsvorgang zu lokalen Schollenhebungen führen kann, es entstehen Bilder, wie sie aus vielen Störungszonen innerhalb der saxonischen Gräben bekannt sind.

Die durch die Veränderungen in den verfestigten Gesteinen notwendigen Neuorientierungen der Sedimentpartikel innerhalb der darüber liegenden unverfestigten Lockermassen werden in reinen Sanden und Kiesen schnell ablaufen, in mehr oder weniger bindigen Böden aber relativ langsam vor sich gehen. Eine rupturfreie Be-

wegung im Sediment findet statt, die mit normalen Meßmethoden genau wie die langsam ablaufende Diagenese durch schwache Auflast im Gelände nicht kontinuierlich sichtbar gemacht werden kann. Ergebnis der Umorientierung der Einzelpartikel ist ein nach Abklingen der normalen ersten Sedimentsetzung von neuem beginnender Setzungsablauf. Geschieht diese tektonisch ausgelöste, aber dann normal ablaufende Setzung in bebauten Gebieten, kann es an Bauwerken, die Jahrzehnte lang in Ruhe waren, zu plötzlich eintretenden ungleichmäßigen Setzungen kommen, ohne daß die eigentliche Ursache sofort erkennt wird.

Gebiete, in denen im Laufe der geschichtlichen Überlieferung mit Sicherheit festgestellte Erdbeben auftraten, sind in einem Kartenwerk erfaßt (DIN 4149, Ausgabe 1957), um den Bauherren von Großbauten und den Bauaufsichtsbehörden Hinweise auf evtl. zu treffende Vorsichtsmaßnahmen geben zu können. Gebiete, in denen junge, erdbebenunabhängige tektonische Bewegungen ablaufen, werden nicht berücksichtigt, wenn eine Häufung von Erdbeben in diesen Räumen nicht wahrscheinlich ist. Es liegt aber auf der Hand, daß Siedlungsgebiete, in denen eine langsame durch junge tektonische Bewegungen ausgelöste rupturfreie Sedimentwanderung möglich ist, auch erheblichen Gefahren ausgesetzt sind. Da diese Wanderungen, wie das Beispiel Starkenbergschule zeigt, Setzungen auslösen und Schäden hervorrufen können, muß auf ihre Gefahren hingewiesen werden.

H. Ergebnisse

Bei den beobachteten Schäden an den Massivbauten handelt es sich um Schadensbilder, wie sie durch Zerrung und Setzungen hervorgerufen werden.

Der Vorgang der Setzung wird durch ein Nach-außen-Rücken der Fundamente verstärkt.

Setzung und Zerrung gehen nicht auf Umbildungen im Stoffbestand der Sedimente zurück, die die Tragschichten aufbauen. Hangkriechen, ungenügend berücksichtigte alte Bebauung oder derzeitige Baumaßnahmen, Kriegsschäden, Schwerlastverkehr und umgehender Bergbau sind nicht die Ursache der Schäden.

Die relativ häufigen Beben am Ostrand des Rheintalgrabens können für die Veränderungen im Mauerwerk einer Reihe von Massivbauten in einer schmalen Zone des Stadtgebietes nicht verantwortlich gemacht werden.

Junge tektonische Bewegungen, die in den verfestigten Gesteinen des Untergrundes verlaufen, erzeugen in den darüberliegenden unverfestigten Tonen, Schluffen und Sanden Veränderungen im Konsolidationsgrad.

Diese Veränderungen bewirken einen erneuten Ablauf des Setzungsvorganges, der nicht mehr wie die erste Setzung unmittelbar nach dem Aufbringen der Bauwerksauflast gleichmäßig abläuft.

Da die Schichtverstellungen im verfestigten Gestein innerhalb engster Bereiche nicht gleichsinnig ablaufen, sind die Bewegungen in den unverfestigten, aus verschiedenen Erdstoffen aufgebauten Tragschichten im gesamten Schadensgebiet nicht gleich.

Zerrung und Setzung des Bauwerks werden im vorliegenden Fall auf überwiegend rupturfreie Sedimentwanderungen zurückgeführt, die ähnlich den Vorgängen beim

Schwellen von Bodenkörpern oder beim Grundbruch ablaufen, deren Ursachen aber in Bewegungen des Untergrundes zu suchen sind und nicht auf Baumaßnahmen in der Nachbarschaft der beschädigten Gebäude zurückgeführt werden können.

Schriftenverzeichnis

BASTL, FRIEDRICH: Feststellungen von Erdkrustenbewegungen im oberen Lechtale und Flexengebiet. — Geologie u. Bauwesen, **1**, S. 83—91, 2 Abb., Wien 1929.

BERNDT, F.: Besprechung der Arbeit WEISSNER. — Mitt. R. A. Landesaufnahme, **6**, S. 220—223, Berlin 1930.

DENNER, J.: Die Grundwasserganglinie 1870—1952 in der Innenstadt Berlin im Hinblick auf einige Grundwasserprobleme Groß-Berlins. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. **97**, S. 463—495, 15 Abb., Stuttgart 1953.

FIEDLER, GÜNTER: Die Erdbebentätigkeit in Südwestdeutschland in den Jahren 1800—1950. Diss. (Masch.-Schr.) TH Stuttgart, S. 1—153, 59 Abb., Stuttgart 1954.

FREISING, HANS: Lösse, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. — Diss. (Masch.-Schr.) TH Stuttgart, S. 1—50, 3 Taf., 7 Abb., Stuttgart 1949.

FREUDENBERG, WILHELM, Die Rheintalspalte bei Weinheim an der Bergstraße aus tertiärer und diluvialer Zeit. — Cbl. Mineral. etc. **1906**, S. 667—678, 1 Abb. und S. 698 bis 709, Stuttgart 1906.

GALLWITZ, H.: Vermessung von Krustenbewegungen an den Rändern des Elbtalgrabens durch Feinnivellement. — Geologie, **3**, S. 943—949, 6 Abb., Berlin 1954.

GUENTHER, EKKE: Die jüngeren tektonischen Bewegungen im südwestlichen Deutschland. — N. Jb. Mineral. Geol. Pal., BB **85**, B, S. 191—292, 20 Abb., 6 Beilagen, Stuttgart 1941.

HEIL, REINHARD: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße und der Abbruch zum Rheintalgraben. — Diss. (Masch.-Schr.) TH Darmstadt, 1—103, I—XVI, 31 Abb. 1 Karte, 5 Profile, Darmstadt 1957.

— Die Bergsträsser Diluvialterrasse zwischen Odenwaldquelle (südlich Heppenheim) und Bensheim. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., NF **41**, S. 35—45, 3 Abb., Stuttgart 1959.

KOICHI-AKAI: Die strukturellen Eigenschaften von Schluff. — Mitt. Inst. Verkehrswasserbau, Grundbau und Bodenmechanik, TH Aachen, S. 1—63, 31 Abb., 5 Tab., Aachen 1960.

RUCKLI, ROBERT: Der Frost im Baugrund. I—XV, S. 1—279, 112 Abb.; Wien (Springer) 1950.

SALOMON, WILHELM: Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliocäne Rumpffläche des Kraichgaues und des Odenwaldes. — Sber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. A, 3. Abh. d. Jg. **1924**, S. 1—38, 1 Abb., Berlin und Leipzig 1924.

STEINMANN, GUSTAV, Die Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **50**: Verh. S. 83—106, Berlin 1898.

STÜRZER, R.: Höhenmessungen über dem Königsee. — Z. Vermessungswesen, **86**, S. 363 bis 376, 8 Abb., Stuttgart 1961.

UDLUFT, HANS: Der Nachweis rezenter Bodenbewegungen durch die Nivellements von hoher Genauigkeit. — Z. Vermessungswesen, **75**, S. 250—253, Stuttgart 1950.

WAGNER, WILHELM: Junge Bewegungen der Erdkruste im nördlichen Rheintal. — Umschau, **47**: S. 243—245, Frankfurt 1943.

— Das Erdöl im Rheintalgraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**: S. 518—543, 9 Abb., Taf. 6, Hannover 1950.

WEISSNER, J.: Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen im Rheintal und Westfalen. — Essen 1929.

Weissner, J.: Entgegnungen auf die Besprechungen Berndts. — Mitt. Reichs-Amt Landesaufnahme, **7**, S. 55—59, Berlin 1932.

Wildvang, Dodo: Die Geologie Ostfrieslands. — Abh. preuß. geol. L.-A., NF **181**: S. 1—211, 23 Taf., 1 Kte.; 36 Abb., Berlin 1938.

Wilser, Julius Ludwig: Heutige Bewegungen der Erdkruste, erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheintalgebiet. — S. 1—29, 1 Taf., 2 Karten, Stuttgart (Schweizerbart) 1929.

Winter, Heinrich und Koob, Ferdinand (Hrgb.): 1200 Jahre Heppenheim. — S. 1 bis 286, 42 Taf., 51 Abb., Heppenheim 1955.

Wittmann, H.: Zur Morphogenese des Oberrheins. — Die Wasserwirtschaft, **45**, (1954/1955): S. 121—131, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1954.

Wittmann, Otto: Die Phasengliederung der diluvialen Rheintalrandtektonik und die Stratigraphie des gebirgsrandnahen oberrheinischen Diluviums. — Bad. geol. Abh., **10**, S. 38—94, Heidelberg 1938.

— Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen? — Geol. Rdsch. **32**, S. 337—367, 1 Abb., Stuttgart 1941.

Manuskript eingegangen am 12. 2. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 412—424	9 Abb.	3 Tab.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Paleomagnetic Investigation of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks

1. Preliminary collections in the Eifel, Siebengebirge and Westerwald

By

ALAN E. M. NAIRN, Newcastle upon Tyne, 1

With 3 tables and 9 text figures

Abstract

The direction, intensity and stability of the natural remanent magnetization of rock samples from a number of sites is described. Both normal and reversed directions of magnetization have been found. The work is the first stage in a detailed survey of the Tertiary and Quaternary igneous rocks of Europe.

Contents

Introduction 412

I. Rocks investigated 413
1. Eifel 414
2. Siebengebirge 414
3. Westerwald 414

II. Method of investigation 414
1. Preparation and measurement 414
2. Analysis 416

III. Interpretation of measurements 419

IV. Conclusions 423

Bibliography 423

Introduction

It has been known for a considerable time that igneous rocks may possess an appreciable magnetization (called thermo-remanent) acquired upon cooling through

the Curie point of their contained ferromagnetic minerals. By their very frequency of occurrence and high intensity of magnetization, the Tertiary to recent volcanic rocks were among the first to have attracted considerable attention, and there is a long history of palaeomagnetic investigation. However, apart from Roche's outstanding contributions (ROCHE 1953a, b) this work has been largely unsystematic.

The general conclusion of most authors has been that the geomagnetic field reversed polarity frequently during the Tertiary, and that, as far as Europe and America are concerned the mean magnetic field on the whole coincided with the theoretical dipole field (i. e. that field wich would be observed at the surface if the Earth's field were represented by a dipole at the centre of the Earth aligned along the axis of rotation). The theoretical dipole field thus assumes that over an appreciable time, say a few thousand years, secular variation is averaged out. Small deviations in the early Tertiary have been recorded and regarded as significant.

ROCHE (1953a) appears to have been the first to examine the succession of normal and reversely magnetized rocks with adequate stratigraphical control, and in a summary of this work, RUTTEN (1960) suggests that not all field reversals were found. This paper presents the results from the first stage in a survey of European Tertiary and Quaternary igneous rocks which is a continuation of Roche's pioneer work. Clearly only upon widespread and detailed collecting can a sound palaeomagnetic chronology be based. Little is known of the time required for a reversal of the geomagnetic field to occur and, indeed, if the large number of changes of polarity, thirteen in all, recorded by KHRAMOV (1958) in the Pliocene of the Cheleken penisula is true for other periods, it may prove impossible to use this criterion stratigraphically. If a correlation can be established it has obvious value both to the geologist and the geophysicist. It is already clear that the Plio-Pleistocene boundary can be fairly closely defined by the occurrence of a zone of reserved magnetization estimated by Japanese workers (NAGATA et al. 1957) to occur about 50,000 years above the base of the Pleistocene. This reversal has been found in Iceland, Japan, Australia, East Africa and North and South America.

The advantages of the three regions chosen are twofold. In addition to a better stratigraphic control than obtains in many other regions, an increasing number of absolute age determinations are becoming available. As a petrological succession of rock types has been defined, this can be used as a finer, relative, chronology.

I. Rocks investigated

Normally at each site two or three orientated samples were collected, the samples being spaced at several metre intervals. Quarries were usually visited to obtain fresh unweathered material. For convenience the orientated surfaces were flat joint planes, and measurements made with respect to such surfaces were later corrected to the horizontal plane using a stereographic net on the assumption that tilting since extrusion or intrusion either had not occurred or was sufficiently small to be negligible.

1. Eifel[1])

Samples were obtained at the following sites in the Eifel:

— Burgbrohl. Samples were collected in an old quarry of a rock of upper Oligocene or lower Miocene age.

— Kempenich and Schellkopf. Nosean phonolites regarded as of Günz[1]) age were obtained in quarries. A welded tuff was also sampled near Kempenich.

— Niedermendig. The upper tephritic lava, and a thin lenticle lying within tuff exposed in a working quarry at Kunksköpfe were both sampled. Their age is considered to lie between Würm stadial II and stadial III.

— Mayen. A Würm age is thought likely for the lava quarried east of the town near the station.

2. Siebengebirge

All the samples were of upper Oligocene or lower Miocene age. In this preliminary collection not every lava type was collected. It also proved impossible to re-examine the collection from all but two (Walsdorf and Niederbachem) of the sites reported in NAIRN and KÜRSTEN (1957).

— Wolkenberg. Latite was sampled in two old quarries.

— Lohrberg. Trachyte was sampled at a single site near the peak.

— Stenzelberg, Ölberg, Petersberg, Kalenborn, Niederbachem and Mehrberg. All the samples from these sites were collected in quarries.

— Walsdorf. The samples, from an earlier collection, were from a natural outcrop near the summit.

3. Westerwald

The rocks sampled in the Westerwald are ranked of upper Oligocene to lower Miocene age. The rocks sampled in the four Bell quarries, Wölferlingen, Weidenhahn trachyte, Wirges phonolite and the Selters quarry are all regarded as upper Oligocene in age (Lower to Middle Chattian (AHRENS 1957). The same age is also given for the Moschheim quarry.

The basalts of Marienburg I and Kackenberg, considered of the same age, are uppermost Oligocene or lowerest Miocene. The same age also applies to the Enspel quarries (Ührmacher and Büding), Schmidthahn and Hartenfels.

II. Method of Investigation

1. Preparation and measurement

In the laboratory each rock sample was cut with non-magnetic tools to give up to four small cylinders (2.5 cm. diameter × 2.5 cm. long). The direction and intensity of natural remanent magnetization of each cylinder was measured using a short

---

[1]) I am indebted to Prof. Dr. J. FRECHEN and Prof. Dr. W. AHRENS for their assistance with the stratigraphical data.

Table 1. Eifel site data.

Mean direction of magnetization, circle of confidence and demagnetizing field at which the scatter is lowest (maximum $\varkappa$ value) are given. The numbers of specimens utilised is also indicated. Two site means are given, the upper based upon all the cores measured, the lower based upon the number of samples per site.

Site	Lithology	Mean Declination	Mean Inclination	Circle of confidence	$\varkappa$	Number of N—cores S—samples	R	Demagnetization stage
1 Burgbrohl		197.5	— 56.2	3.1	592.7	N 5	4.99	225 oe
		204.7	— 55.4	16.1	242.0	S 2	1.99	—
2 Burgbrohl	alkali	25.2	+ 63.3	2.6	464.6	N 8	7.98	400 oe
(Kuhnskopf)	basalt	21.3	+ 63.3	20.4	152.2	S 2	1.99	—
3 Kempenich	nosean	53.5	+ 63.6	4.2	484.5	N 4	3.98	250 oe
(Engelner	phonolite	66.1	+ 63.5	23.7	113.5	S 2	1.99	—
Kopf)								
4 Kempenich		45.1	+ 68.0	14.4	29.3	N 5	4.86	125 oe
		23.5	+ 65.6	41.2	38.8	S 2	1.97	—
5 Schellkopf	nosean	12.7	+ 67.0	3.1	319.1	N 8	7.97	125 oe
	phonolite	12.2	+ 68.3	5.0	250.1	S 2	1.99	—
6 Mayen	alkali	2.1	+ 76.8	3.3	279.5	N 8	7.97	225 oe
	basalt	0.8	+ 76.6	15.8	250.5	S 2	1.99	—
7 Brenck	nosean	38.1	+ 59.2	16.4	57.6	N 3	2.96	135 oe
	phonolite	—	—	—	—	S 1	—	—
8 Nieder-	tephrite	1.8	+ 69.8	11.2	68.3	4	3.96	135 oe
mendig		1.7	+ 69.8	37.4	46.8	2	1.98	—

Table 2. Siebengebirge site data.

Mean direction of magnetization, circle of confidence and demagnetizing field at which the scatter is lowest (maximum $\varkappa$ value) are given. The numbers of specimens utilised is also indicated. Two site means are given, the upper based upon all the cores measured, the lower based upon the number of samples per site.

Site	Lithology	Mean Declination	Mean Inclination	Circle of confidence	$\varkappa$	Number of N—cores S—samples	R	Demagnetization stage
1 Ölberg	feldspat-	221.5	— 55.4	3.9	125.9	N 12	11.91	135 oe
	basalt	227.8	— 52.2	15.4	65.2	S 3	2.96	—
2 Stenzelberg	trachy	48.9	+ 60.9	2.2	394.4	N 12	11.97	135 oe
	andesite	49.9	+ 59.8	2.9	186.9	S 3	2.99	—
3 Löwenberg	basalt	42.3	+ 63.5	3.5	223.7	N 9	8.96	135 oe
		24.7	+ 67.9	22.3	31.7	S 3	2.93	—
4 Wolken-	latite	18.7	+ 71.9	2.8	390.3	N 8	7.98	90 oe
berg		16.4	+ 69.2	6.1	228.5	S 4	3.98	—
5 Kalenborn	basalt	205.1	— 54.5	3.3	339.7	N 7	6.98	135 oe
		208.4	— 54.3	9.6	674.3	S 2	1.99	—
6 Marga-								
rethenhof	dyke	224.7	— 64.4	2.3	878.2	N 6	5.99	orig.
Am Marga-	feldspat-							
rethenhof	basalt	228.5	— 64.6	7.6	113.1	S 2	1.99	—
7 Walsdorf	plug	191.8	— 55.5	23.5	11.5	N 5	4.65	250 oe
		196.9	— 51.4	42.5	9.5	S 3	2.79	—
8 Nieder-	plug	216.4	— 64.5	26.7	89.3	N 2	1.99	175 oe
bachem		—	—	—	—	S 1	—	—

period astatic magnetometer of the type described by COLLINSON et al (1957). Cores were subjected to a magnetic cleaning in alternating magnetic fields of progressively greater intensity, repeating measurements of direction and intensity after each stage.

Demagnetization in alternating magnetic fields serves both as a test of stability of magnetization and also as a means of removing any secondary component of magnetization which the rock may have acquired since it was originally magnetized by cooling through its Curie point (see CREER 1958, AS and ZIJDERVELD 1959 and IRVING et al 1961). The method employed consisted in demagnetizing cores about three mutually perpendicular axes. One core from each specimen was demagnetized at intervals of 45 oersted peak field up to fields of as much as 900 oe in a few cases. Examples of the demagnetization curves obtained are shown in figs. 1 to 6. The remaining cores were demagnetized through a smaller field range.

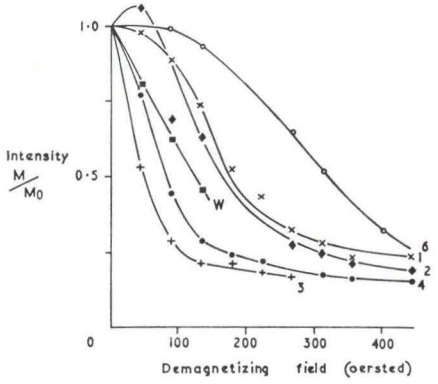


Fig. 1. Normalized demagnetization curves of Eifel samples. The curve numbers refer to the sites listed in table 1.

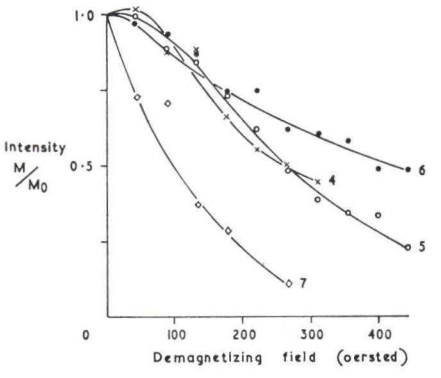


Fig. 2. Normalized demagnetization curves of Siebengebirge samples. The curve numbers refer to sites listed in table 2.

2. Analysis

The analysis of measurements was based on the assumption that, at each site, the time taken for the rock to cool through the Curie point is likely to be short compared with the period of secular variation. So, the scatter of measurements on several cores from a hand sample, and the scatter between hand samples is more likely to represent experimental and sampling errors about a single direction than any change in the direction of the geomagnetic field during the cooling period (see WATSON and IRVING 1957).

To calulate a mean direction and also a measure of the scatter of measurements, the statistic described by FISHER (1953) was used. This statistic, in common use in rock magnetism, gives a mean direction and its cone of confidence for a set of points on the surface of a sphere, and also a parameter $\varkappa$ which is a measure of the scatter of a set of measurements.

The circle of confidence (α) at a given probability level P is given by:

$$\alpha = 1 - c = \frac{N-R}{R}\left\{(1/P)^{1/N-1} - 1\right\}$$

and $\varkappa$ by

$$\varkappa = \frac{N-1}{N-R}$$

where N is the number of measurements, and R the length of the vector mean. The probability level (P) chosen was the 95% level. The computations were carried out on an electronic computer using a programme devised by Dr. L. Molyneux.

Up to four cores from each sample collected at a given site were measured at various demagnetization stages and the mean direction, circle of confidence and K values found. Thus it is possible to find the demagnetizing field at which the scatter within a rock sample is a minimum (the highest $\varkappa$ value). Similarly by using all

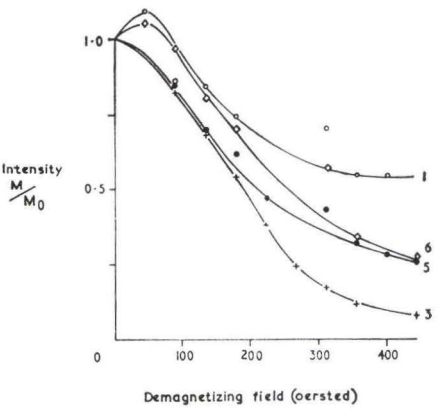


Fig. 3. Normalized demagnetization curves of Westerwald samples. The curve numbers refers to sites listed in table 3.

cores from one site at each stage of demagnetization, (the same number of cores from each sample whenever possible) the stage at which the scatter is lowest for the site can also be found. This was often different from the demagnetization stage giving the lowest scatter for rock samples.

A site mean can thus be obtained using sample means, or using all the cores measured. In tables 1–3, both results are given, the latter being given first. It can be seen that the mean directions do not differ significantly and the question at issue is which of the confidence limits of the results is the more realistic.

The method developed by Irving is to take two or more samples from each site and carry out one measurement per rock sample. The confidence limit of the site mean then represents what can be termed "palaeomagnetic error" (see Watson and Irving 1957, p. 298). However it can be seen that the demagnetization curves of three Wolkenberg samples (fig. 5) and three Selters samples (fig. 6) do not superpose (thus accounting for the differing demagnetizing fields to produce minimum scatter from sample to sample). This suggests variations in physical properties within a single site. In the present work the confidence limits of site mean based on sample means is large in the

majority of cases so that the hope of finding small but significant variations in the Tertiary would seem to require either working on a large number of cores from few rocks or single measurements from many rocks. Because of the variation within a site, the latter method seems the better and it is proposed to repeat the collections to double the total number of samples. Inspection of tables 1 to 3 suggests this would considerably reduce the size of the circle of confidence at each site to a more acceptable figure of about 5°.

It is a common procedure in palaeomagnetism to combine site means for a given interval of geological time and in so doing implicitly assume the time period is suf-

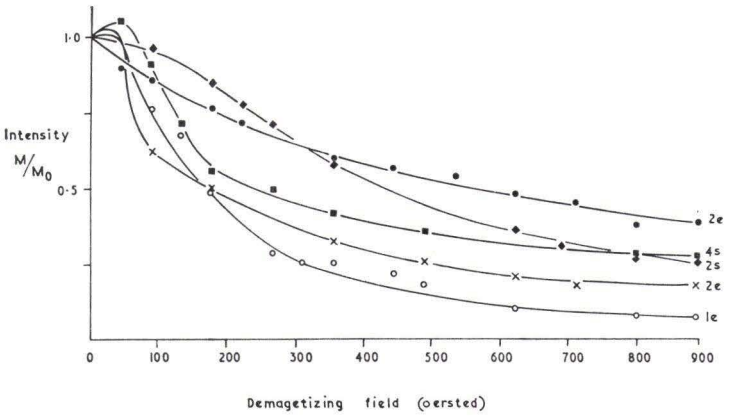


Fig. 4. Normalized demagnetization curves of some Eifel and Siebengebirge samples in high fields. Curve numbers refer to sites listed in tables 1 and 2, the suffix e denotes Eifel and s Siebengebirge samples.

Table 3. Westerwald site data.

Mean direction of magnetization, circle of confidence and demagnetizing field at which the scatter is lowest (maximum $\varkappa$ value) are given. The numbers of specimens utilised is also indicated. Two site means are given, the upper based upon all the cores measured, the lower based upon the number of samples per site.

Site	Lithology	Mean Declination	Mean Inclination	Circle of confidence	$\varkappa$	Number of N—cores S—samples	R	Demagnetization stage
1 Marienberg I	basalt	209.3	— 60.7	2.4	451.8	N 9	8.98	orig.
		208.7	— 62.5	8.3	222.1	S 3	2.99	—
2 Kackenberg	basalt	187.5	— 62.4	5.0	121.8	N 8	7.94	125 oe
		184.0	— 56.2	12.8	94.3	S 3	2.97	—
3 Weidenhahn	trachyte	25.2	+ 50.1	5.4	92.0	N 9	8.91	45 oe
		26.6	+ 45.0	18.6	45.1	S 3	2.95	—
4 Schmidthahn	basalt	6.4	+ 52.5	5.8	110	N 9	6.94	135 oe
		3.2	+ 46.1	15.4	65.2	S 3	2.96	—
5 Selters	trachyte	64.8	+ 47.9	18.8	9.7	N 8	7.28	90 oe
		65.9	+ 43.1	47.3	7.8	S 3	2.75	—
6 Moschheim	trachyte	167.8	— 60.8	4.1	501.4	N 4	3.99	orig.
		171.2	— 63.3	18.6	182.5	S 2	1.99	—

ficiently long and the number of points sufficiently large, for the effects of secular variation to be averaged out. The geographical co-ordinates of the ancient pole which satisfy the direction can then be calculated. No such pole is calculated in the present paper and site mean directions should be regarded as spot points recording the declination and inclination of the geomagnetic field at that point at a given instant of time.

III. Interpretation of Measurements

Demagnetization in alternating fields showed that many of the rocks possesed a small, secondary component of magnetization, presumably a viscous magnetization,

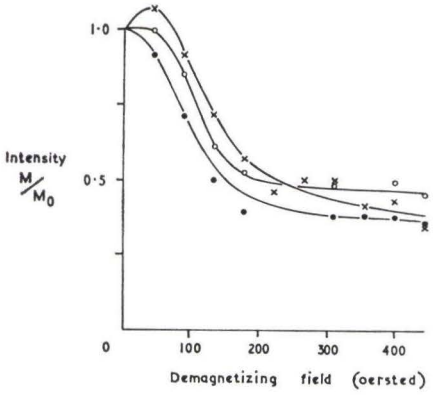


Fig. 5. Normalized demagnetization curves of three Wolkenberg samples.

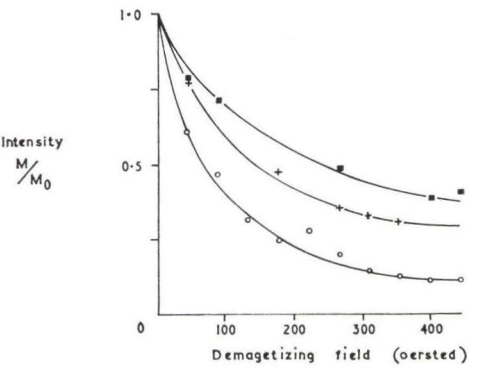


Fig. 6. Normalized demagnetization curves of three Selters samples.

removed by treatment in field strengths between 50 and 150 oersted. Usually this secondary component did not significantly alter the mean direction of magnetization but showed itself in the tendency to produce a better grouping innormally magnetized samples and a somewhat more open grouping of the reversely magnetized samples. The rocks regarded as stable did not show significant changes in direction in fields of up to 300 to 400 oersted, although in some cases rocks were too weakly magnetized to be measured on the short period magnetometer used after the application of fields greater than 150 oersted. Typical curves (one per site) are shown in figs. 1–3, while in fig. 4, the results of demagnetizing in still higher fields is illustrated. The mean directions of magnetization for each site are shown in figs. 7–9. By giving two stereograms for each region the two tabulated site means and confidence limits of tables 1–3, can be compared. Site numbers correspond to those in the tables.

Of the sites visited, only the samples collected at Oberahrerberg and Ötzingen (Westerwald) proved to be too weakly magnetized for measurement. Rocks from two further Westerwald sites (Wölverlingen and Wirges) were rejected as unsuitable for although initial measurements suggested a normal magnetization, upon demagnetization the measurements became scattered and were not repeatable.

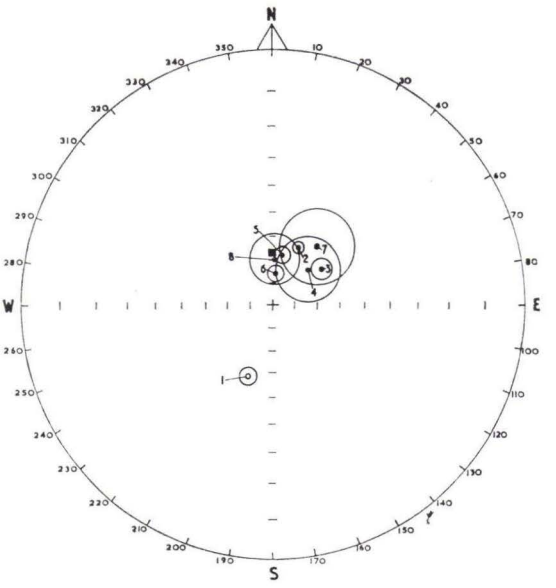


Fig. 7a.

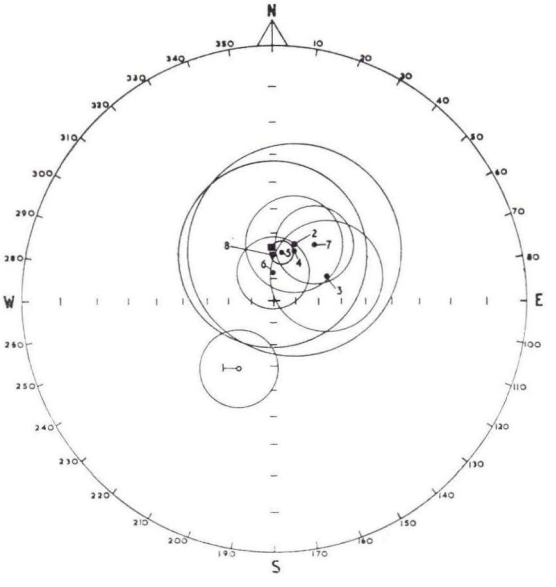


Fig. 7b.

Fig. 7. Stereographic plot of the Eifel site mean directions. (a) using the mean from all cores, (b) using sample means. Following convention a north seeking pole pointing downward in the northern hemisphere is denoted by a solid point, when pointing upwards an open circle is used. The confidence limits of the means are also indicated and illustrated the difference found by the two methods.

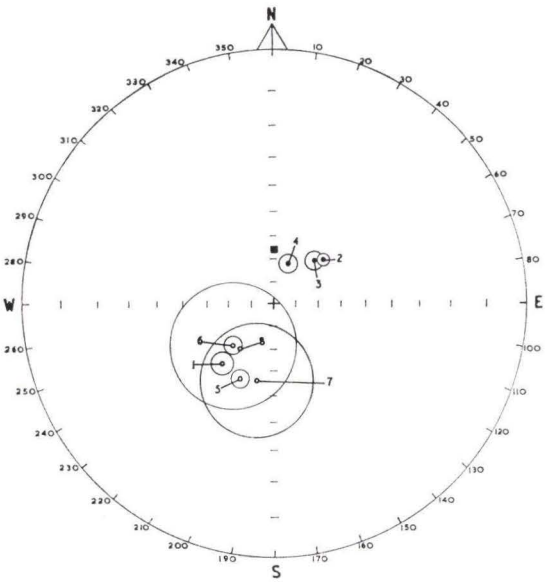


Fig. 8a.

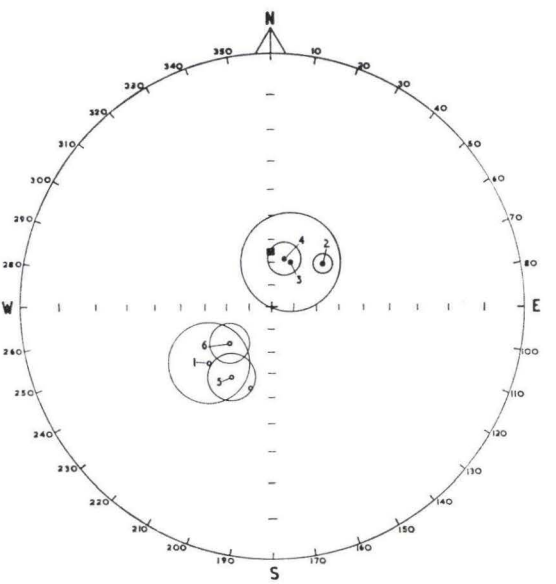


Fig. 8b.

Fig. 8. Stereographic plot of the Siebengebirge site mean directions. (a) using the mean from all cores, (b) using sample means. Following convention a north seeking pole pointing downward in the northern hemisphere is denoted by a solid point, when pointing upwards an open circle is used. The confidence limits of the means are also indicated and illustrates the difference found by the two methods.

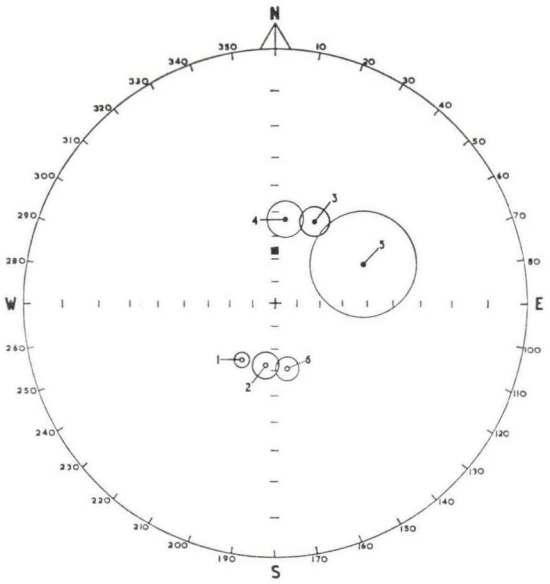


Fig. 9a.

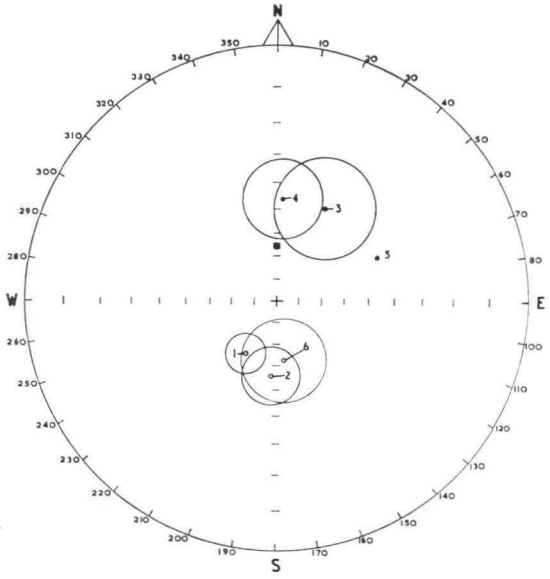


Fig. 9b.

Fig. 9. Stereographic plot of the Westerwald site mean directions. (a) using the mean from all cores, (b) using sample means. Following convention a north seeking pole pointing downward in the northern hemisphere is denoted by a solid point, when pointing upwards an open circle is used. The confidence limits of the means are also indicated and illustrates the difference found by the two methods.

Anomalous magnetization at a number of other sites, Petersberg, Mehrberg (Siebengebirge), Hartenfels, Enspel (Uhrmacher and Büding quarries) (Westerwald) were recorded. Here, although there was reasonable consistency in direction between cores from the same sample, different samples from the same site show little agreement and this was not improved by demagnetization even is high fields.

IV. Conclusions

In this preliminary survey no firm conclusions may be drawn. The most interesting, but still tentative result concerns the Westerwald samples which are considered to be upper Oligocene to lower Miocene in age. According to ROCHE (1953a) the upper Oligocene is characterised by a zone of reversed magnetization covering the Aquitanian, whilst the Burdigalian above and the Stampian below, are normally magnetized. Examination of table 3 would suggest an Aquitanian age for the basalts rather than a Burdigalian age in view of their reversed magnetization (if Roche's zones are correct). The acid members have been given a middle to upper Chattian age (AHRENS 1957) and again it can be seen that all, except one, are normally magnetized as Roche's table predicts. Consequently it seems that the reversal of the magnetic field occurred in middle to upper Chattian times, but probably still within the Stampian in view of the close similarity in lithology of the rocks examined.

Bibliography

AHRENS, W.: Exkursion im südwestlichen Westerwald. — Fortschr. Mineral., **35**, pp. 109—116, Stuttgart 1957.

AS, J. A., ZIJDERVELD, J. D. A.: Magnetic cleaning of rocks in palaeomagnetic research. — Geophys. J., **1**, pp. 308—319, London 1958.

COLLINSON, D. W., K. M. CREER, E. IRVING, S. K. RUNCORN: Palaeomagnetic investigations in Great Britain. I. The measurement of the permanent magnetization of rocks. — Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. A, **250**, pp. 73—82, London 1957.

CREER, K. M.: A. C. demagnetization of unstable Triassic Keuper Marls from S. W. England. — Geophys. J., **2**, pp. 261—275, London 1959.

FISHER, R. A.: Dispersion on a sphere. — Proc. Roy Soc., Ser. A, **217**, pp. 295—305, London 1953.

IRVING, E., P. M. STOTT, M. A. WARD: Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields. — Phil. Mag. ,**6**, pp. 225—241, London 1961.

KHRAMOV, A. N.: Palaeomagnetism and stratigraphic correlation. — Gostoptechizdat, Leningrad 1958, translated by A. J. Lojkine and published by Dept. if Geophysics at the Australian National University, Canberra 1960.

NAGATA, T., S. AKIMOTO, S. UYEDA, Y. SHIMIZU, M. OZIMA, K. KOBAYASHI, H. KUNO: Paleomagnetic studies on a Quaternary volcanic region in Japan. — J. Geomag. Geoelec., **9**, pp. 23—41, Tokyo 1957.

NAIRN, A. E. M., M. KÜRSTEN: Mitteilung über palaeomagnetische Untersuchungen an Basalten des Siebengebirges und seiner Umgebung. — N. Jb. Geol. Palaeont., Mh., **8**, pp. 348—352, Stuttgart 1959.

ROCHE, A.: Etude sur l'aimantation de roches volcaniques tertiares. — Thesis Sorbonne, Paris 1953a.

ROCHE, A.: Sur l'origine des inversions d'aimantation constatées dans les roches d'Auvergne. — C. R. Acad. Sci. **236**, pp. 107—109, Paris 1953b.

RUTTEN, M. G.: Palaeomagnetic dating of younger volcanic series. — Geol. Rdsch., **49**, pp. 161—167, Stuttgart 1960.

WATSON, F. S., E. IRVING: Statistical methods in rock magnetism. — Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., **7**, pp. 289—300, London 1957.

Manuskript eingegangen am 4. 12. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 425–486	1 Abb.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Register für die Notizblattbände der 6. Folge, (VI) 1 – (VI) 3 und 81 – 89

Zusammengestellt von Fritz Kutscher, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung

I. Allgemeiner Teil

Seit Bestehen des Notizblattes bis zum vorliegenden Band 90 sind 108 Jahre vergangen. In dieser Zeit war nur einmal die Gelegenheit gegeben, daß ein Register zusammengestellt und veröffentlicht wurde. Chelius (1882, S. 10—22) machte ein Inhaltsverzeichnis der geologischen Mitteilungen bekannt, welche im Notizblatt des Vereins für Erdkunde in den Jahren 1854—1882 (1854 war das Gründungsjahr), den Ergänzungsblättern zum Notizblatt und in den Beiträgen zur Landes-, Volks- und Staatskunde des Großherzogtums Hessen (2 Vorläufer-Hefte zum Notizblatt) in den Jahren 1850 und 1853 erschienen waren.

Für die abgelaufenen 80 Jahre ist nichts geschehen und somit ein Versäumnis nachzuholen, das sich der derzeitige Schriftleiter angelegen sein läßt. Zeitaufwand und Druckplatzverhältnisse zwingen zu einer Aufgliederung des umfangreichen Stoffes. So wird im folgenden das Register für die 6. Folge (1950—1961) vorweggenommen und hiermit vorgelegt.

Verzeichnis der früheren Folgen 1—5

Insgesamt sind bisher von 1854—1939 5 Folgen des Notizblattes erschienen, denen von 1850—1853 2 Vorläufer-Hefte vorausgehen (Kutscher 1953, S. 42—51). Es sind dies:

Beiträge zur Landes-, Volks- und Staatskunde des Großherzogthums Hessen — 2 Hefte (1850 und 1853).

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt — Folge 1 mit 46 Nummern, 1854—1857.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt und des mittelrheinischen geologischen Vereins — Folge 2, Bände 1—3, 1858—1860.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verwandte Wissenschaften zu Darmstadt und des mittelrheinischen geologischen Vereins — Folge 3, Hefte 1—18, 1862—1879.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, des mittelrheinischen geologischen Vereins und des naturwissenschaftlichen Vereins zu Darmstadt bis 1891
und ab 1892
Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großherzoglichen geologischen Landesanstalt zu Darmstadt — Folge 4, Hefte 1—35, 1880—1914.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großherzoglichen geologischen Landesanstalt zu Darmstadt bis 1935
und ab 1936
Notizblatt der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt
und 1939
Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Darmstadt — Folge 5, Hefte 1—20, 1916—1939.

Die 6. Folge Notizblatt

Die 6. Folge des Notizblattes wurde nach elfjähriger Pause 1950 durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung eröffnet. Bis 1952 wurde an der herkömmlichen, umständlichen Folgen- und Heftzählung festgehalten, ab 1953 jedoch eine Band-Numerierung eingeführt (KUTSCHER 1953, S. 42—51), wobei als Übergang bis zum Jahre 1955 die Folgen- und Heftnumerierung noch in Klammern beibehalten wurde.

Es lagen bis zum Ende 1961 folgende Bände (nach Zitiertitel) vor:

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1,** 345 S., 35 Abb., 6 Tab., 11 Taf., Wiesbaden 1950.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2,** 256 S., 18 Abb., 21 Taf., Wiesbaden 1951.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3,** 476 S., 30 Abb., 24 Taf., Wiesbaden 1952.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81,** (VI) **4,** 464 S., 66 Abb., 18 Taf., Wiesbaden 1953.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82,** (VI) **5,** 411 S., 50 Abb., 10 Taf., Wiesbaden 1954.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83,** (VI) **6,** 420 S., 58 Abb., 26 Taf., Wiesbaden 1955.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84,** 492 S., 58 Abb., 24 Tab., 35 Taf., Wiesbaden 1956.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85,** 555 S., 100 Abb., 55 Tab., 26 Taf. + 2 Bildtaf., Wiesbaden 1957.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86,** 444 S., 63 Abb., 23 Tab., 20 Taf., Wiesbaden 1958.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87,** 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf. + 1 Bildn., Wiesbaden 1959.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88,** 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf., Wiesbaden 1960.
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89,** 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf., Wiesbaden 1961.

Stoffgliederung und Anordnung des Registers

In den nächsten Jahren ist auch eine Veröffentlichung der Register für die früheren Folgen der Notizblatt-Bände vorgesehen. Es seien daher einige Bemerkungen zur stofflichen Gliederung, die allgemeine Gültigkeit für das Notizblatt haben sollen,

vorausgeschickt. Bei der stofflichen Gliederung schälen sich rein statistisch die Bearbeitungsschwerpunkte heraus, die von vornherein einen Fingerzeig für die Stoff- und Literatursuche abgeben.

Bei der Stoffgliederung wurden folgende Hauptgebiete zugrunde gelegt:

1. Regionale Geologie 427
2. Allgemeine Geologie und Varia 429
3. Erdgeschichte und Paläontologie 430
4. Angewandte Geologie 431
5. Hessisches Landesamt für Bodenforschung 432

1. Regionale Geologie

Gemäß dem Titel der Zeitschrift, aber auch nach der Errichtungsverordnung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung liegt der Schwerpunkt der Veröffentlichungen auf hessischem Gebiet. Es sollen „Wissenschaftliche Veröffentlichungen über die Geologie des Landes" gebracht werden, sagte MICHELS (1950, S. 4) in dem Vorwort zur Eröffnung der 6. Folge. Die Nachbargebiete lassen sich jedoch nicht wahllos abtrennen, und so enthalten die Notizblatt-Bände eine Reihe von Arbeiten, namentlich aus den rheinpfälzischen Gebieten, die thematisch an die in Hessen vertretenen geologischen Baupläne anschließen.

Als Einteilungsprinzip wurde eine physiographisch definierte Landschaftsgliederung Hessens (KUTSCHER 1952) und der angrenzenden Länderteile gewählt; kleinere Einheiten wurden in Gruppen zusammengefaßt (Abb. 1). Das Staatsgebilde Hessen wurde als Politikum herausgenommen und sowohl für verwaltungsmäßige als auch für geologische Übersichten zur Einheit erhoben.

Schwerpunkte der regionalen Bearbeitung finden wir in Teilen des Rheinischen Schiefergebirges und im niederhessischen Raum.

Folgende Gliederung wurde für die regionale Stoffanordnung vorgesehen:

Hessen 433
Rheinisches Schiefergebirge 435
Hunsrück 435
Eifel 436
Sauerland 436
Bergisches Land und Siegerland 437
Ederbergland und Kellerwald 437
Lahn-Dillbergland 437
Westerwald 438
Taunus 438
Niederhessen 439
Niederhessische Senke 440
Solling, Bramwald, Kaufunger Wald, Reinhardswald . 440
Waldecker Bergland, Wolfhagener Bergland 440
Meißner, Meißnervorland, Richelsdorfer Gebirge, Ringgau, Schlierbachswald, Seulingswald 441
Schwalm, Oberhessische Schwelle, Amöneburger Bekken, Burgwald, Lahnberge 441
Hessisches Bergland, Knüll, Becken von Fulda . . . 442

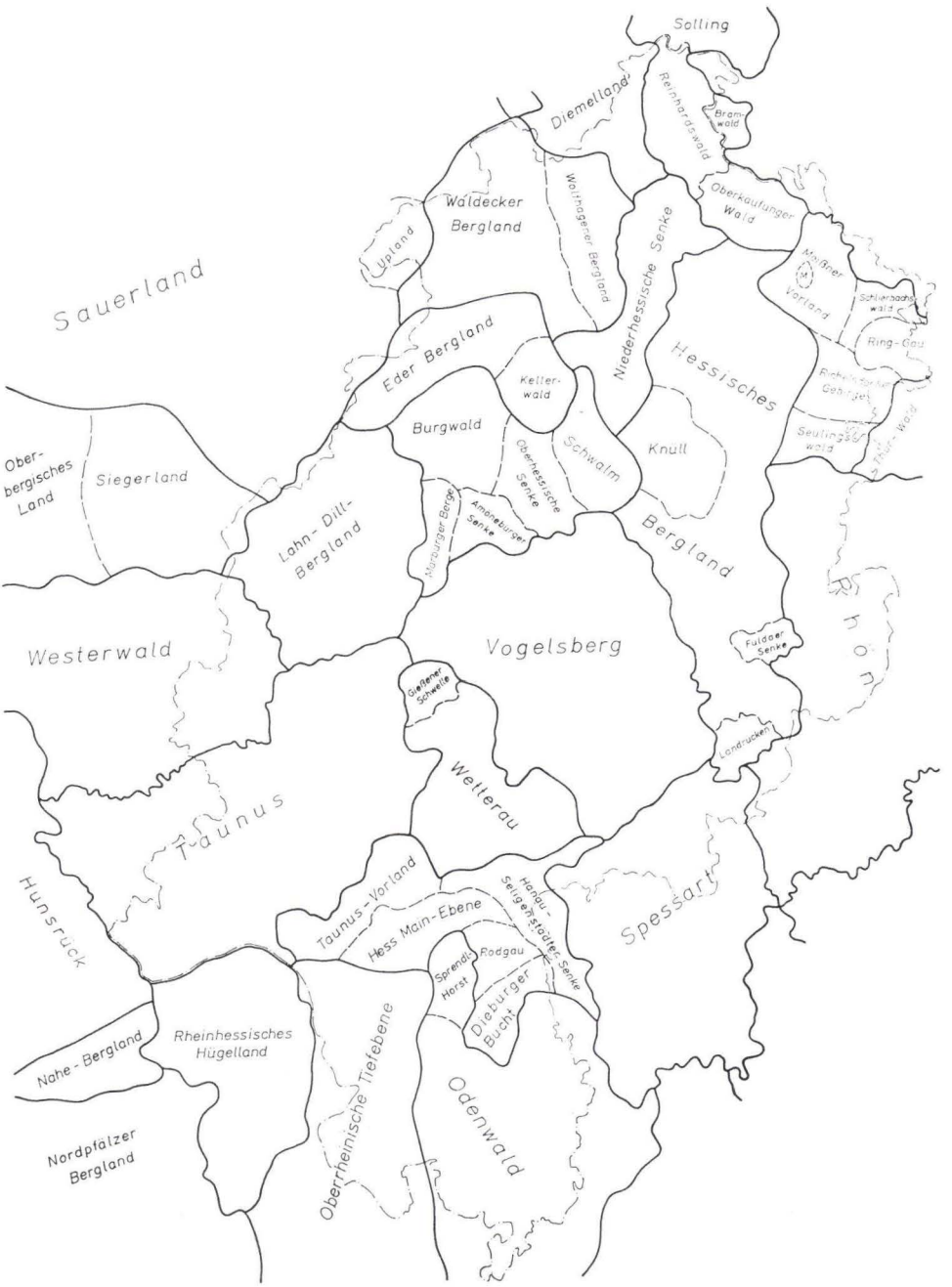


Abb. 1. Landschaftseinheiten in Hessen und angrenzenden Gebieten.

Gebiete nördlich Hessen 442
Hils 442
Leinetal 443
Rhön 443
Vogelsberg 443
Wetterau, Gießener Schwelle 443
Spessart 444
Odenwald, Sprendlinger Horst 444
Südhessische Senkungsgebiete und daran anschließende außerhessische Gebiete 445
Oberrheinische Tiefebene 445
Hessische Mainebene mit Taunusvorland, Hanau-Seligenstädter Senke, Rodgau, Dieburger Bucht . . 445
Rheinhessisches Hügelland 446
Pfälzer Wald 447
Nahe-Bergland 447
Außerhessische, nicht unmittelbar anschließende Gebiete 448
Frankenwald 448
Saarland 448
Lothringen 448
Alpen 448
Böhmen 448
Türkei 449

2. Allgemeine Geologie und Varia

Die Disziplinen der Allgemeinen Geologie treten in einer Amts-Zeitschrift weitgehend zurück oder aber sie sind mit regionalen, erdgeschichtlichen oder angewandten Problemen eng verknüpft und werden dann nicht besonders ausgehalten. Zweckmäßig erscheint es die Gruppe Varia hier anzuschließen. Gegliedert wurde:

Geophysik der Erdkruste 449
Exogene Dynamik 449
Morphologie 449
Auslaugung 449
Endogene Dynamik 449
Allgemeine Tektonik 449
Regionale Tektonik 450
Petrographie 451
Magmatismus und Magmatite 451
Sedimentation und Sedimentite 452
Metamorphose und Metamorphite 453
Technische Petrographie 454
Geochemie 454
Chemie 454
Varia 455
Geschichte der Geologie 455
Vereine, Gesellschaften 455
Wünschelrute 455

3. Erdgeschichte und Paläontologie

Das historische Moment spielt in der geologischen Tätigkeit eines Landesamtes nach wie vor eine Hauptrolle. Die Aufnahme einer geologischen Karte, ganz besonders aber die Erarbeitung geologischer Spezialkartenwerke, baut auf der Kenntnis des geologischen Zeitablaufes auf. Demzufolge sieht die Stoffanordnung eine starke Aufgliederung der relativen Zeitskala vor. Schwerpunkte ergeben sich im Devon, Tertiär und neuerdings im Buntsandstein gemäß dem geologischen Bauplan Hessens und seiner Nachbargebiete.

Folgende Stoffaufteilung wurde durchgeführt:

Paläogeographie 455
Stratigraphie 455
Vor-Paläozoikum 455
Paläozoikum 455
Silur (Gotlandium) 455
Devon 456
Unterdevon 456
Gedinne-Stufe 456
Siegen-Stufe 456
Ems-Stufe 457
Mittel-Devon 458
Ober-Devon 459
Karbon 460
Unter-Karbon 460
Ober-Karbon 460
Perm 461
Rotliegendes 461
Zechstein 461
Mesozoikum 462
Trias 462
Buntsandstein 462
Muschelkalk 463
Keuper 464
Jura 464
Lias 464
Kreide 464
Neozoikum 464
Tertiär 464
Alt-Tertiär 465
Eozän 465
Oligozän 465
Jung-Tertiär 467
Miozän 467
Pliozän 468
Quartär 468
Pleistozän 469
Holozän 469
Vorgeschichte 470
Paläontologie 470
Allgemeines, Geschichte, Biostratonomie, Ökologie, Biochronologie, Biostratigraphie, Aktuopaläontologie . 470

Paläozoologie 470
Paläozoische Faunen 470
Mesozoische Faunen 471
Känozoische Faunen 471
Evertebraten 472
Fährten, Lebensspuren 472
Conodonta 472
Protista 473
Coelenterata 473
Vermes 473
Arthropoda 473
Mollusca 474
Bryozoa 474
Brachiopoda 474
Echinodermata 474
Graptolithina 475
Vertebraten 475
Agnathi und Pisces 475
Amphibia, Reptilia, Aves 475
Mammalia 476
Paläobotanik 476
Sporen, Pollen 476
Floren 477

4. Angewandte Geologie

Mit der Technisierung entwickelte sich auch die Angewandte Geologie mit ihren Sektionen Bodenkunde, Montangeologie und Lagerstätten, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie und Angewandte Geophysik.

An der Grenze der Wissenschaftlichen oder Klassischen Geologie zur Angewandten Geologie steht die Geologische Kartierung als vermittelndes Glied. Sie ist nach der Erdgeschichte ausgerichtet, beginnt jedoch allmählich den wäg- und meßbaren Stoff in die geologische Spezialkarte zu übernehmen, wie es besonders sinnfällig schon bei den Bodenkundlichen Spezialkarten angelaufen ist (für Weinbergs- und Obstbaukartierung).

Die Angewandte Geologie ist methodisch noch im Fluß und zur Wiedergabe in wissenschaftlichen Arbeiten nicht immer geeignet oder muß sogar wegen volkswirtschaftlicher Belange unterbleiben. Entsprechend finden wir nur eine bescheidene Auswahl von Veröffentlichungen.

Es wurde wie folgt gegliedert:

Geologische Kartierung, geologische Karten und Erläuterungen 477
Bodenkunde 477
Bodenchemie, Bodenphysik 477
Bodenkartierung, Bodengenetik, Bodensystematik . . 478
Montangeologie und Lagerstätten 478
Montangeologie der Erze und ihrer Lagerstätten . . . 478

Montangeologie der Nichterze (Kohle, Salz, Erdöl) und ihrer Lagerstätten 479
Montangeologie der Steine und Erden und ihrer Lagerstätten 480
Hydrogeologie 481
Allgemeines und Organisation 481
Regionale Hydrogeologie, Hydrogeologische Kartierung, Darstellung und Kartenwerke, Landesgrundwasserdienst 481
Grundwasserneubildung, Grundwasserbewegung, Versickerung, Grundwasser-Chemie und -Physik, Terminologie 481
Mineralwasser, Thermen 482
Wassererschließung 482
Gesetze, Verordnungen, Grundwasserschutz und Geohygiene 482
Ingenieurgeologie 483
Angewandte Geophysik 483
Methodik, Anwendung 483
Gesteinsphysik 483
Bohrlochmessungen 483
Gravimetrie 483
Geomagnetik 483
Geothermik 484
Radioaktivität 484

5. Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Das Notizblatt ist das offizielle, jährlich erscheinende Veröffentlichungsorgan des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Es enthält jeweils einen Amtlichen Teil, in dem Tätigkeitsberichte, Organisationspläne, Nekrologe, das Hessische Schrifttum und weitere das Amt betreffende Aufsätze aufgenommen werden.

Dementsprechend ergibt sich hier die Gliederung des Registers in

Organisation, Einrichtungen 484
Jährliche Tätigkeitsberichte 485
Veröffentlichungsorgane und Technik der Veröffentlichungen 485
Hessisches Schrifttum 486
Nekrologe und Biographien 486

Schriftenverzeichnis

Chelius, C.: Inhalts-Verzeichnis der geologischen Mitteilungen, welche im Notizblatt des Vereins für Erdkunde in den Jahren 1854—1882, in den Ergänzungsblättern zum Notizblatt und den Beiträgen zur Landes-, Volks- und Staatskunde des Großherzogthums Hessen 1850—1853 erschienen sind. — Notizbl. Ver. Erdk. zu Darmstadt u. mittelrhein. geol. Ver., (IV) **3**, S. 10—22, Darmstadt 1882.

Kutscher, F.: Der geologische Aufbau Hessens. — Das Deutsche Haupthöhennetz, Teil **6**, S. 49—62, Reutlingen 1952.

Kutscher, F.: Vom „Heft" zum „Band" des Notizblattes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 42—51, Wiesbaden 1953.
Kutscher, F.: 100 Jahre Notizblatt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 7—12, Wiesbaden 1954.
Michels, F.: Vorwort. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**, S. 3—4, Wiesbaden 1950.

II. Register

1. Regionale Geologie

Hessen

Bock, R.: Die magnetische Deklination in Hessen. Epoche 1952.5 **81**, 345—347, 1953
Burre, O., Neumann, H. & Schenk, E.: Grundwasserbeobachtungen im Regierungsbezirk Darmstadt des Landes Hessen in den Abflußjahren 1938—1948 (VI) **1**, 295—320, 1950
—, Gies, J., Hamel, A., Malten, E., Neumann, H., Rickes, F., Ruppel, E. & Thiel, P.: Grundwasserbeobachtungen im Lande Hessen in den Abflußjahren 1939—1948 (VI) **2**, 204—242, 1951
Burre, O.: Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1949—1951 (VI) **3**, 396—449, 1952
— Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1951 und 1952 **81**, 412—445, 1953
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellenmeßdienst in den Abflußjahren 1952 und 1953 **82**, 371—400, 1954
Gunzert, G.: Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Hessen **82**, 138—151, 1954
Hentschel, H.: IVa. Sachgebiet Petrographie **85**, 466—473, 1957
Kutscher, F.: Das erdmagnetische Feld in Hessen (VI) **3**, 361—369, 1952
— Vom „Heft" zum „Band" des Notizblattes **81**, 42—51, 1953
— Bemerkungen zum Einsatz erdmagnetischer Messungen in Hessen **81**, 348—349, 1953
— Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 1. Zusammenstellung der bisherigen speziellen erdmagnetischen Untersuchungen in Hessen **81**, 350—367, 1953
— 100 Jahre Notizblatt **82**, 7—12, 1954
— Geophysikalische Forschungen zur Klärung von Lagerstättenproblemen in verschiedenen Eisenerzgebieten Hessens **82**, 317—328, 1954
— Der Nassauische Verein für Naturkunde zu Wiesbaden **85**, 7—18, 1957
— IIa 1. Überblick über Kartierung und Druck geologischer Karten **85**, 452—455, 1957
— IIa 2. Publikationsorgane des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **85**, 455—459, 1957
— IIa 3. Der paläontologische Forschungsbeitrag des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **85**, 459—460, 1957
— IIa 4. Angewandte Geophysik im Hessischen Landesamt für Bodenforschung **85**, 460—461, 1957
— Bemerkungen zur stratigraphischen Buntsandsteinforschung in Hessen **86**, 185—191, 1958
— Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen **88**, 243—245, 1960
Matthess, Georg: Hessisches Geologisches Schrifttum 1960. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1959 **89**, 453—487, 1961
Meyer, E.: Ein Beitrag zum geologischen Schrifttum aus den Heimatblättern Oberhessens (VI) **3**, 373—374, 1952

MICHELS, F.: Vorwort (VI) 1, 3—4, 1950
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Jahre 1945—1949 (VI) 1, 275—284, 1950
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1949/50 (VI) 2, 195—203, 1951
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1950/1951 (VI) 3, 377—387, 1952
— Vorwort zum Gedenkband „100 Jahre staatlicher geologischer Dienst in Hessen" 81, 7—9, 1953
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1951/1952 81, 371—398, 1953
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1952/1953 82, 343—361, 1954
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1953 bis 31. 3. 1955 83, 311—336, 1955
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1955 bis 31. 3. 1956 84, 405—419, 1956
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1956 bis 31. 12. 1956 85, 431—445, 1957
— 10 Jahre Hessisches Landesamt für Bodenforschung. Vorwort 85, 446—447, 1957
— Vb. Angewandte Hydrogeologie 85, 479—481, 1957
— & KUTSCHER, F.: Bericht über die wissenschaftliche Tätigkeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden für die Zeit vom 1. 1. 1957 bis 31. 12. 1957 86, 395—410, 1958
MÜRRIGER, F. † & PFLANZL, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen 83, 71—89, 1955
MURAWSKI, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben 88, 294—342, 1960
NÖRING, F.: Hessisches Geologisches Schrifttum (VI) 1, 321—344, 1950
— Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen (VI) 2, 22—40, 1951
— Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen (VI) 2, 67—73, 1951
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1949—1950. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938 bis 1948 (VI) 2, 243—255, 1951
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1951. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1950 (VI) 3, 450—474, 1952
— Zur Geschichte des staatlichen geologischen Dienstes in Hessen 81, 10—41, 1953
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1952. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1951 81, 447—464, 1953
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1953. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1952 82, 401—410, 1954
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1954 83, 350—396, 1955
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1954. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1953 83, 397—417, 1955
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1955 84, 420—458, 1956
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1955. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1954 84, 459—491, 1956
— Va. Bericht über das Referat wissenschaftliche Hydrogeologie und Landesgrundwasserdienst 85, 475—478, 1957
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1956 85, 500—527, 1957
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1956. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1955 85, 528—553, 1957

Nöring, F.: Hessisches Geologisches Schrifttum 1957. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1956 **86**, 411—442, 1958
— & Matthess, Georg: Hessisches Geologisches Schrifttum 1958 und 1959. Mit Nachträgen aus den Jahren 1941—1957 **88**, 395—428, 1960
Pfeffer, P.: Über einige methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden auf Korngrößenzusammensetzung, Basensättigungszustand und Gehalt an Sesquioxyden (VI) **2**, 138—159, 1951
— VIb. Zusammenfassender Bericht über die Tätigkeit des chemischen Laboratoriums in den ersten 10 Jahren seines Bestehens **85**, 487—490, 1957
Preusse, H.-U.: Untersuchungen über die Tonkolloide verschiedener hessischer Böden **85**, 334—379,1957
Schadwinkel, J.: Z 2. Bericht über die Bibliothek für die Jahre 1946/47 bis 1954/55 **85**, 447—451, 1957
Schönhals, E.: VIa. Überblick über die Tätigkeit der Abteilung Bodenkunde von 1946 bis 1956 **85**, 481—486, 1957
Teike, M.: IVb. Erz- und Buntmetall-Lagerstätten **85**, 474—475, 1957
Udluft, H.: Über eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen II **81**, 308—313, 1953
— IIIa. Zehn-Jahres-Bericht der Abteilung Steine und Erden **85**, 462—463, 1957
— IIId. Zehn-Jahres-Bericht für das Archiv **85**, 463—465, 1957
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1959 bis 31. 3. 1960 **88**, 383—394, 1960
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1960 bis 31. 12. 1960 **89**, 440—450, 1961

Rheinisches Schiefergebirge

Dahmer, Georg: Fundstellen-Verzeichnis zu W. E. Schmidt, Die Crinoiden des Rheinischen Unterdevons bis zur Cultrijugatus-Zone (mit Ausnahme des Hunsrückschiefers) (VI) **1**, 120—146, 1950
Kutscher, F.: Hundertjähriges Bestehen des Standardwerkes der Gebrüder Sandberger über nassauische Versteinerungen **85**, 19—23, 1957
Sieverts-Doreck, H.: Über einige inadunate Crinoiden aus dem rheinischen Devon **81**, 75—87, 1953
Solle, G.: Neue Untergattungen und Arten der Bryozoen-Gattung *Hederella* und eine *Hernodia* im rheinischen Unterdevon (VI) **3**, 35—55, 1952
Walliser, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen **85**, 28—52, 1957
Ziegler, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zorgensis-Kalk **84**, 93—106, 1956

Hunsrück

Dehm, R.: *Rhenechinus hopstätteri* nov. gen. nov. sp., ein Seeigel aus dem rheinischen Unter-Devon **81**, 88—95, 1953
Engels, B. & Bank, H.: Ein Querprofil im Bereich der Dachschiefergrube Eschenbach I bei Bundenbach im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) **82**, 247—250, 1954
Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Geib, K. W.: Über eine geologisch wichtige Bohrung südlich Pferdsfeld Kreis Kreuznach **83**, 90—91, 1955
Gross, Walter: *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland) **89**, 17—43, 1961
Hopstätter, H.: Ein Seeigel aus dem Hunsrückschiefer (VI) **3**, 33—34, 1952

KUTSCHER, F.: Fossilfunde im Taunusquarzit des westlichen Soonwaldes (Hunsrück) (VI) **3**, 87—90, 1952
— Zur Devongeologie auf Blatt Kestert im östlichen Hunsrück **81**, 129—137, 1953
— Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) **82**, 202—212, 1954
LEHMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert **87**, 268—292, 1959
LEHMANN, W. M.: Über einen 21-armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer **86**, 79—80, 1958
— Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt **86**, 81—86, 1958
MOSEBACH, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer **82**, 234—246, 1954
MÜLLER, ERWIN MARIA, SCHRÖDER, ECKART & SCHMIDT, WOLFGANG: Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins **88**, 246—265, 1960
PORTH, HANS: Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes **89**, 85—113, 1961
SCHULZE, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei **87**, 246—267, 1959
SEILACHER, ADOLF: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer **88**, 88—106, 1960
— Holothurien im Hunsrückschiefer (Unter-Devon) **89**, 66—72, 1961
SOLLE, G.: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet **87**, 398—407, 1959
WILD, H. W.: Der Einfluß tektonischer Elemente auf den Friedrichsfelder Blei-Zink-Gang bei Bundenbach im Hunsrück **84**, 285—299, 1956

Eifel

BECKER, GERHARD & MENTZEL, ROLF: Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel) **89**, 134—169, 1961
MARTIN, GERHARD: Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 172—189, 1960
RÖDER, D.: Unteres und mittleres Unter-Ems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel) **85**, 129—145, 1957
RÖSLER, A.: Zur Fauna des rheinischen Unter-Devons. 1. *Stropheodonta* cf. *taeniolata* (SANDB.) aus dem Unter-Ems von Oberstadtfeld und ein neuer Fund von *Pyrgocystis octogona* R. RICHTER (Edrioaster.) **82**, 30—37, 1954
SIEVERTS-DORECK, H.: Über einige inadunate Crinoiden aus dem rheinischen Devon **81**, 75—87, 1953
— Weitere Mitteilungen über *Myelodactylus* aus dem Mittel-Devon der Eifel **82**, 46—49, 1954
SOLLE, G.: Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon; Südost-Eifel) **84**, 85—92, 1956
— Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet **87**, 398—407, 1959
— Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium **88**, 343—360, 1960

Sauerland

BOTTKE, H.: Zur Kenntnis des Asphaltits in den Roteisensteinlagerstätten des Lahn-Dill-Typs bei Adorf in Waldeck **86**, 327—334, 1958
RABIEN, A. & RABITZ, A.: Das Ober-Devon von Meschede **86**, 159—184, 1958
RÉE, C.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Roteisensteinvorkommen bei Adorf im östlichen Sauerland **81**, 236—242, 1953
ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Bergisches Land und Siegerland

FENCHEL, W.: Neue Faunenfundpunkte auf Blatt Wissen/Sieg **83**, 92—121, 1955
SIEVERTS-DORECK, H.: Neufunde von *Diamenocrinus* und *Ctenocrinus* aus der Siegen-Stufe des Siegerlandes **85**, 62—66, 1957
VOGELSANG, D.: Beziehungen zwischen der umgekehrten Eigenmagnetisierung und dem Gefüge von Eruptivgesteinskörpern **85**, 390—419, 1957

Ederbergland und Kellerwald

BISCHOFF, G.: Oberdevonische Conodonten (to$I\delta$) aus dem Rheinischen Schiefergebirge **84**, 115—137, 1956
KUPFAHL, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg **81**, 96—128, 1953
STOPPEL, D.: Neue Fossilfunde im Silur des Kellerwaldes **86**, 111—118, 1958
— Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
UDLUFT, H.: Die geologisch-hydrologische Stellung der Helenenquelle bei Bad Wildungen (VI) **3**, 263—277, 1952
ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon /Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Lahn — Dillbergland

ANGENHEISTER, G., DENGLER, H. & HAHN, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze **87**, 434—449, 1959
BECKMANN, H.: Die Bedeutung von Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn- und Dillmulde **81**, 63—68, 1953
BENDER, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite" (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 78—88, 1958
BISCHOFF, G.: Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der „Buchenauer Schichten" auf Grund von Conodonten **83**, 126—130, 1955
— Oberdevonische Conodonten (to$I\delta$) aus dem Rheinischen Schiefergebirge **84**, 115—137, 1956
— & ZIEGLER, W.: Das Alter der „Urfer Schichten" im Marburger Hinterland nach Conodonten **84**, 138—169, 1956
DILLMANN, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). Devon und Kulm in der inneren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) (VI) **3**, 91—108, 1952
— Ein Schurf im Kulm der Lahnmulde Blatt Weilburg/Lahn **81**, 154—159, 1953
FALKE, H.: Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm" bei Bonbaden (Lahnmulde) (VI) **3**, 176—185, 1952
HENTSCHEL, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine (VI) **2**, 122—137, 1951
— Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde (VI) **3**, 191—198, 1952
— Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1 **84**, 252—284, 1956
JACOBSHAGEN, V.: Eine spätglaziale Wirbeltierfauna vom Wildweiberhaus-Felsen bei Langenaubach (Dillkreis) **83**, 32—43, 1955
KREBS, W.: Dillenburger Tuffe **86**, 140—152, 1958
— Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 216—242, 1960
KUPFAHL, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg **81**, 96—128, 1953
— Zur Variationsbreite einiger Ostracoden der Mittleren Adorf-Stufe **84**, 21—31, 1956

KUTSCHER, F.: Eine Fauna in der Kondelgruppe bei Rittershausen (Dillmulde, Hessen) **83**, 102—105, 1955
— & ANGENHEISTER, G.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 4. Gesteinsphysikalische Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Weyer 1 (Lahnmulde, Hessen) **84**, 385—402, 1956
RIETSCHEL, SIEGFRIED: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **89**, 170—177, 1961
SOLLE, G.: Neue Untergattungen und Arten der Bryozoen-Gattung *Hederella* und eine *Hernodia* im rheinischen Unterdevon (VI) **3**, 35—55, 1952
STOPPEL, D. & ZIEGLER, W.: Zum Alter der „Buchenauer Schichten" bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge) **86**, 153—158, 1958
TEIKE, M.: Mitteilung über die Ergebnisse einiger Bohrungen auf Wasser im Devon des östlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet) (VI) **3**, 251—262, 1952
— Schichtenverzeichnis der Bohrung Weyer 1 bei Weyer im Oberlahnkreis (Lahnmulde, Hessen) **84**, 107—114, 1956
WALLISER, O. H.: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 120—132, 1958
ZIEGLER, W.: Das Marburger Gotlandium **85**, 67—74, 1957
— Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958
— Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Westerwald

HANNAK, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems **87**, 293—316, 1959
JENTSCH, STEFAN: Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald **88**, 190—215, 1960
LIPPERT, H.-J.: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge (VI) **3**, 343—352, 1952
TEIKE, M. & TOBIEN, H.: Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix" bei Breitscheid/Westerwald (VI) **1**, 112—119, 1950

Taunus

BAIER, E. & VENZLAFF, VOLKMAR: Über die Verquarzung von Barytgängen **89**, 365—376, 1961
BARGON, E.: Der Humuszustand landwirtschaftlich und weinbaulich genutzter Lößböden im Rheingau **84**, 380–384, 1956
BIERTHER, W.: Devon? am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus (VI) **2**, 15—21, 1951
DAHMER, G.: Graptolithen aus den „Grauen Phylliten" des Taunus (VI) **3**, 82—86, 1952
— Zwei neue Fossilfundpunkte in den Singhofener Schichten (Unter-Emsium, Unter-Devon) des östlichen Taunus (Blatt Grävenwiesbach) **82**, 38—45, 1954
ENGELS, B.: Zur Tektonik des Dachschiefers von Kaub (Rheinisches Schiefergebirge) **81**, 243—254, 1953
GEYER, O. F.: Morphogenetische Beschreibung eines Miniaturkarstes im Givet-Massenkalk bei Limburg a. d. Lahn **85**, 288—291, 1957
GROSS, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung **86**, 7—30, 1958

Hannak, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems 87, 293—316, 1959
Jentsch, St. & Röder, D.: Zur Geologie des Taunusquarzits bei Bad Homburg 85, 114—128, 1957
Karschny, Albert: Ein Fund von *Bison priscus* (Bojanus) (Mammalia) in Wiesbaden 88, 63—64, 1960
Lehmann, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert 87, 268—292, 1959
Michels, F.: Ein Beispiel von Grundwassergefährdung durch Teerabfallprodukte 82, 255—257, 1954
Mittmeyer, Hans-Georg: Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Westtaunus 88, 167—171, 1960
Pinkow, H.-H.: Die Bodenkartierung der Weinbaugebiete im Rheingau (VI) 2, 98—111, 1951
Pinkow, H.-H. †: Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes (Unteres Mitteloligozän) am Nordhang des Rothenberges bei Geisenheim 81, 199—205, 1953
Rösler, A.: *Agelacrinites taunicus* n. sp. (Edrioaster.) aus dem Unterdevon von Mensfelden (Blatt Limburg, Lahn) 81, 69—74, 1953
— Die Fauna aus den „Bornicher Schichten" (Unter-Devon) des Gemeinde-Steinbruches von Holzhausen a. d. Haide (Blatt Katzenelnbogen/Taunus) 81, 138—153, 1953
— Zur Fauna des rheinischen Unter-Devons. 1. *Stropheodonta* cf. *taeniolata* (Sandb.) aus dem Unter-Ems von Oberstadtfeld und ein neuer Fund von *Pyrgocystis octogona* R. Richter (Edrioaster.) 82, 30—37, 1954
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 1. Teil: Siegen-Stufe 82, 112—137, 1954
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 2. Teil: Ems-Stufe 84, 32—84, 1956
Schönhals, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau (VI) 1, 244—259, 1950
— Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs (VI) 2, 160—183, 1951
Schulze, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei 87, 246—267, 1959
Schmidt, Wo.: Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium 86, 31—49, 1958
Schmitt, O.: Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspülschäden durch Bodenerosion 83, 246—256, 1955
Schwille, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens 81, 314—335, 1953
Wirth, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus 88, 146—166, 1960

Niederhessen

Baatz, H.: *Ophiomorpha* Lundgren, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens 87, 168—171, 1958
Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
Udluft, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von Max Blanckenhorn über das Tertiär Niederhessens (VI) 1, 83—100, 1950
— & Lang, H. D.: Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes 87, 333—366, 1959
Weiler, Wilhelm: Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke 89, 44—65, 1961

Niederhessische Senke

Brosius, M. & Gramann, F.: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel **85**, 206—217, 1957
Busse, E., & Rösing, F.: Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel **83**, 198—204, 1955
— Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel-West) **84**, 176—183, 1956
Findeisen, H.-K.: Ein bemerkenswerter Wellenkalkaufschluß im Stadtgebiet von Kassel (VI) **3**, 109—117, 1952
Görges, J. & Penndorf, H.: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen (VI) **3**, 138—146, 1952
Görges, J. † & Gramann, F.: Gastropoden und Lamellibranchiaten aus dem Melanienton von Borken (Niederhessische Senke) **85**, 53—61, 1957
Gramann, F.: Schildkröten aus dem Melanienton von Borken (Niederhessische Senke) (*Trionyx*, *Anosteira*) **84**, 16—20, 1956
— Der Crocodilide *Diplocynodon hantoniensis* (Wood) aus dem unteroligozänen Melanienton Niederhessens **86**, 77—78, 1958
Holtz, Siegfried: Sporen und Pollen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales (Blatt Kassel-West) **89**, 73—84, 1961
Huckriede, R.: Zwei Bohrungen mit marinem Chatt südlich Borken (Hessen) **82**, 196—201, 1954
Jacobshagen, E.: Moschusochsenreste aus nordhessischem Pleistozän **84**, 7—15, 1956
Kühn, O.: Korallen aus mitteldeutschem Mitteloligozän **82**, 50—56, 1954
Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen **85**, 152—178, 1957
Rösing, F.: Eine präoligozäne Doline im Unteren Muschelkalk des oberen Ahnetales bei Kassel **81**, 195—198, 1953
Schenk, E.: Ergebnisse geomagnetischer Untersuchungen im Braunkohlengebiet des Stellberges bei Kassel (VI) **2**, 184—191, 1951
Schönhals, E.: Eine äolische Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald **85**, 380—386, 1957
Tobien, H.: Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen **89**, 7—16, 1961
Udluft, H. & Lang, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke **84**, 184—203, 1956
— & — Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes **87**, 333—366, 1959
— & Jacobshagen, V.: Zur Gliederung des Pleistozäns in Niederhessen **85**, 255—281, 1957
Wagner, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen **87**, 376—397, 1959

Solling, Bramwald, Kaufunger Wald, Reinhardswald

Backhaus, E., Lohmann, H. & Regenhardt, H.: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen) **86**, 192—201, 1958
Bartenstein, H.: Alttertiäre Mikrofaunen aus dem Reinhardswald, ein Beitrag zur Frage der Südverbreitung marinen Prä-Mitteloligozäns **86**, 269—280, 1958
— Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes **87**, 367—375, 1959

Waldecker Bergland, Wolfhagener Bergland

Busse, E.: Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk des westlichen Kasseler Grabens **84**, 170—175, 1956

Busse, E. & Rösing, F.: Aufschlüsse in der Oolithzone bei Oberelsungen und Escheberg (Blatt Wolfhagen) 85, 146—151, 1957
Herrmann, A.: Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck 87, 317—327, 1959
Kulick, Jens: Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen) 89, 276—309, 1961
Mürriger, F. & Pflug, H.: Über die Altersstellung der Braunkohle von Burghasungen, Bezirk Kassel, auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen und Vergleiche mit anderen Braunkohlenvorkommen (VI) 2, 87—97, 1951

Meißner, Meißnervorland, Richelsdorfer Gebirge, Ringgau, Schlierbachswald, Seulingswald

Ackermann, E.: Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege 87, 172—187, 1958
Busse, E.: Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen (VI) 3, 118—137, 1952
— Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg 82, 152—167, 1954
Görges, J.: Marines Unterstamp von Epterode südlich Großalmerode 82, 190—195, 1954
Gunzert, G.: Über die Bedeutung nachträglicher Erzverschiebungen in der Kupferschieferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges 81, 258—283, 1953
Kupfahl, H.-G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge 86, 202—214, 1958
Laemmlen, M.: Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen 86, 215—240, 1958
— Ein Buntsandstein-Aufschluß an der neuerbauten Bundesstraße 7/27, bei Hoheneiche in Hessen 89, 203—234, 1961
Pflanzl, G.: Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach 84, 232—244, 1956
Tobien, H.: Bemerkungen zu einem Schädelrest von *Reticulolepis* Westoll (Palaeonisciformes, Pisces) aus dem Kupferschiefer von Sontra (Richelsdorfer Gebirge) 81, 59—62, 1953
Udluft, H.: Das „Bühlchen" bei Epterode — eine alte Alaunbergbauhalde 81, 255—257, 1953

Schwalm, Oberhessische Schwelle, Amöneburger Becken, Burgwald, Lahnberge

Brosius, M. & Gramann, F.: „Heskemer Pollenbild" und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges 87, 162—167, 1958
Hessisches Landesamt für Bodenforschung: Beitrag zur Geschichte des alten Frankenberger Kupferbergbaues 82, 251—254, 1954
Hoch-Tatge, U.: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein 87, 133—161, 1958
Lang, H. D.: Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen 84, 245—251, 1956
— Der Mittlere Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg 87, 328—332, 1959
Schenk, E.: Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges 89, 310—319, 1961
Sobotha, E.: Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse und Ausbildung des kupfererzführenden Oberen Zechsteins im Osten von Frankenberg/Eder 81, 160—163, 1953
— Die Schüttungen der Listenbachquellen in den Abflußjahren 1952/53 und 1953/54 83, 267—274, 1955
— Streifenblockbildreihen zur Darstellung der Talausbildung (Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg) 89, 360—364, 1961

Stoppel, D. & Jentsch, St.: Emsquarzit unter der Hessischen Senke **86**, 133—139, 1958
Udluft, H.: Über den tektonischen Aufbau der Buntsandsteinlandschaft zwischen Marburg und Kirtorf (VI) **2**, 5—14, 1951
— & Lang, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke **84**, 184—203, 1956

Hessisches Bergland, Knüll, Becken von Fulda

Brosius, M.: Tegelen-Braunkohle von Fürstenhagen bei Hessisch-Lichtenau **86**, 316—319, 1958
Görges, J.: Marines Unterstamp von Epterode südlich Großalmerode **82**, 190—195, 1954
Gunzert, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen) **83**, 106—125, 1955
Hentschel, H. & Pfeffer, P.: Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle-Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen **85**, 297—333, 1957
Jacobshagen, E.: Moschusochsenreste aus nordhessischem Pleistozän **84**, 7—15, 1956
Kupfahl, H.-G. & Thews, Joe-D.: Die Gliederung der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen **89**, 235—241, 1961
— Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins **89**, 266—275, 1961
Kutscher, F.: Eröffnung einer Diskussion zur hessischen Meeresstraße im Unterstamp **84**, 204—205, 1956
Laemmlen, M.: Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen **86**, 241—268, 1958
Lang, H. D.: Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen **84**, 245—251, 1956
Lange, Peter R. & Käding, Karl-Christian: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld **89**, 242—265, 1961
Matthess, G. & Thews, J.-D.: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958 **87**, 417—428, 1959
Pflanzl, G.: Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach **84**, 232—244, 1956
Plein, E.: Der Basaltvulkanismus vom Hirschberg bei Großalmerode und der Bau seiner Förderzone in tertiären Sedimenten **82**, 215—233, 1954
— Erdmagnetische Messungen an dem Basaltvorkommen des Hirschberges bei Großalmerode (Niederhessen) **82**, 334—340, 1954
Schellmann, T.: Bemerkungen zum Thema „Marines Unterstamp von Epterode" **84**, 206—208, 1956
Schenk, E.: Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Angersbach und die Quertektonik des Lauterbacher Grabens **83**, 205—219, 1955
Schönhals, E.: Ein besonderer periglazialer Buntsandsteinschutt im Schlitzerland **83**, 295—299, 1955
Sobotha, E.: Streifenblockbildreihen zur Darstellung der Talausbildung (Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg) **89**, 360—364, 1961
Vogelsang, D.: Beziehungen zwischen der umgekehrten Eigenmagnetisierung und dem Gefüge von Eruptivgesteinskörpern **85**, 390—419, 1957
Wagner, W.: Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben **84**, 212—215, 1956
Weiler, W.: Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Görges: „Marines Unterstamp von Epterode südlich von Großalmerode" **84**, 209—211, 1956
— Fischreste aus dem Tertiär von Epterode südlich von Großalmerode **85**, 24—27, 1957

Gebiete nördlich Hessen

Hils

Bartenstein, H.: Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes **87**, 367—375, 1959

Leinetal

Murawski, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben
88, 294—342, 1960

Rhön

Ficke, Bruno: Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe 88, 361—379, 1960
Gunzert, G.: Das Braunkohlenvorkommen des Lettengrabens bei Wüstensachsen in der Rhön als Beispiel einer durch Basalt verformten Lagerstätte (VI) 2, 112—121, 1951
Kutscher, F.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 5. Verfolgung einer Basaltspalte bei Dietges i. d. Rhön (Blatt Kleinasssen Nr. 5425) 85, 420—424, 1957

Vogelsberg

Hahn, A.: Messungen des Vertikalgradienten von Z mit der Schmidt'schen Feldwaage
82, 329—333, 1954
Huckriede, Reinhold: Die würmzeitliche Kleinfauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen) 88, 287—293, 1960
Kirchheimer, F.: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg 83, 47—70, 1955
Kremp, G.: Pollenanalytische Untersuchung des Braunkohlenflözes von Beuern bei Gießen (VI) 1, 269—271, 1950
Schenk, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen
(VI) 1, 260—268, 1950
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen 89, 320—330, 1961
Schönhals, E.: Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs (VI) 2, 160—183, 1951
— Ergebnisse neuer Untersuchungen an Lößböden des Vogelsberges und seiner Randgebiete (VI) 3, 307—340, 1952
— Ein fossiler periglazialer Strukturboden bei Appenrod am Nordrand des Vogelsberges
84, 374—379, 1956
Wagner, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen
87, 376—397, 1959

Wetterau, Gießener Schwelle

Dahm, H.-D., Guenther, Ekke W., Jaeckel, Siegfried G., Weiler, W., Weyl, R. & Wiermann, Rolf: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden 89, 332—359, 1961
Häuser, F.: Vorläufige Mitteilung über altsteinzeitliche Funde im Bereiche der Blätter Hanau und Altenstadt 1:25000 85, 282—287, 1957
— Die zeitliche Einstufung der Tertiärschichten von Ravolzhausen auf Grund von Molluskenfunden 88, 283—286, 1960
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges
83, 131—152, 1955
Nöring, F.: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen (VI) 2, 22—40, 1951
— Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt (VI) 2, 44—46, 1951
— Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen
83, 157—166, 1955

Ott, V. R. & Dombrowski, H. J.: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim 87, 415—416, 1959
Plessmann, W.: Zur Tektonik der Erbstädter Grauwacke (Wetterau) 85, 292—296, 1957
Schenk, E.: Erosion und Sedimentation im Hauptbraunkohlenlager der Wetterau 84, 328—355, 1956
— Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) 85, 224—254, 1957
Schmitt, O.: Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspülschäden durch Bodenerosion 83, 246—256, 1955
Schönhals, E.: Ergebnisse neuer Untersuchungen an Lößböden des Vogelsberges und seiner Randgebiete (VI) 3, 307—340, 1952
Tobien, Heinz: Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen) 88, 7—19, 1960
Wagner, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen 87, 376—397, 1959
Weiler, W.: Die Fischreste aus den Ziegeleitonen von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen) 88, 20—28, 1960

Spessart

Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges 83, 131—152, 1955
Murawski, H.: Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig 89, 114—133, 1961
Matthes, S.: Zur Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im mittleren Vorspessart 86, 320—326, 1958
Nöring, F.: Das angebliche fragliche Vorkommen von Spessartkristallin bei Oberrodenbach (VI) 2, 74, 1951
— Die Solquellen in Gelnhausen (VI) 3, 278—293, 1952

Odenwald, Sprendlinger Horst

Backhaus, Egon: Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung 89, 187—202, 1961
Baier, E. & Venzlaff, Volkmar: Über die Verquarzung von Barytgängen 89, 365—376, 1961
Bartz, J.: Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald (VI) 1, 147—176, 1950
Burre, O.: Über die Herkunft des Mineralgehaltes der Heilwässer von Bad König im Odenwald (VI) 2, 47—66, 1951
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges 83, 131—152, 1955
Frenzel, G.: Das Arsenkiesvorkommen von Erlenbach bei Lindenfels im Odenwald 83, 257—266, 1955
Heil, Reinhard: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße 88, 122—145, 1960
Müller, Erwin Maria, Schröder, Eckart, Schmidt, Wolfgang: Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins 88, 246—265, 1960
Nöring, F.: Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen 83, 157—166, 1955
Reich, H.: Erdmagnetische Untersuchungen in Rheinhessen und ihre geologische Deutung (VI) 3, 353—360, 1952

Tobien, H.: Nagerreste aus dem Mitteleozän von Messel bei Darmstadt
82, 13—29, 1954
Vogelsang, D.: Beziehungen zwischen der umgekehrten Eigenmagnetisierung und dem Gefüge von Eruptivgesteinskörpern 85, 390—419, 1957

Südhessische Senkungsgebiete und daran anschließende außerhessische Gebiete

Oberrheinische Tiefebene

Burre, O.: Die Ursachen der Grundwasserentwicklung im nordwestlichen Teile des Kreises Groß-Gerau in Hessen (Mainspitze) in den Jahren 1927—1950
(VI) 3, 199—250, 1952
Comes, F. J.: Vermessung und Deutung der erdmagnetischen Anomalie im Gebiet Darmstadt-Worms 83, 300—308, 1955
Kutscher, F.: Unfallhäufigkeit beim km 512 der Autobahnstrecke Frankfurt Main/Mannheim — Wünschelrute — erdmagnetische Variometeraufnahmen
(VI) 3, 370—372, 1952
Martini, Erl.: Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens 88, 65—87, 1960
Murawski, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben
88, 294—342, 1960
Reich, H.: Erdmagnetische Untersuchungen in Rheinhessen und ihre geologische Deutung (VI) 3, 353—360, 1952
Straub, E. W.: Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt 83, 220—227, 1955
Wagner, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern (VI) 1, 178—192, 1950
— Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt (VI) 3, 171—175, 1952
— Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen 81, 164—194, 1953
— Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken 83, 228—236, 1955
— Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben 84, 212—215, 1956
— Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen 87, 376—397, 1959
Weiler, W.: Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Görges: „Marines Unterstamp von Epterode südlich von Großalmerode“ 84, 209—211, 1956
Wirth, E.: Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung 82, 168—189, 1954
Zakosek, H.: Über Pseudogleye in der Rheinpfalz 82, 258—268, 1954

Hessische Mainebene mit Taunusvorland, Hanau–Seligenstädter Senke, Rodgau, Dieburger Bucht

Antun, P.: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens
82, 213—214, 1954
Bartz, Joachim: Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen (VI) 1, 201—243, 1950
Häuser, F.: Vorläufige Mitteilung über altsteinzeitliche Funde im Bereiche der Blätter Hanau und Altenstadt 1:25000 85, 282—287, 1957

Körber, H.: Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffenburger Beckens 87, 408—414, 1959
Martini, Erlend: Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens 88, 65—87, 1960
Mürriger, F. & Pflug, H.: Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet) (VI) 3, 56—66, 1952
Nöring, F.: Neue Nachweise des Untermain-Trapps (VI) 2, 41—43, 1951
— Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen 83, 157—166, 1955
Schwille, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens 81, 314—335, 1953
Triebel, E.: Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens (VI) 3, 15—30, 1952
Wagner, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern (VI) 1, 178—192, 1950

Rheinhessisches Hügelland

Antun, P.: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens 82, 213—214, 1954
Bartz, Joachim: Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen (VI) 1, 201—243, 1950
Bozorgnia, Fathollah: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau 88, 266—282, 1960
Doebl, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken 82, 57—111, 1954
Geib, K. W.: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens (VI) 1, 101—111, 1950
Matthess, G.: Zur Altersfrage der „Papillatensande" am „Zeilstück" bei Weinheim 85, 218—223, 1957
Martini, Erlend: Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens 88, 65—81, 1960
Reich, H.: Erdmagnetische Untersuchungen in Rheinhessen und ihre geologische Deutung (VI) 3, 353—360, 1952
Schmitt, O.: Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspülschäden durch Bodenerosion 83, 246—256, 1955
Schwille, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens 81, 314—335, 1953
Sonne, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks" bei Weinheim/Rhh.) 86, 281—315, 1958
Thews, Joe-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär 85, 179—205, 1957
Thursch, H.: Die Gliederung des Unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferen-Fauna 84, 216—231, 1956
Tobien, H.: *Miotragocerus* Stromer (Bovidae, Mamm.) aus den unterpliocänen Dinotheriensanden Rheinhessens 81, 52—58, 1953
— Neue und wenig bekannte Carnivoren aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens 83, 7—31, 1955
Triebel, E.: Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens (VI) 3, 15—30, 1952
Wagner, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern (VI) 1, 178—192, 1950

Wagner, W.: Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken **83**, 228—236, 1955
— Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben **84**, 212—215, 1956
— Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen **87**, 376—397, 1959
Weiler, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. I. Teil: Das Pliozän und seine organischen Einschlüsse (VI) **3**, 147—170, 1952
— Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. II. Teil. Das Diluvium **81**, 206—235, 1953
Weitzel, K. & Tobien, H.: *Indarctos* und *Ursavus* (Carnivora, Mamm.) aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens (VI) **3**, 7—14, 1952
Zakosek, H.: Die Böden der Rheinpfalz **84**, 356—373, 1956

Pfälzer Wald

Atzbach, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel-Patersbach) **83**, 167—194, 1955
Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) **2**, 75—86, 1951
Falke, H.: Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden **83**, 153—156, 1955
Heim, Dieter: Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung **89**, 377—399, 1961
Hentschel, H.: Über einen fossilführenden Horizont im Grenzbereich Perm-Trias der Südpfalz **83**, 195—197, 1955
Josten, K. H.: Die Kohlen im Pfälzer Bergland **84**, 300—327, 1956
Kuss, S. E.: Schildkrötenreste (*Ptychogaster buechelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz **86**, 50—76, 1958
— Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz **88**, 29—62, 1960
Matthess, G.: Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer **86**, 335—378, 1958
Müller, Erwin Maria, Schröder, Eckart & Schmidt, Wolfgang: Zur Gliederung und Altersstellung des links-rheinischen Buntsandsteins **88**, 246—265, 1960
Zakosek, H.: Über Pseudogleye in der Rheinpfalz **82**, 258—268, 1954
— Die Böden der Rheinpfalz **84**, 356—373, 1956

Nahe-Bergland

Atzbach, O. & Geib, K. W.: Über einen neuen Fundpunkt im Unteren Meeressand (Mitteloligozän) bei Bretzenheim/Nahe (Mainzer Becken) **83**, 237—242, 1955
Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) **2**, 75—86, 1951
Falke, H.: Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden **83**, 153—156, 1955
Geib, K. W.: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens (VI) **1**, 101—111, 1950
— Über eine Pflanzenreste-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden bei Sobernheim im Nahebergland (VI) **1**, 193—200, 1950
— Über eine fossile Perle aus dem mitteloligozänen Meeressand vom Welschberg bei Waldböckelheim (Nahebergland) (VI) **3**, 31—32, 1952
— Über die mutmaßliche Fortsetzung der Kurparkverwerfung am östlichen Teile des Kreuznacher Porphyrmassivs (VI) **3**, 186—190, 1952
— Über den Vorgang der Konkretionsbildung bei den Barytkonkretionen des mitteloligozänen Meeressandes von Steinhardt (Kreis Kreuznach) **83**, 243—245, 1955
— & Atzbach, Otto: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde im Bereich der Meßtischblätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen **89**, 178—186, 1961

Geis, H.-P.: Schwerspatlagerstätten an der oberen Nahe **81**, 284—307, 1953
Heim, Dieter: Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung **89**, 377—399, 1961
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges **83**, 131—152, 1955
Pfeffer, P., Bambauer, H. U. & Bank, H.: Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde **86**, 379—381, 1958
Sonne, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks" bei Weinheim/Rhh.) **86**, 281—315, 1958
Triebel, E.: Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens (VI) **3**, 15—30, 1952
Weiler, W.: Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Görges: „Marines Unterstamp von Epterode südlich von Großalmerode" **84**, 209—211, 1956

Außerhessische, nicht unmittelbar anschließende Gebiete

Frankenwald

Bischoff, G. & Sannemann, D: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald **86**, 87—110, 1958
Walliser, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen **85**, 28—52, 1957

Saarland

Müller, Erwin Maria, Schröder, Eckart & Schmidt, Wolfgang: Zur Gliederung und Altersstellung des links-rheinischen Buntsandsteins **88**, 246—265, 1960

Lothringen

— Zur Gliederung und Altersstellung des links-rheinischen Buntsandsteins **88**, 246—265, 1960

Alpen

Huckriede, R.: Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen **87**, 227—238, 1958
Jacobshagen, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu **87**, 208—226, 1958
Koch, K. E.: Die Vererzung in der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg **87**, 202—207, 1958
Solle, G.: Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium **88**, 343—360, 1960
Stengel-Rutkowski, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen) **87**, 192—201, 1958
Walliser, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen **85**, 28—52, 1957

Böhmen

Gross, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung **86**, 7—30, 1958

Türkei

Pollak, A.: Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv 87, 239—245, 1958
Ziegler, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zorgensis-Kalk 84, 93—106, 1956

2. Allgemeine Geologie und Varia

Geophysik der Erdkruste

Bock, R.: Die magnetische Deklination in Hessen. Epoche 1952.5 81, 345—347, 1953
Kutscher, F.: Das erdmagnetische Feld in Hessen (VI) 3, 361—369, 1952
Murawski, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben 88, 294—342, 1960

Exogene Dynamik

Morphologie

Geyer, O. F.: Morphogenetische Beschreibung eines Miniaturkarstes im Givet-Massenkalk bei Limburg a. d. Lahn 85, 288—291, 1957
Nöring, F.: Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen (VI) 2, 67—73, 1951
Sobotha, Ernst: Streifenblockbildreihen zur Darstellung der Talausbildung (Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg) 89, 360—364, 1961
Solle, G.: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet 87, 398—407, 1959

Auslaugung

Geyer, O. F.: Morphogenetische Beschreibung eines Miniaturkarstes im Givet-Massenkalk bei Limburg a. d. Lahn 85, 288—291, 1957
Lange, Peter R. & Käding, Karl-Christian: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld 89, 242—265, 1961
Rösing, F.: Eine präoligozäne Doline im Unteren Muschelkalk des oberen Ahnetales bei Kassel 81, 195—198, 1953

Endogene Dynamik

Allgemeine Tektonik

Hamann, P. J.: Bestimmung der Bewegungsrichtung an Verwerfungen mit Hilfe des Schmidt'schen Netzes 87, 188—191, 1958
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges 83, 131—152, 1955
Murawski, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben 88, 294—342, 1960

Regionale Tektonik

Becker, G. & Mentzel, R.: Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel) **89**, 134—169, 1961

Bender, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite" (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 78—88, 1958

Engels, B.: Zur Tektonik des Dachschiefers von Kaub (Rheinisches Schiefergebirge) **81**, 243—254, 1953

— & Bank, H.: Ein Querprofil im Bereich der Dachschiefergrube Eschenbach I bei Bundenbach im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) **82**, 247—250, 1954

Falke, H.: Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm" bei Bonbaden (Lahnmulde) (VI) **3**, 176—185, 1952

— Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957

Geib, K.-W.- Über die mutmaßliche Fortsetzung der Kurparkverwerfung am östlichen Teile des Kreuznacher Porphyrmassivs (VI) **3**, 186—190, 1952

— & Atzbach, Otto: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde im Bereich der Meßtischblätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen **89**, 178—186, 1961

Gunzert, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen) **83**, 106—125, 1955

Hannak, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems **87**, 293—316, 1959

Heil, Reinhard: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße **88**, 122—145, 1960

Hoch-Tatge, U.: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein **87**, 133—161, 1958

Huckriede, R.: Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen **87**, 227—238, 1958

Jentsch, Stefan: Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald **88**, 190—215, 1960

Krebs, Wolfgang: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 216—242, 1960

Laemmlen, Manfred: Ein Buntsandstein-Aufschluß an der neuerbauten Bundesstraße 7/27, bei Hoheneiche in Hessen **89**, 203—234, 1961

Lange, Peter & Käding, Karl-Christian: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld **89**, 242—265, 1961

Lehmann, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert **87**, 268—292, 1959

Martin, Gerhard: Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 172—189, 1960

Mittmeyer, Hans-Georg: Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Westtaunus **88**, 167—171, 1960

Murawski, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben **88**, 294—342, 1960

— Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig **89**, 114—133, 1961

Nöring, F.: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen (VI) **2**, 22—40, 1951

— Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt (VI) **2**, 44—46, 1951

— Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen (VI) **2**, 67—73, 1951

Plessmann, W.: Zur Tektonik der Erbstädter Grauwacke (Wetterau) **85**, 292—296, 1957

Rée, C.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Roteisensteinvorkommen bei Adorf im östlichen Sauerland **81**, 236—242, 1953

Schenk, E.: Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) **85**, 224—254, 1957

Schenk, E.: Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges **89**, 310—319, 1961
Schulze, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei **87**, 246—267, 1959
Solle, G.: Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium **88**, 343—360, 1960
Udluft, H.: Über den tektonischen Aufbau der Buntsandsteinlandschaft zwischen Marburg und Kirtorf (VI) **2**, 5—14, 1951
— & Lang, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke **84**, 184—203, 1956
Wagner, W.: Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen **81**, 164—194, 1953
Weiler, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. II. Teil. Das Diluvium **81**, 206—235, 1953
Wild, H. W.: Der Einfluß tektonischer Elemente auf den Friedrichsfelder Blei-Zink-Gang bei Bundenbach im Hunsrück **84**, 285—299, 1956
Ziegler, W.: Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958

Petrographie

Hentschel, H.: IVa. Sachgebiet Petrographie **85**, 466—473, 1957

Magmatismus und Magmatite

Atzbach, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel-Patersbach) **83**, 167—194, 1955
Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7—82, 1950
Burre, O.: Über die Herkunft des Mineralgehaltes der Heilwässer von Bad König im Odenwald (VI) **2**, 47—66, 1951
Falke, H.: Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden **83**, 153—156, 1955
Ficke, Bruno: Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe **88**, 361—379, 1960
Geis, H.-P.: Schwerspatlagerstätten an der oberen Nahe **81**, 284—307, 1953
Gunzert, G.: Das Braunkohlenvorkommen des Lettengrabens bei Wüstensachsen in der Rhön als Beispiel einer durch Basalt verformten Lagerstätte (VI) **2**, 112—121, 1951
Hahn, A.: Messungen des Vertikalgradienten von Z mit der Schmidt'schen Feldwaage **82**, 329—333, 1954
Hentschel, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine (VI) **2**, 122—137, 1951
— Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde (VI) **3**, 191—198, 1952
— Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1 **84**, 252—284, 1956
— & Pfeffer, P.: Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle-Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen **85**, 297—333, 1957
Heil, Reinhard: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße **88**, 122—145, 1960
Jacobshagen, V.: Eine spätglaziale Wirbeltierfauna vom Wildweiberhaus-Felsen bei Langenaubach (Dillkreis) **83**, 32—43, 1955
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges **83**, 131—152, 1955
Krebs, W.: Dillenburger Tuffe **86**, 140—152, 1958
— Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 216—242, 1960

KUTSCHER, F.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 1. Zusammenstellung der bisherigen speziellen erdmagnetischen Untersuchungen in Hessen **81**, 350—367, 1953
— & ANGENHEISTER, G.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 4. Gesteinsphysikalische Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Weyer 1 (Lahnmulde, Hessen) **84**, 385—402, 1956
MURAWSKI, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrrheintalgraben **88**, 294—342, 1960
NÖRING, F.: Neue Nachweise des Untermain-Trapps (VI) **2**, 41—43, 1951
PFEFFER, P., BAMBAUER, H. U. & BANK, H.: Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde **86**, 379—381, 1958
PLEIN, E.: Der Basaltvulkanismus vom Hirschberg bei Großalmerode und der Bau seiner Förderzone in tertiären Sedimenten **82**, 215—233, 1954
— Erdmagnetische Messungen an dem Basaltvorkommen des Hirschbergs bei Großalmerode (Niederhessen) **82**, 334—340, 1954
POLLAK, A.: Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv **87**, 239—245, 1958
REICH, H.: Erdmagnetische Untersuchungen in Rheinhessen und ihre geologische Deutung (VI) **3**, 353—360, 1952
RIETSCHEL, SIEGFRIED: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **89**, 170—177, 1961
SCHENK, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen (VI) **1**, 260—268, 1950
— Ergebnisse geomagnetischer Untersuchungen im Braunkohlengebiet des Stellberges bei Kassel (VI) **2**, 184—191, 1951
— Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) **85**, 224—254, 1957
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges **89**, 310—319, 1961
TEIKE, M.: Schichtenverzeichnis der Bohrung Weyer 1 bei Weyer im Oberlahnkreis (Lahnmulde, Hessen) **84**, 107—114, 1956
UDLUFT, H. & LANG, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke **84**, 184—203, 1956
VOGELSANG, D.: Beziehungen zwischen der umgekehrten Eigenmagnetisierung und dem Gefüge von Eruptivgesteinskörpern **85**, 390—419, 1957
WALLISER, O. H.: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 120—132, 1958
WENDLER, RALPH: Beziehungen zwischen Fluidaltexturen und der magnetischen Anisotropie der Gesteine **89**, 420—437, 1961

Sedimentation und Sedimentite

ANTUN, P.: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens **82**, 213—214, 1954
ATZBACH, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel-Patersbach) **83**, 167—194, 1955
GUNZERT, G.: Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Hessen **82**, 138—151, 1954
HEIM, DIETER: Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung **89**, 377—399, 1961
KULICK, JENS: Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen) **89**, 276—309, 1961

KUTSCHER, F.: Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) **82**, 202—212, 1954
— Stratigraphische Tagesfragen **88**, 107—121, 1960
MOSEBACH, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer **82**, 234—246, 1954
PFEFFER, P.: Über einige methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden auf Korngrößenzusammensetzung, Basensättigungszustand und Gehalt an Sesquioxyden (VI) **2**, 138—159, 1951
RICHTER, RUD.: Fluidal-Textur in Sediment-Gesteinen und über Sedifluktion überhaupt (VI) **3**, 67—81, 1952
SCHÖNHALS, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau (VI) **1**, 244—259, 1950
— Ein besonderer periglazialer Buntsandsteinschutt im Schlitzerland **83**, 295—299, 1955
SEILACHER, ADOLF: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer **88**, 88—106, 1960
SOLLE, G.: Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon; Südost-Eifel) **84**, 85—92, 1956
STOPPEL, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
STRAUB, E. W.: Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt **83**, 220—227, 1955
THEWS, Joe-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär **85**, 179—205, 1957
THURSCH, H.: Die Gliederung des Unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferen-Fauna **84**, 216—231, 1956
UDLUFT, H. & JACOBSHAGEN, V.: Zur Gliederung des Pleistozäns in Niederhessen **85**, 255—281, 1957
WAGNER, W.: Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt (VI) **3**, 171—175, 1952
WIRTH, HANS: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus **88**, 146—166, 1960

Metamorphose und Metamorphite

BIERTHER, W.: Devon? am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus (VI) **2**, 15—21, 1951
GEIB, K. W.: Über eine geologisch wichtige Bohrung südlich Pferdsfeld Kreis Kreuznach **83**, 90—91, 1955
GUNZERT, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen) **83**, 106—125, 1955
HEIL, REINHARD: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße **88**, 122—145, 1960
HENTSCHEL, H. & PFEFFER, P.: Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle-Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen **85**, 297—333, 1957
MATTHES, S.: Zur Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im mittleren Vorspessart **86**, 320—326, 1958
MURAWSKI, H.: Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig **89**, 114—133, 1961
NÖRING, F.: Das angebliche fragliche Vorkommen von Spessartkristallin bei Oberrodenbach (VI) **2**, 74, 1951
POLLAK, A.: Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv **87**, 239—245, 1958
PORTH, HANS: Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes **89**, 85—113, 1961

Wirth, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus 88, 146—166, 1960

Technische Petrographie

Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) 2, 75—86, 1951

Geochemie

Bottke, H.: Zur Kenntnis des Asphaltits in den Roteisensteinlagerstätten des Lahn-Dill-Typs bei Adorf in Waldeck 86, 327—334, 1958
Gunzert, G.: Über die Bedeutung nachträglicher Erzverschiebungen in der Kupferschieferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges 81, 258—283, 1953
Hentschel, H.: Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1 84, 252—284, 1956
Herberhold, R.: Über die Zusammensetzung und die Eigenschaften von Tonkolloiden in Abhängigkeit von den Entstehungs- und Umweltbedingungen 82, 269—302, 1954
Pfeffer, P.: Erfahrungen bei der Bestimmung des Urans auf fluorometrischem Wege 85, 425—427, 1957
— Ein praktischer Versuch zur Ermittlung der Cl′-Wanderungsgeschwindigkeit bei der Diffusion einer Kochsalzlösung in einem plastischen Ton 87, 429—433, 1959

Chemie

Herberhold, R.: Über die Zusammensetzung und die Eigenschaften von Tonkolloiden in Abhängigkeit von den Entstehungs- und Umweltbedingungen 82, 269—302, 1954
Jung, L. & Lüttmer, J.: Über die Eignung des Vibro-Mischers bei der Schlämmanalyse 83, 275—281, 1955
Lüttmer, J. & Jung, L.: Über die Eignung des Natrium-Pyrophosphates zur Dispergierung bei der mechanischen Bodenanalyse 83, 282—291, 1955
Pfeffer, P.: Über einige methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden auf Korngrößenzusammensetzung, Basensättigungszustand und Gehalt an Sesquioxyden (VI) 2, 138—159, 1951
— Vergleichende Untersuchungen über die Vorbehandlung von Böden für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung unter Verwendung verschiedener Dispergierungsmittel sowie Schall- und Ultraschall-Einwirkung (VI) 3, 294—306, 1952
— Eine kolorimetrische Methode zur raschen Bestimmung der Gesamtphosphorsäure in Böden 81, 336—344, 1953
— Kritischer Überblick über die Methoden zur Bestimmung des Basensättigungszustandes der Böden 82, 303—316, 1954
— Die titrimetrische Bestimmung von Eisen und Titan im Laufe der Silikatanalyse 83, 292—294, 1955
— VIb. Zusammenfassender Bericht über die Tätigkeit des chemischen Laboratoriums in den ersten 10 Jahren seines Bestehens 85, 487—490, 1957
— Erfahrungen bei der Bestimmung des Urans auf fluorometrischem Wege 85, 425—427, 1957
—, Bambauer, H. U. & Bank, H.: Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde 86, 379—381, 1958
— Zur Bestimmung des austauschbaren Wasserstoffs (T-S)-Wertes der Böden insbesondere durch seine Ermittelung aus Neutralisationskurven 86, 382—391, 1958
— Ein praktischer Versuch zur Ermittlung der Cl′-Wanderungsgeschwindigkeit bei der Diffusion einer Kochsalzlösung in einem plastischen Ton 87, 429—433, 1959

Udluft, H.: Die geologisch-hydrologische Stellung der Helenenquelle bei Bad Wildungen (VI) 3, 263—277, 1952
— Über eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen II 81, 308—313, 1953

Varia

Geschichte der Geologie

Kutscher, F.: 100 Jahre Notizblatt 82, 7—12, 1954
— Der Nassauische Verein für Naturkunde zu Wiesbaden 85, 7—18, 1957
— Hundertjähriges Bestehen des Standardwerkes der Gebrüder Sandberger über nassauische Versteinerungen 85, 19—23, 1957
Michels, F.: Vorwort zum Gedenkband „100 Jahre staatlicher geologischer Dienst in Hessen" 81, 7—9, 1953
— 10 Jahre Hessisches Landesamt für Bodenforschung 85, 446—447, 1957
Nöring, F.: Zur Geschichte des staatlichen geologischen Dienstes in Hessen 81, 10—41, 1953

Vereine, Gesellschaften

Kutscher, F.: Der Nassauische Verein für Naturkunde zu Wiesbaden 85, 7—18, 1957

Wünschelrute

Kutscher, F.: Unfallhäufigkeit beim km 512 der Autobahnstrecke Frankfurt Main / Mannheim – Wünschelrute – erdmagnetische Variometeraufnahmen (VI) 3, 370—372, 1952
Simon, K.: Baugrunduntersuchung mit der Wünschelrute 85, 387—389, 1957

3. Erdgeschichte und Paläontologie

Paläogeographie

Antun, P.: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens 82, 213—214, 1954
Geib, K. W.: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens (VI) 1, 101—111, 1950

Stratigraphie

Kutscher, F.: Stratigraphische Tagesfragen 88, 107—121, 1960

Vor-Paläozoikum

Porth, H.: Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes 89, 85—113, 1961

Paläozoikum

Silur (Gotlandium)

Bischoff, G. & Sannemann, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald 86, 87—110, 1958
Dahmer, G.: Graptolithen aus den „Grauen Phylliten" des Taunus (VI) 3, 82—86, 1952

Gross, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung **86**, 7—30, 1958
Kupfahl, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg **81**, 96—128, 1953
Schmidt, Wo.: Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium **86**, 31—49, 1958
Stoppel, D.: Neue Fossilfunde im Silur des Kellerwaldes **86**, 111—118, 1958
Walliser, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen **85**, 28—52, 1957
Wirth, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus **88**, 146—166, 1960
Ziegler, W.: Das Marburger Gotlandium **85**, 67—74, 1957

Devon

Beckmann, H.: Die Bedeutung von Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn- und Dillmulde **81**, 63—68, 1953
Kutscher, F.: IIa 1. Überblick über Kartierung und Druck geologischer Karten **85**, 452—455, 1957
— Stratigraphische Tagesfragen **88**, 107—121, 1960
Rée, C.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Roteisensteinvorkommen bei Adorf im östlichen Sauerland **81**, 236—242, 1953
Stoppel, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
Teike, M.: Mitteilung über die Ergebnisse einiger Bohrungen auf Wasser im Devon des östlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet) (VI) **3**, 251—262, 1952

Unter-Devon

Bischoff, G. & Sannemann, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald **86**, 87—110, 1958
Dahmer, G.: Fundstellen-Verzeichnis zu W. E. Schmidt, Die Crinoiden des Rheinischen Unterdevons bis zur Cultrijugatus-Zone (mit Ausnahme des Hunsrückschiefers) (VI) **1**, 120—146, 1950
Gross, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung **86**, 7—30, 1958
Kupfahl, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg **81**, 96—128, 1953
Porth, Hans: Die Kristallin-Vorkommen am Südrand des Soonwaldes **89**, 85—113, 1961

Gedinne-Stufe

Dahmer, G.: Graptolithen aus den „Grauen Phylliten" des Taunus (VI) **3**, 82—86, 1952
Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Schmidt, Wo.: Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium **86**, 31—49, 1958
Wirth, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus **88**, 146—166, 1960

Siegen-Stufe

Dehm, R.: *Rhenechinus hopstätteri* nov. gen. nov. sp., ein Seeigel aus dem rheinischen Unter-Devon **81**, 88—95, 1953
Engels, B.: Zur Tektonik des Dachschiefers von Kaub (Rheinisches Schiefergebirge) **81**, 243—254, 1953

Engels, B. & Bank, H.: Ein Querprofil im Bereich der Dachschiefergrube Eschenbach I bei Bundenbach im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) **82**, 247—250, 1954
Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Fenchel, W.: Neue Faunenfundpunkte auf Blatt Wissen/Sieg **83**, 92—121, 1955
Gross, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung **86**, 7—30, 1958
Hannak, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems **87**, 293—316, 1959
Hopstätter, H.: Ein Seeigel aus dem Hunsrückschiefer (VI) **3**, 33—34, 1952
Jentsch, St. & Röder, D.: Zur Geologie des Taunusquarzits bei Bad Homburg **85**, 114—128, 1957
— Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald **88**, 190—215, 1960
Kutscher, F.: Zur Devongeologie auf Blatt Kestert im östlichen Hunsrück **81**, 129—137, 1953
— Fossilfunde im Taunusquarzit des westlichen Soonwaldes (Hunsrück) (VI) **3**, 87—90, 1952
Lehmann, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert **87**, 268—292, 1959
Lehmann, W. M.: Über einen 21-armigen *Medusaster rhenanus* Stuertz aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer **86**, 79—80, 1958
— Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt **86**, 81—86, 1958
Mittmeyer, Hans-Georg: Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Westtaunus **88**, 167—171, 1960
Mosebach, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer **82**, 234—246, 1954
Rösler, A.: *Agelacrinites taunicus* n. sp. (Edrioaster.) aus dem Unterdevon von Mensfelden (Blatt Limburg, Lahn) **81**, 69—74, 1953
— Die Fauna aus den „Bornicher Schichten" (Unter-Devon) des Gemeinde-Steinbruches von Holzhausen a. d. Haide (Blatt Katzenelnbogen/Taunus) **81**, 138—153, 1953
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 1. Teil: Siegen-Stufe **82**, 112—137, 1954
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 2. Teil: Ems-Stufe **84**, 32—84, 1956
Schulze, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei **87**, 246—267, 1959
Seilacher, Adolf: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer **88**, 88—106, 1960
— Holothurien im Hunsrückschiefer (Unter-Devon) **89**, 66—72, 1961
Sieverts-Doreck, H.: Neufunde von *Diamenocrinus* und *Ctenocrinus* aus der Siegen-Stufe des Siegerlandes **85**, 62—66, 1957
Solle, Gerhard: Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium **88**, 343—360, 1960
Ziegler, W.: Das Marburger Gotlandium **85**, 67—74, 1957
— Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958

Ems-Stufe

Becker, Gerhard & Mentzel, Rolf: Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel) **89**, 134—169, 1961
Dahmer, G.: Zwei neue Fossilfundpunkte in den Singhofener Schichten (Unter-Emsium, Unter-Devon) des östlichen Taunus (Blatt Grävenwiesbach) **82**, 38—45, 1954
Dillmann, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). Devon und Kulm in der inneren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) (VI) **3**, 91—108, 1952

Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Hannak, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems **87**, 293—316, 1959
Jentsch, St. & Röder, D.: Zur Geologie des Taunusquarzits bei Bad Homburg **85**, 114—128, 1957
— Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald **88**, 190—215, 1960
Kutscher, F.: Zur Devongeologie auf Blatt Kestert im östlichen Hunsrück **81**, 129—137, 1953
— Eine Fauna in der Kondelgruppe bei Rittershausen (Dillmulde, Hessen) **83**, 102—105, 1955
Lehmann, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert **87**, 268—292, 1959
Martin, Gerhard: Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 172—189, 1960
Röder, D.: Unteres und mittleres Unter-Ems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel) **85**, 129—145, 1957
Rösler, A.: Die Fauna aus den „Bornicher Schichten" (Unter-Devon) des Gemeinde-Steinbruches von Holzhausen a. d. Haide (Blatt Katzenelnbogen/Taunus) **81**, 138—153, 1953
— Zur Fauna des rheinischen Unter-Devons **82**, 30—37, 1954
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 1. Teil: Siegen-Stufe **82**, 112—137, 1954
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). 2. Teil: Ems-Stufe **84**, 32—84, 1956
Schulze, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei **87**, 246—267, 1959
Solle, G.: Neue Untergattungen und Arten der Bryozoen-Gattung *Hederella* und eine *Hernodia* im rheinischen Unterdevon (VI) **3**, 35—55, 1952
— Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium **88**, 343—360, 1960
— Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon; Südost-Eifel) **84**, 85—92, 1956
Stoppel, D. & Jentsch, St.: Emsquarzit unter der Hessischen Senke **86**, 133—139, 1958
Ziegler, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zorgensis-Kalk **84**, 93—106, 1956
— Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958

Mittel-Devon

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze **87**, 434—449, 1959
Biertner, W.: Devon? am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus (VI) **2**, 15—21, 1951
Bischoff, G.: Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der „Buchenauer Schichten" auf Grund von Conodonten **83**, 126—130, 1955
Bottke, H.: Zur Kenntnis des Asphaltits in den Roteisensteinlagerstätten des Lahn-Dill-Typs bei Adorf in Waldeck **86**, 327—334, 1958
Dillmann, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). Devon und Kulm in der inneren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) (VI) **3**, 91—108, 1952
Falke, H.: Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm" bei Bonbaden (Lahnmulde) (VI) **3**, 176—185, 1952

Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Geyer, O. F.: Morphogenetische Beschreibung eines Miniaturkarstes im Givet-Massenkalk bei Limburg a. d. Lahn **85**, 288—291, 1957
Gunzert, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen) **83**, 106—125, 1955
Hentschel, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine (VI) **2**, 122—137, 1951
— Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde (VI) **3**, 191—198, 1952
Kutscher, F.: Zur Devongeologie auf Blatt Kestert im östlichen Hunsrück **81**, 129—137, 1953
Lippert, H.-J.: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge (VI) **3**, 343—352, 1952
Mosebach, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer **82**, 234—246, 1954
Sieverts-Doreck, H.: Über einige inadunate Crinoiden aus dem rheinischen Devon **81**, 75—87, 1953
— Weitere Mitteilungen über *Myelodactylus* aus dem Mittel-Devon der Eifel **82**, 46—49, 1954
Stoppel, D. & Ziegler, W.: Zum Alter der „Buchenauer Schichten" bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge) **86**, 153—158, 1958
Ziegler, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zorgensis-Kalk **84**, 93—106, 1956
— Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958
— Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Ober-Devon

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze **87**, 434—449, 1959
Bender, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite" (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 78—88, 1958
Bischoff, G.: Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der „Buchenauer Schichten" auf Grund von Conodonten **83**, 126—130, 1955
— Oberdevonische Conodonten (to$I\delta$) aus dem Rheinischen Schiefergebirge **84**, 115—137, 1956
— & Ziegler, W.: Das Alter der „Urfer Schichten" im Marburger Hinterland nach Conodonten **84**, 138—169, 1956
Bischoff, G. & Sannemann, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald **86**, 87—110, 1958
Falke, H.: Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm" bei Bonbaden (Lahnmulde) (VI) **3**, 176—185, 1952
Krebs, W.: Dillenburger Tuffe **86**, 140—152, 1958
— Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 216—242, 1960
Kupfahl, H.-G.: Zur Variationsbreite einiger Ostracoden der Mittleren Adorf-Stufe **84**, 21—31, 1956
Lippert, H.-J.: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge (VI) **3**, 343—352, 1952
Rabien, A. & Rabitz, A.: Das Ober-Devon von Meschede **86**, 159—184, 1958
Rietschel, Siegfried: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **89**, 170—177, 1961

Stoppel, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
Teike, M.: Schichtenverzeichnis der Bohrung Weyer 1 bei Weyer im Oberlahnkreis (Lahnmulde, Hessen) **84**, 107—114, 1956
Walliser, O. H.: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 120—132, 1958
Ziegler, W.: Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958
— Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Karbon

Unter-Karbon

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze **87**, 434—449, 1959
Beckmann, H.: Die Bedeutung von Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn- und Dillmulde **81**, 63—68, 1953
Bender, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite" (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 78—88, 1958
Bischoff, G. & Ziegler, W.: Das Alter der „Urfer Schichten" im Marburger Hinterland nach Conodonten **84**, 138—169, 1956
Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7—82, 1950
Dillmann, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). Devon und Kulm in der inneren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) (VI) **3**, 91—108, 1952
— Ein Schurf im Kulm der Lahnmulde Blatt Weilburg/Lahn **81**, 154—159, 1953
Krebs, Wolfgang: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 216—242, 1960
Nöring, F.: Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt (VI) **2**, 44—46, 1951
Plessmann, W.: Zur Tektonik der Erbstädter Grauwacke (Wetterau) **85**, 292—296, 1957
Rée, C.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Roteisensteinvorkommen bei Adorf im östlichen Sauerland **81**, 236—242, 1953
Rietschel, Siegfried: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **89**, 170—177, 1961
Stoppel, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
Teike, M.: Mitteilung über die Ergebnisse einiger Bohrungen auf Wasser im Devon des östlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet) (VI) **3**, 251—262, 1952
Udluft, H.: Die geologisch-hydrologische Stellung der Helenenquelle bei Bad Wildungen (VI) **3**, 263—277, 1952
Walliser, O. H.: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 120—132, 1958
Ziegler, W.: Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958

Ober-Karbon

Josten, K. H.: Die Kohlen im Pfälzer Bergland **84**, 300—327, 1956
Nöring, F.: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen (VI) **2**, 22—40, 1951

Perm

Burre, O.: Über die Herkunft des Mineralgehaltes der Heilwässer von Bad König im Odenwald (VI) 2, 47—66, 1951
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges 83, 131—152, 1955
Murawski, H.: Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig 89, 114—133, 1961
Pfeffer, P., Bambauer, H. U. & Bank, H.: Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde 86, 379—381, 1958

Rotliegendes

Atzbach, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel-Patersbach) 83, 167—194, 1955
Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) 2, 75—86, 1951
Falke, H.: Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden 83, 153—156, 1955
Geib, K. W.: Über eine Pflanzenreste-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden bei Sobernheim im Nahebergland (VI) 1, 193—200, 1950
— Über die mutmaßliche Fortsetzung der Kurparkverwerfung am östlichen Teile des Kreuznacher Porphyrmassivs (VI) 3, 186—190, 1952
— Über eine geologisch wichtige Bohrung südlich Pferdsfeld Kreis Kreuznach 83, 90—91, 1955
— & Atzbach, Otto: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde im Bereich der Meßtischblätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen 89, 178—186, 1961
Geis, H.-P.: Schwerspatlagerstätten an der oberen Nahe 81, 284—307, 1953
Heim, Dieter, Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung 89, 377—399, 1961
Josten, K. H.: Die Kohlen im Pfälzer Bergland 84, 300—327, 1956
Klüpfel, W.: Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges 83, 131—152, 1955
Nöring, F.: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen (VI) 2, 22—40, 1951
— Das angebliche fragliche Vorkommen von Spessartkristallin bei Oberrodenbach (VI) 2, 74, 1951
— Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen 83, 157—166, 1955

Zechstein

Backhaus, Egon: Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung 89, 187—202, 1961
Gunzert, G.: Über die Bedeutung nachträglicher Erzverschiebungen in der Kupferschieferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges 81, 258—283, 1953
Hentschel, H.: Über einen fossilführenden Horizont im Grenzbereich Perm-Trias der Südpfalz 83, 195—197, 1955
Hessisches Landesamt für Bodenforschung: Beitrag zur Geschichte des alten Frankenberger Kupferbergbaues 82, 251—254, 1954
Lange, Peter R. & Käding, Karl-Christian: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld 89, 242—265, 1961
Nöring, F.: Die Solquellen in Gelnhausen (VI) 3, 278—293, 1952

Nöring, F.: Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen
83, 157—166, 1955
Ott, V. R. & Dombrowski, H. J.: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim
87, 415—416, 1959
Sobotha, E.: Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse und Ausbildung des kupfererzführenden Oberen Zechsteins im Osten von Frankenberg/Eder
81, 160—163, 1953
Tobien, H.: Bemerkungen zu einem Schädelrest von *Reticulolepis* Westoll (Palaeonisciformes, Pisces) aus dem Kupferschiefer von Sontra (Richelsdorfer Gebirge)
81, 59—62, 1953
Udluft, H.: Über den tektonischen Aufbau der Buntsandsteinlandschaft zwischen Marburg und Kirtorf (VI) **2**, 5—14, 1951

Mesozoikum

Stengel-Rutkowski, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen) **87**, 192—201, 1958
Wagner, W.: Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen **81**, 164—194, 1953

Trias

Koch, K. E.: Die Vererzung in der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg
87, 202—207, 1958
Udluft, H. & Lang, H. D.: Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes
87, 333—366, 1959

Buntsandstein

Backhaus, E., Lohmann, H. & Regenhardt, H.: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen) **86**, 192—201, 1958
Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7—82, 1950
Busse, E.: Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel-West)
84, 176—183, 1956
Gunzert, G.: Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Hessen **82**, 138—151, 1954
— Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen) **83**, 106—125, 1955
Heil, Reinhard: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße **88**, 122—145, 1960
Herrmann, A.: Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck
87, 317—327, 1959
Hoch-Tatge, U.: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein
87, 133—161, 1958
Kulick, Jens: Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen) **89**, 276—309, 1961
Kupfahl, H.-G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge
86, 202—214, 1958
— Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins **89**, 266—275, 1961
— & Thews, Joe-D.: Die Gliederung der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen **89**, 235—241, 1961
Kutscher, F.: Bemerkungen zur stratigraphischen Buntsandsteinforschung in Hessen
86, 185—191, 1958

KUTSCHER, F.: Stratigraphische Tagesfragen 88, 107—121, 1960
— Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen 88, 243—245, 1960
LAEMMLEN, M.: Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen 86, 215—240, 1958
— Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen 86, 241—268, 1958
— Ein Buntsandstein-Aufschluß an der neuerbauten Bundesstraße 7/27, bei Hoheneiche in Hessen 89, 203—234, 1961
LANG, H. D.: Der Mittlere Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg 87, 328—332, 1959
LANGE, PETER R. & KÄDING, KARL-CHRISTIAN: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld 89, 242—265, 1961
MARTIN, GERHARD: Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) 88, 172—189, 1960
MÜLLER, ERWIN MARIA, SCHRÖDER, ECKART & SCHMIDT, WOLFGANG: Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins 88, 246—265, 1960
MURAWSKI, H.: Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig 89, 114—133, 1961
SCHENK, E.: Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Angersbach und die Quertektonik des Lauterbacher Grabens 83, 205—219, 1955
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges 89, 310—319, 1961
SCHÖNHALS, E.: Ein besonderer periglazialer Buntsandsteinschutt im Schlitzerland 83, 295—299, 1955
SOBOTHA, E.: Die Schüttungen der Listenbachquellen in den Abflußjahren 1952/53 und 1953/54 83, 267—274, 1955
STOPPEL, D. & JENTSCH, ST.: Emsquarzit unter der Hessischen Senke 86, 133—139, 1958
UDLUFT, H.: Über den tektonischen Aufbau der Buntsandsteinlandschaft zwischen Marburg und Kirtorf (VI) 2, 5—14, 1951
— & LANG, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke 84, 184—203, 1956

Muschelkalk

ACKERMANN, E.: Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege 87, 172—187, 1958
BLANCKENHORN, M. † & UDLUFT, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
BUSSE, E.: Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen (VI) 3, 118—137, 1952
— Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg 82, 152—167, 1954
— Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk des westlichen Kasseler Grabens 84, 170—175, 1956
— Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel-West) 84, 176—183, 1956
— & RÖSING, F.: Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel 83, 198—204, 1955
— Aufschlüsse in der Oolithzone bei Oberelsungen und Escheberg (Blatt Wolfhagen) 85, 146—151, 1957
FINDEISEN, H.-K.: Ein bemerkenswerter Wellenkalkaufschluß im Stadtgebiet von Kassel (VI) 3, 109—117, 1952
HOCH-TATGE, U.: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein 87, 133—161, 1958
LAEMMLEN, M.: Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen 86, 215—240, 1958

Lange, Peter R. & Käding, Karl-Christian: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld **89**, 242—265, 1961
Rösing, F.: Eine präoligozäne Doline im Unteren Muschelkalk des oberen Ahnetales bei Kassel **81**, 195—198, 1953
Schenk, E.: Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Angersbach und die Quertektonik des Lauterbacher Grabens **83**, 205—219, 1955
Udluft, H. & Lang, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke **84**, 184—203, 1956

Keuper

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7—82, 1950
Busse, E. & Rösing, F.: Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel **83**, 198—204, 1955
Hoch-Tatge, U.: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein **87**, 133—161, 1958

Jura

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7–82, 1950
Jacobshagen, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu **87**, 208—226, 1958

Lias

Busse, E. & Rösing, F.: Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel **83**, 198—204, 1955

Kreide

Huckriede, R.: Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen **87**, 227—238, 1958

Neozoikum

Burre, O.: Die Ursachen der Grundwasserentwicklung im nordwestlichen Teile des Kreises Groß-Gerau in Hessen (Mainspitze) in den Jahren 1927—1950 (VI) **3**, 199—250, 1952
Murawski, H.: Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig **89**, 114—133, 1961

Tertiär

Görges, J. & Penndorf, H.: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen (VI) **3**, 138—146, 1952
Hoch-Tatge, U.: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein **87**, 133—161, 1958
Jentsch, Stefan: Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald **88**, 190—215, 1960
Kutscher, F.: Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) **82**, 202—212, 1954

Mürriger, F. & Pflug, H.: Über die Altersstellung der Braunkohle von Burghasungen, Bezirk Kassel, auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen und Vergleiche mit anderen Braunkohlenvorkommen (VI) **2**, 87—97, 1951
Mürriger, F. † & Pflanzl, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen **83**, 71—89, 1955
Pollak, A.: Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv **87**, 239—245, 1958
Schenk, E.: Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Angersbach und die Quertektonik des Lauterbacher Grabens **83**, 205—219, 1955
Udluft, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von Max Blanckenhorn über das Tertiär Niederhessens (VI) **1**, 83—100, 1950
— & Lang, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke **84**, 184—203, 1956
— & — Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes **87**, 333—366, 1959
Wagner, W.: Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen **81**, 164—194, 1953
Wirth, E.: Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung **82**, 168—189, 1954

Alt-Tertiär

Brosius, M. & Gramann, F.: „Heskemer Pollenbild" und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges **87**, 162—167, 1958
Gramann, F.: Der Crocodilide *Diplocynodon hantoniensis* (Wood) aus dem unteroligozänen Melanienton Niederhessens **86**, 77—78, 1958
Pflanzl, G.: Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach **84**, 232—244, 1956

Eozän

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7—82, 1950
Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen **85**, 152—178, 1957
Straub, E. W.: Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt **83**, 220—227, 1955
Tobien, H.: Nagerreste aus dem Mitteleozän von Messel bei Darmstadt **82**, 13—29, 1954
— Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen **89**, 7—16, 1961

Oligozän

Antun, P.: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens **82**, 213—214, 1954
Atzbach, O. & Geib, K. W.: Über einen neuen Fundpunkt im Unteren Meeressand (Mitteloligozän) bei Bretzenheim/Nahe (Mainzer Becken) **83**, 237—242, 1955
Baatz, H.: *Ophiomorpha* Lundgren, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens **87**, 168—171, 1958
Bartenstein, H.: Alttertiäre Mikrofaunen aus dem Reinhardswald, ein Beitrag zur Frage der Südverbreitung marinen Prä-Mitteloligozäns **86**, 269—280, 1958
— Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes **87**, 367—375, 1959

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) **1**, 7—82, 1950
Bozorgnia, Fathollah: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau **88**, 266—282, 1960
Brosius, M. & Gramann, F.: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel **85**, 206—217, 1957
Doebl, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken **82**, 57—111, 1954
Geib, K. W.: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens (VI) **1**, 101—111, 1950
— Über eine fossile Perle aus dem mitteloligozänen Meeressand vom Welschberg bei Waldböckelheim (Nahebergland) (VI) **3**, 31—32, 1952
— Über die mutmaßliche Fortsetzung der Kurparkverwerfung am östlichen Teil des Kreuznacher Porphyrmassivs (VI) **3**, 186—190, 1952
— Über den Vorgang der Konkretionsbildung bei den Barytkonkretionen des mitteloligozänen Meeressandes von Steinhardt (Kreis Kreuznach) **83**, 243—245, 1955
Görges, J.: Marines Unterstamp von Epterode südlich Großalmerode **82**, 190—195, 1954
Görges, J. † & Gramann, F.: Gastropoden und Lamellibranchiaten aus dem Melanienton von Borken (Niederhessische Senke) **85**, 53—61, 1957
Gramann, F.: Schildkröten aus dem Melanienton von Borken (Niederhessische Senke) (*Trionyx*, *Anosteira*) **84**, 16—20, 1956
— Der Crocodilide *Diplocynodon hantoniensis* (Wood) aus dem unteroligozänen Melanienton Niederhessens **86**, 77—78, 1958
Heil, Reinhard: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße **88**, 122—145, 1960
Holtz, Siegfried: Sporen und Pollen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales (Blatt Kassel-West) **89**, 73—84, 1961
Huckriede, R.: Zwei Bohrungen mit marinem Chatt südlich Borken (Hessen) **82**, 196—201, 1954
Kühn, O.: Korallen aus mitteldeutschem Mitteloligozän **82**, 50—56, 1954
Kutscher, F.: Eröffnung einer Diskussion zur hessischen Meeresstraße im Unterstamp **84**, 204—205, 1956
Martini, Erlend: Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens **88**, 65—87, 1960
Matthess, G.: Zur Altersfrage der „Papillatensande" am „Zeilstück" bei Weinheim **85**, 218—223, 1957
Mürriger, F. & Pflug, H.: Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet) (VI) **3**, 56—66, 1952
Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen **85**, 152—178, 1957
Pinkow, H.-H. †: Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes (Unteres Mitteloligozän) am Nordhang des Rothenberges bei Geisenheim **81**, 199—205, 1953
Plein, E.: Der Basaltvulkanismus vom Hirschberg bei Großalmerode und der Bau seiner Förderzone in tertiären Sedimenten **82**, 215—233, 1954
Schellmann, T.: Bemerkungen zum Thema „Marines Unterstamp von Epterode" **84**, 206—208, 1956
Schenk, E.: Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) **85**, 224—254, 1957
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges **89**, 310—319, 1961
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen **89**, 320—330, 1961
Solle, G.: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet **87**, 398—407, 1959

Sonne, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks" bei Weinheim/Rhh.) 86, 281—315, 1958
Teike, M. & Tobien, H.: Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix" bei Breitscheid/Westerwald (VI) 1, 112—119, 1950
Thews, J.-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär 85, 179—205, 1957
Thursch, H.: Die Gliederung des Unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferen-Fauna 84, 216—231, 1956
Triebel, E.: Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens (VI) 3, 15—30, 1952
Udluft, H.: Über den tektonischen Aufbau der Buntsandsteinlandschaft zwischen Marburg und Kirtorf (VI) 2, 5—14, 1951
Wagner, W.: Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken 83, 228—236, 1955
— Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben 84, 212—215, 1956
— Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen 87, 376—397, 1959
Weiler, W.: Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Görges: „Marines Unterstamp von Epterode südlich von Großalmerode" 84, 209—211, 1956
— Fischreste aus dem Tertiär von Epterode südlich von Großalmerode 85, 24—27, 1957
— Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke 89, 44—65, 1961
Wirth, E.: Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung 82, 168—189, 1954

Jung-Tertiär

Ficke, Bruno: Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe 88, 361—379, 1960
Matthess, G.: Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer 86, 335—378, 1958

Miozän

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
Bozorgnia, Fathollah: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau 88, 266—282, 1960
Geib, K. W.: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens (VI) 1, 101—111, 1950
Gunzert, G.: Das Braunkohlenvorkommen des Lettengrabens bei Wüstensachsen in der Rhön als Beispiel einer durch Basalt verformten Lagerstätte (VI) 2, 112—121, 1951
Häuser, Fritz: Die zeitliche Einstufung der Tertiärschichten von Ravolzhausen auf Grund von Molluskenfunden 88, 283—286, 1960
— Corbiculaschichten östlich von Hainstadt am Main 89, 331, 1961
Kirchheimer, F.: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg 83, 47—70, 1955
Kuss, S. E.: Schildkrötenreste (*Ptychogaster buechelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz 86, 50—76, 1958
— Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz 88, 29—62, 1960

MICHELS, F.: Ein Beispiel von Grundwassergefährdung durch Teerabfallprodukte
82, 255—257, 1954
PFLUG, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen 85, 152—178, 1957
SCHENK, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen
(VI) 1, 260—268, 1950
— Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau)
85, 224—254, 1957
THEWS, J.-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär 85, 179—205, 1957
TOBIEN, HEINZ: Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen) 88, 7—19, 1960
WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen
87, 376—397, 1959
WEILER, W.: Die Fischreste aus den Ziegeleitonen von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen)
88, 20—28, 1960

Pliozän

BARTZ, JOACHIM: Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen (VI) 1, 201—243, 1950
BLANCKENHORN, M. † & UDLUFT, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
BOZORGNIA, FATHOLLAH: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau 88, 266—282, 1960
BROSIUS, M.: Tegelen-Braunkohle von Fürstenhagen bei Hessisch-Lichtenau
86, 316—319, 1958
KÖRBER, H.: Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffenburger Beckens 87, 408—414, 1959
KREMP, G.: Pollenanalytische Untersuchung des Braunkohlenflözes von Beuern bei Gießen (VI) 1, 269—271, 1950
NÖRING, F.: Neue Nachweise des Untermain-Trapps (VI) 2, 41—43, 1951
SCHENK, E.: Erosion und Sedimentation im Hauptbraunkohlenlager der Wetterau
84, 328—355, 1956
TOBIEN, H.: *Miotragocerus* STROMER (Bovidae, Mamm.) aus den unterpliocänen Dinotheriensanden Rheinhessens 81, 52—58, 1953
— Neue und wenig bekannte Carnivoren aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens 83, 7—31, 1955
WAGNER, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern (VI) 1, 178—192, 1950
WEILER, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. I. Teil: Das Pliozän und seine organischen Einschlüsse (VI) 3, 147—170, 1952
WEITZEL, K. & TOBIEN, H.: *Indarctos* und *Ursavus* (Carnivora, Mamm.) aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens (VI) 3, 7—14, 1952

Quartär

BURRE, O.: Die Ursachen der Grundwasserentwicklung im nordwestlichen Teile des Kreises Groß-Gerau in Hessen (Mainspitze) in den Jahren 1927—1950
(VI) 3, 199—250, 1952
HEIL, REINHARD: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße 88, 122—145, 1960
MÜRRIGER, F. † & PFLANZL, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen 83, 71—89, 1955
WAGNER, W.: Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt (VI) 3, 171—175, 1952

Pleistozän

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
Bozorgnia, Fathollah: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau 88, 266—282, 1960
Dahm, H.-D.; Guenther, Ekke W.; Jaeckel, Siegfried G.; Weiler, W.; Weyl, R.; Wiermann, Rolf: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden 89, 332—359, 1961
Geib, K. W.: Über die mutmaßliche Fortsetzung der Kurparkverwerfung am östlichen Teile des Kreuznacher Porphyrmassivs (VI) 3, 186—190, 1952
Häuser, F.: Vorläufige Mitteilung über altsteinzeitliche Funde im Bereiche der Blätter Hanau und Altenstadt 1:25000 85, 282—287, 1957
Huckriede, Reinhold: Die würmzeitliche Kleinfauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen) 88, 287—293, 1960
Jacobshagen, E.: Moschusochsenreste aus nordhessischem Pleistozän 84, 7—15, 1956
Jacobshagen, V.: Eine spätglaziale Wirbeltierfauna vom Wildweiberhaus-Felsen bei Langenaubach (Dillkreis) 83, 32—43, 1955
Karschny, Albert: Ein Fund von *Bison priscus* (Bojanus) (Mammalia) in Wiesbaden 88, 63—64, 1960
Körber, H.: Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffenburger Beckens 87, 408—414, 1959
Lang, H. D.: Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen 84, 245—251, 1956
Matthess, G.: Zur Altersfrage der „Papillatensande" am „Zeilstück" bei Weinheim 85, 218—223, 1957
— Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer 86, 335—378, 1958
Schenk, E.: Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Angersbach und die Quertektonik des Lauterbacher Grabens 83, 205—219, 1955
— Erosion und Sedimentation im Hauptbraunkohlenlager der Wetterau 84, 328—355, 1956
Schönhals, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau (VI) 1, 244—259, 1950
— Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs (VI) 2, 160—183, 1951
— Ein besonderer periglazialer Buntsandsteinschutt im Schlitzerland 83, 295—299, 1955
— Ein fossiler periglazialer Strukturboden bei Appenrod am Nordrand des Vogelsberges 84, 374—379, 1956
— Eine äolische Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald 85, 380—386, 1957
Udluft, H. & Jacobshagen, V.: Zur Gliederung des Pleistozäns in Niederhessen 85, 255—281, 1957
Wagner, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern (VI) 1, 178—192, 1950
Weiler, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. II. Teil. Das Diluvium 81, 206—235, 1953

Holozän

Dahm, H.-D.; Guenther, Ekke W.; Jaeckel, Siegfried G.; Weiler, W.; Weyl, R.; Wiermann, Rolf: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden 89, 332—359, 1961

Vorgeschichte

Häuser, F.: Vorläufige Mitteilung über altsteinzeitliche Funde im Bereiche der Blätter Hanau und Altenstadt 1:25000 **85**, 282—287, 1957
Wagner, W.: Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt (VI) **3**, 171—175, 1952

Paläontologie

Allgemeines, Geschichte der Paläontologie, Biostratonomie, Ökologie, Biochronologie, Biostratigraphie, Aktuopaläontologie

Beckmann, H.: Die Bedeutung von Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn- und Dillmulde **81**, 63—68, 1953
Geib, K. W.: Über den Vorgang der Konkretionsbildung bei den Barytkonkretionen des mitteloligozänen Meeressandes von Steinhardt (Kreis Kreuznach) **83**, 243—245, 1955
Kutscher, F.: Hundertjähriges Bestehen des Standardwerkes der Gebrüder Sandberger über nassauische Versteinerungen **85**, 19—23, 1957
— IIa 3. Der paläontologische Forschungsbeitrag des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **85**, 459—460, 1957
Ott, V. R. & Dombrowski, H. J.: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim **87**, 415—416, 1959
Richter, Rud.: Fluidal-Textur in Sediment-Gesteinen und über Sedifluktion überhaupt (VI) **3**, 67—81, 1952
Seilacher, A.: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer **88**, 68—106, 1960

Paläozoologie

Paläozoische Faunen

Backhaus, Egon: Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung **89**, 187—202, 1961
Becker, Gerhard & Mentzel, Rolf: Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel) **89**, 134—169, 1961
Dahmer, G.: Graptolithen aus den „Grauen Phylliten" des Taunus (VI) **3**, 82—86, 1952
— Zwei neue Fossilfundpunkte in den Singhofener Schichten (Unter-Emsium, Unter-Devon) des östlichen Taunus (Blatt Grävenwiesbach) **82**, 38—45, 1954
Dillmann, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). Devon und Kulm in der inneren Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge) (VI) **3**, 91—108, 1952
Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Fenchel, W.: Neue Faunenfundpunkte auf Blatt Wissen/Sieg **83**, 92—121, 1955
Hannak, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems **87**, 293—316, 1959
Hentschel, H.: Über einen fossilführenden Horizont im Grenzbereich Perm-Trias der Südpfalz **83**, 195—197, 1955
Jentsch, St. & Röder, D.: Zur Geologie des Taunusquarzits bei Bad Homburg **85**, 114—128, 1957
Jentsch, Stefan: Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald **88**, 190—215, 1960
Kupfahl, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg **81**, 96—128, 1953
Kutscher, F.: Fossilfunde im Taunusquarzit des westlichen Soonwaldes (Hunsrück) (VI) **3**, 87—90, 1952

KUTSCHER, F.: Eine Fauna in der Kondelgruppe bei Rittershausen (Dillmulde, Hessen) **83**, 102—105, 1955
LEHMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert **87**, 268—292, 1959
MARTIN, GERHARD: Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 172—189, 1960
RABIEN, A. & RABITZ, A.: Das Ober-Devon von Meschede **86**, 159—184, 1958
RÖDER, D.: Unteres und mittleres Unter-Ems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel) **85**, 129—145, 1957
RÖSLER, A.: Die Fauna aus den „Bornicher Schichten" (Unter-Devon) des Gemeinde-Steinbruches von Holzhausen a. d. Haide (Blatt Katzenelnbogen/Taunus) **81**, 138—153, 1953
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus) 1. Teil: Siegen-Stufe **82**, 112—137, 1954
— Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzit-Zuges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus) 2. Teil: Ems-Stufe **84**, 32—84, 1956
SCHULZE, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei **87**, 246—267, 1959
SOLLE, G.: Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon; Südost-Eifel) **84**, 85—92, 1956
STOPPEL, D.: Neue Fossilfunde im Silur des Kellerwaldes **86**, 111—118, 1958
— & JENTSCH, ST.: Emsquarzit unter der Hessischen Senke **86**, 133—139, 1958
— Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
WIRTH, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus **88**, 146—166, 1960
ZIEGLER, W.: Das Marburger Gotlandium **85**, 67—74, 1957
— Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik **86**, 119—132, 1958
— Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Mesozoische Faunen

BACKHAUS, E., LOHMANN, H. & REGENHARDT, H.: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen) **86**, 192—201, 1958
BUSSE, E.: Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen (VI) **3**, 118—137, 1952
— Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg **82**, 152—167, 1954
— & RÖSING, F.: Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel **83**, 198—204, 1955
— Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk des westlichen Kasseler Grabens **84**, 170—175, 1956
— Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel-West) **84**, 176—183, 1956
— & RÖSING, F.: Aufschlüsse in der Oolithzone bei Oberelsungen und Escheberg (Blatt Wolfhagen) **85**, 146—151, 1957
FINDEISEN, H.-K.: Ein bemerkenswerter Wellenkalkaufschluß im Stadtgebiet von Kassel (VI) **3**, 109—117, 1952
JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu **87**, 208—226, 1958

Känozoische Faunen

ATZBACH, O. & GEIB, K. W.: Über einen neuen Fundpunkt im Unteren Meeressand (Mitteloligozän) bei Bretzenheim/Nahe (Mainzer Becken) **83**, 237—242, 1955

Bartenstein, H.: Alttertiäre Mikrofaunen aus dem Reinhardswald, ein Beitrag zur Frage der Südverbreitung marinen Prä-Mitteloligozäns 86, 269—280, 1958
— Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes 87, 367—375, 1959
Bozorgnia, Fathollah: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau 88, 266—282, 1960
Brosius, M. & Gramann, F.: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel 85, 206—217, 1957
Doebl, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken 82, 57—111, 1954
Görges, J. & Penndorf, H.: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen (VI) 3, 138—146, 1952
— Marines Unterstamp von Epterode südlich Großalmerode 82, 190—195, 1954
Häuser, F.: Corbiculaschichten östlich von Hainstadt am Main 89, 331, 1961
Huckriede, R.: Zwei Bohrungen mit marinem Chatt südlich Borken (Hessen) 82, 196—201, 1954
— Die würmzeitliche Kleinfauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen) 88, 287—293, 1960
Matthess, G.: Zur Altersfrage der „Papillatensande" am „Zeilstück" bei Weinheim 85, 218—223, 1957
Pinkow, H.-H. †: Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes (Unteres Mitteloligozän) am Nordhang des Rothenberges bei Geisenheim 81, 199—205, 1953
Schellmann, T.: Bemerkungen zum Thema „Marines Unterstamp von Epterode" 84, 206—208, 1956
Schenk, E.: Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) 85, 224—254, 1957
Sonne, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks" bei Weinheim/Rhh.) 86, 281—315, 1958
Thews, J.-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär 85, 179—205, 1957
Udluft, H. & Jacobshagen, V.: Zur Gliederung des Pleistozäns in Niederhessen 85, 255—281, 1957
Wagner, W.: Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken 83, 228—236, 1955
Weiler, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. I. Teil: Das Pliozän und seine organischen Einschlüsse (VI) 3, 147—170, 1952
— Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. II. Teil. Das Diluvium 81, 206—235, 1953

Evertebraten

Fährten, Lebensspuren

Baatz, H.: *Ophiomorpha* Lundgren, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens 87, 168—171, 1958
Kupfahl, H.G.: Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins 89, 266—275, 1961

Conodonta

Beckmann, H.: Die Bedeutung von Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn- und Dillmulde 81, 63—68, 1953
Bender, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite" (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge) 87, 78—88, 1958

Bischoff, G.: Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der „Buchenauer Schichten" auf Grund von Conodonten **83**, 126—130, 1955
— Oberdevonische Conodonten (to$I\delta$) aus dem Rheinischen Schiefergebirge **84**, 115—137, 1956
— & Ziegler, W.: Das Alter der „Urfer Schichten" im Marburger Hinterland nach Conodonten **84**, 138—169, 1956
— & Sannemann, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald **86**, 87—110, 1958
Falke, H.: Zur Geologie der Umgebung von Stromberg (Hunsrück) **85**, 75—113, 1957
Krebs, W.: Dillenburger Tuffe **86**, 140—152, 1958
— Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) **88**, 216—242, 1960
Rietschel, Siegfried: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **89**, 170—177, 1961
Stoppel, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald **87**, 89—119, 1958
— & Ziegler, W.: Zum Alter der „Buchenauer Schichten" bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge) **86**, 153—158, 1958
Teike, M.: Schichtenverzeichnis der Bohrung Weyer 1 bei Weyer im Oberlahnkreis (Lahnmulde, Hessen) **84**, 107—114, 1956
Walliser, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen **85**, 28—52, 1957
— Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge) **87**, 120—132, 1958
Ziegler, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zorgensis-Kalk **84**, 93—106, 1956
— Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe **87**, 7—77, 1958

Protista

Bartenstein, H.: Alttertiäre Mikrofaunen aus dem Reinhardswald, ein Beitrag zur Frage der Südverbreitung marinen Prä-Mitteloligozäns **86**, 269—280, 1958
— Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes **87**, 367—375, 1959
Doebl, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken **82**, 57—111, 1954
Martini, Erlend: Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens **88**, 65—87, 1960
Thursch, H.: Die Gliederung des Unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferen-Fauna **84**, 216—231, 1956

Coelenteraten

Gunzert, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen) **83**, 106—125, 1955
Kühn, O.: Korallen aus mitteldeutschem Mitteloligozän **82**, 50—56, 1954

Vermes

Parsch, K. O. A.: Das zeitliche Auftreten der Serpuliden (Tubicole Anneliden) **83**, 44—46, 1955

Arthropoda

Doebl, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken **82**, 57—111, 1954

KUPFAHL, H.-G.: Zur Variationsbreite einiger Ostracoden der Mittleren Adorf-Stufe 84, 21—31, 1956
RABIEN, A. & RABITZ, A.: Das Ober-Devon von Meschede 86, 159—184, 1958
TRIEBEL, E.: Ostracoden der Gattung *Cytheretta* aus dem Tertiär des Mainzer Beckens (VI) 3, 15—30, 1952

Mollusca

BUSSE, E.: Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg 82, 152—167, 1954
DAHM, H.-D.; GUENTHER, EKKE W.; JAECKEL, SIEGFRIED G.; WEILER, W.; WEYL, R.; WIERMANN, ROLF: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden 89, 332—359, 1961
DAHMER, G.: Zwei neue Fossilfundpunkte in den Singhofener Schichten (Unter-Emsium, Unter-Devon) des östlichen Taunus (Blatt Grävenwiesbach) 82, 38—45, 1954
GEIB, K. W.: Über eine fossile Perle aus dem mitteloligozänen Meeressand vom Welschberg bei Waldböckelheim (Nahebergland) (VI) 3, 31—32, 1952
GÖRGES, J. † & GRAMANN, F.: Gastropoden und Lamellibranchiaten aus dem Melanienton von Borken (Niederhessische Senke) 85, 53—61, 1957
HÄUSER, FRITZ: Die zeitliche Einstufung der Tertiärschichten von Ravolzhausen auf Grund von Molluskenfunden 88, 283—286, 1960

Bryozoa

SOLLE, G.: Neue Untergattungen und Arten der Bryozoen-Gattung *Hederella* und eine *Hernodia* im rheinischen Unterdevon (VI) 3, 35—55, 1952

Brachiopoda

LEHMANN, W. M.: Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt 86, 81—86, 1958
RÖSLER, A.: Zur Fauna des rheinischen Unter-Devons 1. *Stropheodonta* cf. *taeniolata* (SANDB.) aus dem Unter-Ems von Oberstadtfeld und ein neuer Fund von *Pyrgocystis octogona* R. RICHTER (Edrioaster.) 82, 30—37, 1954

Echinodermata

DAHMER, Georg: Fundstellen-Verzeichnis zu W. E. SCHMIDT, Die Crinoiden des Rheinischen Unterdevons bis zur Cultrijugatus-Zone (mit Ausnahme des Hunsrückschiefers) (VI) 1, 120—146, 1950
DEHM, R.: *Rhenechinus hopstätteri* nov. gen. nov. sp., ein Seeigel aus dem rheinischen Unter-Devon 81, 88—95, 1953
HOPSTÄTTER, H.: Ein Seeigel aus dem Hunsrückschiefer (VI) 3, 33—34, 1952
LEHMANN, W. M.: Über einen 21-armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer 86, 79—80, 1958
— Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt 86, 81—86, 1958
RÖSLER, A.: *Agelacrinites taunicus* n. sp. (Edrioaster.) aus dem Unterdevon von Mensfelden (Blatt Limburg, Lahn) 81, 69—74, 1953
— Zur Fauna des rheinischen Unter-Devons 82, 30—37, 1954
SEILACHER, ADOLF: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer 88, 88—106, 1960
— Holothurien im Hunsrückschiefer (Unter-Devon) 89, 66—72, 1961

Sieverts-Doreck, H.: Über einige inadunate Crinoiden aus dem rheinischen Devon **81**, 75—87, 1953
— Weitere Mitteilungen über *Myelodactylus* aus dem Mittel-Devon der Eifel **82**, 46—49, 1954
— Neufunde von *Diamenocrinus* und *Ctenocrinus* aus der Siegen-Stufe des Siegerlandes **85**, 62—66, 1957

Graptolithina

Dahmer, G.: Graptolithen aus den „Grauen Phylliten" des Taunus (VI) **3**, 82—86, 1952
Stoppel, D.: Neue Fossilfunde im Silur des Kellerwaldes **86**, 111—118, 1958

Vertebraten

Agnathi und Pisces

Dahm, H.-D.; Guenther, Ekke W.; Jaeckel, Siegfried G.; Weiler, W.; Weyl, R.; Wiermann, Rolf: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden **89**, 332—359, 1961
Gross, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung **86**, 7—30, 1958
— *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland) **89**, 17—43, 1961
Schmidt, Wo.: Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium **86**, 31—49, 1958
Tobien, H.: Bemerkungen zu einem Schädelrest von *Reticulolepis* Westoll (Palaeoniscieformes, Pisces) aus dem Kupferschiefer von Sontra (Richelsdorfer Gebirge) **81**, 59—62, 1953
Weiler, W.: Fischreste aus dem Tertiär von Epterode südlich von Großalmerode **85**, 24—27, 1957
— Die Fischreste aus den Ziegeleitonen von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen) **88**, 20—28, 1960
— Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke **89**, 44—65, 1961
Wirth, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus **88**, 146—166, 1960

Amphibia, Reptilia, Aves

Gramann, F.: Schildkröten aus dem Melanienton von Borken (Niederhessische Senke) (*Trionyx*, *Anosteira*) **84**, 16—20, 1956
— Der Crocodilide *Diplocynodon hantoniensis* (Wood) aus dem unteroligozänen Melanienton Niederhessens **86**, 77—78, 1958
Jacobshagen, V.: Eine spätglaziale Wirbeltierfauna vom Wildweiberhaus-Felsen bei Langenaubach (Dillkreis) **83**, 32—43, 1955
Kupfahl, H.-G.: Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins **89**, 266—275, 1961
Kuss, S. E.: Schildkrötenreste (*Ptychogaster buechelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz **86**, 50—76, 1958
— Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz **88**, 29—62, 1960
Müller, Erwin Maria, Schröder, Eckart & Schmidt, Wolfgang: Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins **88**, 246—265, 1960

Mammalia

DAHM, H.-D.; GUENTHER, EKKE W.; JAECKEL, SIEGFRIED G.; WEILER, W.; WEYL, R.; WIERMANN, ROLF: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden **89**, 332—359, 1961

HUCKRIEDE, REINHOLD: Die würmzeitliche Kleinfauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen) **88**, 287—293, 1960

JACOBSHAGEN, E.: Moschusochsenreste aus nordhessischem Pleistozän **84**, 7—15, 1956

JACOBSHAGEN, V.: Eine spätglaziale Wirbeltierfauna vom Wildweiberhaus-Felsen bei Langenaubach (Dillkreis) **83**, 32—43, 1955

KARSCHNY, ALBERT: Ein Fund von *Bison priscus* (BOJANUS) (Mammalia) in Wiesbaden **88**, 63—64, 1960

KUSS, S. E.: Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz **88**, 29—62, 1960

TEIKE, M. & TOBIEN, H.: Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix" bei Breitscheid/Westerwald (VI) **1**, 112—119, 1950

TOBIEN, H.: *Miotragocerus* STROMER (Bovidae, Mamm.) aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens **81**, 52—58, 1953

— Nagerreste aus dem Mitteleozän von Messel bei Darmstadt **82**, 13—29, 1954

— Neue und wenig bekannte Carnivoren aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens **83**, 7—31, 1955

— Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen) **88**, 7—19, 1960

— Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen **89**, 7—16, 1961

WAGNER, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern (VI) **1**, 178—192, 1950

WEILER, W.: Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. II. Teil. Das Diluvium **81**, 206—235, 1953

WEITZEL, K. & TOBIEN, H.: *Indarctos* und *Ursavus* (Carnivora, Mamm.) aus den unterpliozänen Dinotheriensanden Rheinhessens (VI) **3**, 7—14, 1952

Paläobotanik

Sporen, Pollen

BROSIUS, M.: Tegelen-Braunkohle von Fürstenhagen bei Hessisch-Lichtenau **86**, 316—319, 1958

— & GRAMANN, F.: „Heskemer Pollenbild" und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges **87**, 162—167, 1958

DAHM, H.-D.; GUENTHER, EKKE W.; JAECKEL, SIEGFRIED G.; WEILER, W.; WEYL, R.; WIERMANN, ROLF: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden **89**, 332—359, 1961

HOLTZ, SIEGFRIED: Sporen und Pollen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales (Blatt Kassel-West) **89**, 73—84, 1961

JOSTEN, K.-H.: Die Kohlen im Pfälzer Bergland **84**, 300—327, 1956

KREMP, G.: Pollenanalytische Untersuchung des Braunkohlenflözes von Beuern bei Gießen (VI) **1**, 269—271, 1950

KIRCHHEIMER, F.: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg **83**, 47—70, 1955

LANG, H. D.: Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen **84**, 245—251, 1956

MÜRRIGER, F. & PFLUG, H.: Über die Altersstellung der Braunkohle von Burghasungen, Bezirk Kassel, auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen und Vergleiche mit anderen Braunkohlenvorkommen (VI) **2**, 87—97, 1951

— & — Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet) (VI) **3**, 56—66, 1952

Mürriger, F. † & Pflanzl, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen **83**, 71—89, 1955
Pflanzl, G.: Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach **84**, 232—244, 1956
Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen **85**, 152—178, 1957
Ott, V. R. & Dombrowski, H. J.: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim **87**, 415—416, 1959
Udluft, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von Max Blanckenhorn über das Tertiär Niederhessens (VI) **1**, 83—100, 1950

Floren

Atzbach, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden an der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel-Patersbach) **83**, 167—194, 1955
Geib, K. W.: Über eine Pflanzenreste-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden bei Sobernheim im Nahebergland (VI) **1**, 193—200, 1950
Görges, J. & Penndorf, H.: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen (VI) **3**, 138—146, 1952
Kirchheimer, F.: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg **83**, 47—70, 1955
Schenk, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen (VI) **1**, 260—268, 1950
Schmidt, Wo.: Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium **86**, 31—49, 1958
Wirth, Hans: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus **88**, 146—166, 1960

4. Angewandte Geologie

Geologische Kartierung, geologische Karten und Erläuterungen

Kutscher, F.: IIa 1. Überblick über Kartierung und Druck geologischer Karten **85**, 452—455, 1957
Matthess, G. & Thews, J.-D.: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958 **87**, 417—428, 1959
— & — Die Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25000. Ein Diskussionsbeitrag **89**, 415—419, 1961
Nöring, F.: Zur Geschichte des staatlichen geologischen Dienstes in Hessen **81**, 10—41, 1953

Bodenkunde

Pinkow, H.-H.: Die Bodenkartierung der Weinbaugebiete im Rheingau (VI) **2**, 98—111, 1951
Schmitt, O.: Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspülschäden durch Bodenerosion **83**, 246—256, 1955
Schönhals, E.: VIa. Überblick über die Tätigkeit der Abteilung Bodenkunde von 1946 bis 1956 **85**, 481—486, 1957
Zakosek, H.: Die Böden der Rheinpfalz **84**, 356—373, 1956

Bodenchemie, Bodenphysik

Bargon, E.: Der Humuszustand landwirtschaftlich und weinbaulich genutzter Lößböden im Rheingau **84**, 380—384, 1956

Herberhold, R.: Über die Zusammensetzung und die Eigenschaften von Tonkolloiden in Abhängigkeit von den Entstehungs- und Umweltbedingungen **82**, 269—302, 1954
Jung, L. & Lüttmer, J.: Über die Eignung des Vibro-Mischers bei der Schlämmanalyse **83**, 275—281, 1955
Lüttmer, J. & Jung, L.: Über die Eignung des Natrium-Pyrophosphates zur Dispergierung bei der mechanischen Bodenanalyse **83**, 282—291, 1955
Mückenhausen, E. & Zakosek, H.: Das Bodenwasser **89**, 400—414, 1961
Pfeffer, P.: Über einige methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden auf Korngrößenzusammensetzung, Basensättigungszustand und Gehalt an Sesquioxyden (VI) **2**, 138—159, 1951
— Vergleichende Untersuchungen über die Vorbehandlung von Böden für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung unter Verwendung verschiedener Dispergierungsmittel sowie Schall- und Ultraschall-Einwirkung (VI) **3**, 294—306, 1952
— Eine kolorimetrische Methode zur raschen Bestimmung der Gesamtphosphorsäure in Böden **81**, 336—344, 1953
— Kritischer Überblick über die Methoden zur Bestimmung des Basensättigungszustandes der Böden **82**, 303—316, 1954
— Zur Bestimmung des austauschbaren Wasserstoffs (T-S)-Wertes der Böden insbesondere durch seine Ermittlung aus Neutralisationskurven **86**, 382—391, 1958
Preusse, H.-U.: Untersuchungen über die Tonkolloide verschiedener hessischer Böden **85**, 334—379, 1957

Bodenkartierung, Bodengenetik, Bodensystematik

Mückenhausen, E. & Zakosek, H.: Das Bodenwasser **89**, 400—414, 1961
Pinkow, H.-H.: Die Bodenkartierung der Weinbaugebiete im Rheingau (VI) **2**, 98—111, 1951
Preusse, H.-U.: Untersuchungen über die Tonkolloide verschiedener hessischer Böden **85**, 334—379, 1957
Schmitt, O.: Zur Kartierung und quantitativen Erfassung von Abspülschäden durch Bodenerosion **83**, 246—256, 1955
Schönhals, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau (VI) **1**, 244—259, 1950
— Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs (VI) **2**, 160—183, 1951
— Ergebnisse neuer Untersuchungen an Lößböden des Vogelsberges und seiner Randgebiete (VI) **3**, 307—340, 1952
— Ein fossiler periglazialer Strukturboden bei Appenrod am Nordrand des Vogelsberges **84**, 374—379, 1956
— Eine äolische Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald **85**, 380—386, 1957
Zakosek, H.: Über Pseudogleye in der Rheinpfalz **82**, 258—268, 1954
— Die Böden der Rheinpfalz **84**, 356—373, 1956

Montangeologie und Lagerstätten

Hessisches Landesamt für Bodenforschung: Beitrag zur Geschichte des alten Frankenberger Kupferbergbaues **82**, 251—254, 1954
Teike, M.: IVb. Erz- und Buntmetall-Lagerstätten **85**, 474—475, 1957

Montangeologie der Erze und ihrer Lagerstätten

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze **87**, 434—449, 1959

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
Bottke, H.: Zur Kenntnis des Asphaltits in den Roteisensteinlagerstätten des Lahn-Dill-Typs bei Adorf in Waldeck 86, 327—334, 1958
Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) 2, 75—86, 1951
Falke, H.: Die stratigraphischen-tektonischen Verhältnisse der Roteisensteingrube „Krumm" bei Bonbaden (Lahnmulde) (VI) 3, 176—185, 1952
Frenzel, G.: Das Arsenkiesvorkommen von Erlenbach bei Lindenfels im Odenwald 83, 257—266, 1955
Gunzert, G.: Über die Bedeutung nachträglicher Erzverschiebungen in der Kupferschieferlagerstätte des Richelsdorfer Gebirges 81, 258—283, 1953
Hannak, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems 87, 293—316, 1959
Hessisches Landesamt für Bodenforschung: Beitrag zur Geschichte des alten Frankenberger Kupferbergbaues 82, 251—254, 1954
Koch, K. E.: Die Vererzung in der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg 87, 202—207, 1958
Kutscher, F.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 1. Zusammenstellung der bisherigen speziellen erdmagnetischen Untersuchungen in Hessen 81, 350—367, 1953
— Geophysikalische Forschungen zur Klärung von Lagerstättenproblemen in verschiedenen Eisenerzgebieten Hessens 82, 317—328, 1954
Pfeffer, P.: Erfahrungen bei der Bestimmung des Urans auf fluorometrischem Wege 85, 425—427, 1957
Rée, C.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Roteisensteinvorkommen bei Adorf im östlichen Sauerland 81, 236—242, 1953
Rietschel, Siegfried: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) 89, 170—177, 1961
Schulze, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei 87, 246—267, 1959
Sobotha, E.: Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse und Ausbildung des kupfererzführenden Oberen Zechsteins im Osten von Frankenberg/Eder 81, 160—163, 1953
Wild, H.-W.: Der Einfluß tektonischer Elemente auf den Friedrichsfelder Blei-Zink-Gang bei Bundenbach im Hunsrück 84, 285—299, 1956

Montangeologie der Nichterze (Kohle, Salz, Erdöl) und ihrer Lagerstätten

Blanckenhorn, M. † & Udluft, H.: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946 (VI) 1, 7—82, 1950
Brosius, M.: Tegelen-Braunkohle von Fürstenhagen bei Hessisch-Lichtenau 86, 316—319, 1958
Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) 2, 75—86, 1951
Kremp, G.: Pollenanalytische Untersuchung des Braunkohlenflözes von Beuern bei Gießen (VI) 1, 269—271, 1950
Gunzert, G.: Das Braunkohlenvorkommen des Lettengrabens bei Wüstensachsen in der Rhön als Beispiel einer durch Basalt verformten Lagerstätte (VI) 2, 112—121, 1951
Hentschel, H. & Pfeffer, P.: Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle-Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen 85, 297—333, 1957
Josten, K. H.: Die Kohlen im Pfälzer Bergland 84, 300—327, 1956
Kirchheimer, F.: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg 83, 47—70, 1955
Lang, H.-D.: Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen 84, 245—251, 1956

Mürriger, F. & Pflug, H.: Über die Altersstellung der Braunkohle von Burghasungen, Bezirk Kassel, auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen und Vergleiche mit anderen Braunkohlenvorkommen (VI) 2, 87—97, 1951
— & — Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet) (VI) 3, 56—66, 1952
Mürriger, F. † & Pflanzl, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen 83, 71—89, 1955
Pflanzl, G.: Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach 84, 232—244, 1956
Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen 85, 152—178, 1957
Plein, E.: Der Basaltvulkanismus vom Hirschberg bei Großalmerode und der Bau seiner Förderzone in tertiären Sedimenten 82, 215—233, 1954
Schenk, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen (VI) 1, 260—268, 1950
— Ergebnisse geomagnetischer Untersuchungen im Braunkohlengebiet des Stellberges bei Kassel (VI) 2, 184—191, 1951
— Erosion und Sedimentation im Hauptbraunkohlenlager der Wetterau 84, 328—355, 1956
— Corbiculaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) 85, 224—254, 1957
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges 89, 310—319, 1961
Straub, E. W.: Über einen Fund von fraglichem Mitteleozän im Erdölfeld Stockstadt bei Darmstadt 83, 220—227, 1955
Teike, M. & Tobien, H.: Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix" bei Breitscheid/Westerwald (VI) 1, 112—119, 1950
Udluft, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von Max Blanckenhorn über das Tertiär Niederhessens (VI) 1, 83—100, 1950
— & Lang, H. D.: Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes 87, 333—366, 1959
Wirth, E.: Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung 82, 168—189, 1954

Montangeologie der Steine und Erden und ihrer Lagerstätten

Backhaus, Egon: Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung 89, 187—202, 1961
Baier, E. & Venzlaff, Volkmar: Über die Verquarzung von Barytgängen 89, 365—376, 1961
Bartz, J.: Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald (VI) 1, 147—176, 1950
Engels, B.: Zur Tektonik des Dachschiefers von Kaub (Rheinisches Schiefergebirge) 81, 243—254, 1953
Ermann, O.: Die Lagerstätten des Pfälzer Rotliegenden (VI) 2, 75—86, 1951
Geis, H.-P.: Schwerspatlagerstätten an der oberen Nahe 81, 284—307, 1953
Mosebach, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer 82, 234—246, 1954
Schenk, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen (VI) 1, 260—268, 1950
— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen 89, 320—330, 1961

Udluft, H.: Das „Bühlchen" bei Epterode — eine alte Alaunbergbauhalde
81, 255—257, 1953
— IIIa. Zehn-Jahres-Bericht der Abteilung Steine und Erden 85, 462—463, 1957

Hydrogeologie

Allgemeines, Organisation

Matthess, G. & Thews, J.-D.: Die Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 25000. Ein Diskussionsbeitrag 89, 415—419, 1961
Michels, F.: Vb. Angewandte Hydrogeologie 85, 479—481, 1957
Mückenhausen, E. & Zakosek, H.: Das Bodenwasser 89, 400—414, 1961
Nöring, F.: Va. Bericht über das Referat wissenschaftliche Hydrogeologie und Landesgrundwasserdienst 85, 475—478, 1957

Regionale Hydrogeologie, Hydrogeologische Kartierung, Darstellung und Kartenwerke, Landesgrundwasserdienst

Burre, O., Neumann, H. & Schenk, E.: Grundwasserbeobachtungen im Regierungsbezirk Darmstadt des Landes Hessen in den Abflußjahren 1938—1948
(VI) 1, 295—320, 1950
—, Gies, J., Hamel, A., Malten, E., Neumann, H., Rickes, F., Ruppel, E. & Thiel, P.: Grundwasserbeobachtungen im Lande Hessen in den Abflußjahren 1939—1948
(VI) 2, 204—242, 1951
Burre, O.: Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1949—1951
(VI) 3, 396—449, 1952
— Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1951 und 1952
81, 412—445, 1953
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellenmeßdienst in den Abflußjahren 1952 und 1953 82, 371—400, 1954
Matthess, G.: Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer 86, 335—378, 1958
— & Thews, J.-D.: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958 87, 417—428, 1959
Nöring, F.: Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1954 83, 350—396, 1955
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1955
84, 420—458, 1956
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1956
85, 500—527, 1957
Teike, M.: Mitteilung über die Ergebnisse einiger Bohrungen auf Wasser im Devon des östlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet)
(VI) 3, 251—262, 1952

Grundwasserneubildung, Grundwasserbewegung, Versickerung, Grundwasser-Chemie und -physik, Terminologie

Burre, O.: Über die Herkunft des Mineralgehaltes der Heilwässer von Bad König im Odenwald (VI) 2, 47—66, 1951
— Die Ursachen der Grundwasserentwicklung im nordwestlichen Teile des Kreises Groß-Gerau in Hessen (Mainspitze) in den Jahren 1927—1950 (VI) 3, 199—250, 1952
—, Neumann, H. & Schenk, E.: Grundwasserbeobachtungen im Regierungsbezirk Darmstadt des Landes Hessen in den Abflußjahren 1938—1948 (VI) 1, 295—320, 1950

Burre, O., Gies, J., Hamel, A., Malten, E., Neumann, H., Rickes, F., Ruppel, E. & Thiel, P.: Grundwasserbeobachtungen im Lande Hessen in den Abflußjahren 1939—1948 (VI) 2, 204—242, 1951
— Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1949—1951 (VI) 3, 396—449, 1952
— Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1951 und 1952 81, 412—445, 1953
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellenmeßdienst in den Abflußjahren 1952 und 1953 82, 371—400, 1954
Matthess, G.: Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer 86, 335—378, 1958
Matthess, G. & Thews, J.-D.: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958 87, 417—428, 1959
Nöring, F.: Die Solquellen in Gelnhausen (VI) 3, 278—293, 1952
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1954 83, 350—396, 1955
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1955 84, 420—458, 1956
— Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1956 85, 500—527, 1957
Schwille, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens 81, 314—335, 1953
Sobotha, E.: Die Schüttungen der Listenbachquellen in den Abflußjahren 1952/53 und 1953/54 83, 267—274, 1955
Udluft, H.: Die geologisch-hydrologische Stellung der Helenenquelle bei Bad Wildungen (VI) 3, 263—277, 1952
— Über eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen II 81, 308—313, 1953

Mineralwasser, Thermen

Burre, O.: Über die Herkunft des Mineralgehaltes der Heilwässer von Bad König im Odenwald (VI) 2, 47—66, 1951
Nöring, F.: Die Solquellen in Gelnhausen (VI) 3, 278—293, 1952
Ott, V. R. & Dombrowski, H.-J.: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim 87, 415—416, 1959
Schwille, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens 81, 314—335, 1953
Udluft, H.: Die geologisch-hydrologische Stellung der Helenenquelle bei Bad Wildungen (VI) 3, 263—277, 1952
— Über eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen II 81, 308—313, 1953

Wassererschließung

Jentsch, St. & Röder, D.: Zur Geologie des Taunusquarzits bei Bad Homburg 85, 114—128, 1957
Teike, M.: Mitteilung über die Ergebnisse einiger Bohrungen auf Wasser im Devon des östlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet) (VI) 3, 251—262, 1952
Udluft, H.: Über den tektonischen Aufbau der Buntsandsteinlandschaft zwischen Marburg und Kirtorf (VI) 2, 5—14, 1951

Gesetze, Verordnungen, Grundwasserschutz und Geohygiene

Michels, F.: Ein Beispiel von Grundwassergefährdung durch Teerabfallprodukte 82, 255—257, 1954

Ingenieurgeologie

Ackermann, E.: Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege 87, 172—187, 1958
Simon, K.: Baugrunduntersuchung mit der Wünschelrute 85, 387—389, 1957

Angewandte Geophysik

Methodik, Anwendung

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze 87, 434—449, 1959
Kutscher, F.: Geophysikalische Forschungen zur Klärung von Lagerstättenproblemen in verschiedenen Eisenerzgebieten Hessens 82, 317—328, 1954
— IIa 4. Angewandte Geophysik im Hessischen Landesamt für Bodenforschung 85, 460—461, 1957
— Stratigraphische Tagesfragen 88, 107—121, 1960
Murawski, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben 88, 294—342, 1960

Gesteinsphysik

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze 87, 434—449, 1959
Kutscher, F.: Geophysikalische Forschungen zur Klärung von Lagerstättenproblemen in verschiedenen Eisenerzgebieten Hessens 82, 317—328, 1954
— & Angenheister, G.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 4. Gesteinsphysikalische Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Weyer 1 (Lahnmulde, Hessen) 84, 385—402, 1956
Vogelsang, D.: Beziehungen zwischen der umgekehrten Eigenmagnetisierung und dem Gefüge von Eruptivgesteinskörpern 85, 390—419, 1957
Wendler, Ralph: Beziehungen zwischen Fluidaltexturen und der magnetischen Anisotropie der Gesteine 89, 420—437, 1961

Bohrlochmessungen

Lippert, H.-J.: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge (VI) 3, 343—352, 1952
Wirth, E.: Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung 82, 168—189, 1954

Gravimetrie

Kockel, C. W.: Wie beschreibt man Isanomalenkarten, insbesondere Karten der Schwerestörungen? (VI) 3, 341—342, 1952
Udluft, H. & Lang, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke 84, 184—203, 1956

Geomagnetik

Angenheister, G., Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze 87, 434—449, 1959

Bock, R.: Die magnetische Deklination in Hessen. Epoche 1952.5 **81**, 345—347, 1953
Comes, F. J.: Vermessung und Deutung der erdmagnetischen Anomalie im Gebiet Darmstadt-Worms **83**, 300—308, 1955
Hahn, A.: Messungen des Vertikalgradienten von Z mit der Schmidtschen Feldwaage **82**, 329—333, 1954
Kutscher, E.: Das erdmagnetische Feld in Hessen (VI) **3**, 361—369, 1952
— Unfallhäufigkeit beim km 512 der Autobahnstrecke Frankfurt Main/Mannheim – Wünschelrute – erdmagnetische Variometeraufnahmen (VI) **3**, 370—372, 1952
— Bemerkungen zum Einsatz erdmagnetischer Messungen in Hessen **81**, 348—349, 1953
— Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 1. Zusammenstellung der bisherigen speziellen erdmagnetischen Untersuchungen in Hessen **81**, 350—367, 1953
— Geophysikalische Forschungen zur Klärung von Lagerstättenproblemen in verschiedenen Eisenerzgebieten Hessens **82**, 317—328, 1954
— Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 5. Verfolgung einer Basaltspalte bei Dietges i. d. Rhön (Blatt Kleinassen Nr. 5425) **85**, 420—424, 1957
— & Angenheister, G.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 4. Gesteinsphysikalische Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Weyer 1 (Lahnmulde, Hessen) **84**, 385—402, 1956
Plein, E.: Der Basaltvulkanismus vom Hirschberg bei Großalmerode und der Bau seiner Förderzone in tertiären Sedimenten **82**, 215—233, 1954
— Erdmagnetische Messungen an dem Basaltvorkommen des Hirschbergs bei Großalmerode (Niederhessen) **82**, 334—340, 1954
Reich, H.: Erdmagnetische Untersuchungen in Rheinhessen und ihre geologische Deutung (VI) **3**, 353—360, 1952
Schenk, E.: Ergebnisse geomagnetischer Untersuchungen im Braunkohlengebiet des Stellberges bei Kassel (VI) **2**, 184—191, 1951
Vogelsang, D.: Beziehungen zwischen der umgekehrten Eigenmagnetisierung und dem Gefüge von Eruptivgesteinskörpern **85**, 390—419, 1957
Wendler, Ralph: Beziehungen zwischen Fluidaltexturen und der magnetischen Anisotropie der Gesteine **89**, 420—437, 1961

Geothermik

Lippert, H.-J.: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge (VI) **3**, 343—352, 1952

Radioaktivität

Lippert, H.-J.: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge (VI) **3**, 343—352, 1952

5. Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Organisation, Einrichtungen

Burre, O.: „Franz Michels-Band" (VI) **3**, 5, 1952
Hentschel, H.: IVa. Sachgebiet Petrographie **85**, 466—473, 1957
Kutscher, F.: 100 Jahre Notizblatt **82**, 7—12, 1954
— IIa 1. Überblick über Kartierung und Druck geologischer Karten **85**, 452—455, 1957
— IIa 2. Publikationsorgane des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **85**, 455—459, 1957
— IIa 3. Der paläontologische Forschungsbeitrag des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **85**, 459—460, 1957
— IIa 4. Angewandte Geophysik im Hessischen Landesamt für Bodenforschung **85**, 460—461, 1957

MICHELS, F.: Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Jahre 1945—1949 (VI) 1, 275—284, 1950
— Vorwort zum Gedenkband „100 Jahre staatlicher geologischer Dienst in Hessen" 81, 7—9, 1953
— 10 Jahre Hessisches Landesamt für Bodenforschung 85, 446—447, 1957
— Vb. Angewandte Hydrogeologie 85, 479—481, 1957
NÖRING, F.: Zur Geschichte des staatlichen geologischen Dienstes in Hessen 81, 10—41, 1953
— Va. Bericht über das Referat wissenschaftliche Hydrogeologie und Landesgrundwasserdienst 85, 475—478, 1957
PFEFFER, P.: VIb. Zusammenfassender Bericht über die Tätigkeit des chemischen Laboratoriums in den ersten 10 Jahren seines Bestehens 85, 487—490, 1957
SCHADWINKEL, J.: Z 2. Bericht über die Bibliothek für die Jahre 1946/47 bis 1954/55 85, 447—451, 1957
SCHÖNHALS, E.: VIa. Überblick über die Tätigkeit der Abteilung Bodenkunde von 1946 bis 1956 85, 481—486, 1957
TEIKE, M.: IVb. Erz- und Buntmetall-Lagerstätten 85, 474—475, 1957
UDLUFT, H.: IIIa. Zehn-Jahres-Bericht der Abteilung Steine und Erden 85, 462—463, 1957
— IIId. Zehn-Jahres-Bericht für das Archiv 85, 463—465, 1957

Jährliche Tätigkeitsberichte

MICHELS, F.: Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Jahre 1945—1949 (VI) 1, 275—284, 1950
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1949/50 (VI) 2, 195—203, 1951
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1950/1951 (VI) 3, 377—387, 1952
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1951/1952 81, 371—398, 1953
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für 1952/1953 82, 343—361, 1954
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1953 bis 31. 3. 1955 83, 311—336, 1955
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1955 bis 31. 3. 1956 84, 405—419, 1956
— Bericht über das Hessische Landesamt für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1956 bis 31. 12. 1956 85, 431—445, 1957
— & KUTSCHER, F.: Bericht über die wissenschaftliche Tätigkeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, für die Zeit vom 1. 1. 1957 bis 31. 12. 1957 86, 395—410, 1958
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1959 bis 31. 3. 1960 88, 383—394, 1960
— für die Zeit vom 1. 4. 1960 bis 31. 12. 1960 89, 440—450, 1961

Veröffentlichungsorgane und Technik der Veröffentlichungen

BURRE, O.: „FRANZ MICHELS-Band" (VI) 3, 5, 1952
KUTSCHER, F.: Vom „Heft" zum „Band" des Notizblattes 81, 42—51, 1953
— 100 Jahre Notizblatt 82, 7—12, 1954
— IIa 2. Publikationsorgane des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 85, 455—459, 1957

KUTSCHER, F.: Anweisungen für die Verfasser beim Druck wissenschaftlicher Arbeiten in den Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **89**, 489—502, 1961
MICHELS, F.: Vorwort (VI) **1**, 3—4, 1950
— Vorwort zum Gedenkband „100 Jahre staatlicher geologischer Dienst in Hessen" **81**, 7—9, 1953

Hessisches Schrifttum

KUTSCHER, F.: Hundertjähriges Bestehen des Standardwerkes der Gebrüder SANDBERGER über nassauische Versteinerungen **85**, 19—23, 1957
MATTHESS, GEORG: Hessisches Geologisches Schrifttum 1960. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1959 **89**, 453—487, 1961
MEYER, E.: Ein Beitrag zum geologischen Schrifttum aus den Heimatblättern Oberhessens (VI) **3**, 373—374, 1952
NÖRING, F.: Hessisches Geologisches Schrifttum (VI) **1**, 321—344, 1950
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1949—1950. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938 bis 1948 (VI) **2**, 243—255, 1951
NÖRING, F.: Schriften von Otto Diehl (VI) **3**, 390—392, 1952
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1951. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1950 (VI) **3**, 450—474, 1952
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1952. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1951 **81**, 447—464, 1953
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1953. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1952 **82**, 401—410, 1954
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1954. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1953 **83**, 397—417, 1955
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1955. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1954 **84**, 459—491, 1956
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1956. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1955 **85**, 528—553, 1957
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1957. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1956 **86**, 411—442, 1958
— & MATTHESS, GEORG: Hessisches Geologisches Schrifttum 1958 und 1959. Mit Nachträgen aus den Jahren 1941—1957 **88**, 395—428, 1960
SCHADWINKEL, J.: Bericht über die Bibliothek für die Jahre 1946/47 bis 1954/55 **85**, 447—451, 1957

Nekrologe und Biographien

BUSSE, ERWIN: HANS PENNDORF † **89**, 451—452, 1961
HESEMANN, J.: Bruno Dammer † **87**, 453—460, 1959
KIRCHHEIMER, F.: Otto Diehl zum Gedächtnis (VI) **3**, 388—389, 1952
— HERMANN HARRASSOWITZ zum Gedächtnis **85**, 495—499, 1957
NÖRING, F.: Jakob Zinndorf † (VI) **3**, 393—395, 1952
PFEFFER, P.: WILHELM BENADE † (VI) **1**, 285—294, 1950
— Hans Heinz Pinkow † **82**, 362—366, 1954
SOLLE, G.: Georg Dahmer † **83**, 337—349, 1955
UDLUFT, H.: Nachruf auf Max Blanckenhorn **81**, 399—411, 1953
— Nachruf auf Friedrich Mürriger **82**, 367—370, 1954
— Nachruf auf JULIUS GÖRGES **85**, 491—494, 1957

Manuskript eingegangen am 10. 5. 1962

Nachrichten und Mitteilungen
aus dem
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 489–490	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Bemerkungen zur Einrichtung einer Veröffentlichungsrubrik

„Nachrichten und Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung"

in den Notizblatt-Bänden

Bei der ersten Herausgabe des Notizblattes wurde der wissenschaftliche Stoff in Mitteilungen und Notizen gegliedert; daneben erschienen Verlautbarungen über Vereinsangelegenheiten. In den rund 108 Jahren, in denen jetzt das Notizblatt erscheint, wurde nur teilweise an dieser Stoffdarbietung festgehalten und später ließ man diese Form ganz fallen. Gerade die letzten 12 Jahresbände, für deren Erscheinen das Hessische Landesamt für Bodenforschung verantwortlich ist, weichen von der ursprünglichen Form des „Notizblattes" erheblich ab. Es sind jeweils geschlossene Bände geworden mit zum Teil umfangreichen Einzelarbeiten, für die die Bezeichnung „Notizblatt" keineswegs mehr zutrifft. Mitteilungen, Notizen, Nachrichten usw. sind völlig zurückgetreten. Öfters war daran gedacht worden, das „Notizblatt" fallen zu lassen und dafür ein Jahrbuch einzusetzen. Die Tradition verpflichtete jedoch, und so blieb es trotz der veränderten Form beim Notizblatt.

Amtsleitung und Schriftleitung bemühen sich zur Zeit wieder an die Frühzeit des Notizblattes anzuknüpfen und schlagen vor, im Anhang des Wissenschaftlichen Teiles (A) eine Rubrik für Nachrichten und Mitteilungen einzurichten.

Es ist zur Genüge bekannt, daß manche „gute und wertvolle Feldbeobachtung und wissenschaftliche Feststellung" nicht fixiert und der Nachwelt erhalten wird, da der Stoff nicht zu einer „wissenschaftlichen Original-Arbeit" ausreicht, nicht lohnend erscheint oder überhaupt aus Zeitmangel entfällt. Diesem Mißstand soll begegnet werden, indem der erforderliche Druckraum im Notizblatt für Mitteilungen, Nachrichten und dergleichen zur Verfügung gestellt wird. Alle Disziplinen der wissenschaftlichen und praktischen Geologie können zu Worte kommen. Nach Möglichkeit sollen die Beobachtungen bevorzugt den hessischen Raum erfassen oder aber Beziehungen zu speziellen hessischen Disziplinen aufweisen. Insbesondere ist an die Veröffentlichung von Themen gedacht, die der unmittelbaren Geländebeobachtung oder der Laboratoriumsuntersuchung entstammen wie z. B.:

Mitteilung der Ergebnisse wichtiger Bohrungen

Wiedergabe von Beobachtungen aus schnell vergänglichen Aufschlüssen in Baugruben, Straßeneinschnitten, Tagebauen von Montanbetrieben sowie der Steine und Erden

Beobachtete Bewegungen und Vorgänge bei Rutschungen, Bergstürzen und dgl.

Anlage und Entstehung von Auslaugungsformen, Erdtrichtern, Spalten und dgl.
Feststellungen bei und nach Gebirgsschlägen und Erdbeben
Kartierung abnormer Schuttanhäufungen
Bekanntmachung von wichtigen Fossileinzelfunden und Fossilfundstellen schlechthin, Beobachtungen und Festellungen an Fossilien
Untersuchungsbefunde örtlicher geophysikalischer Messungen.

Der angegebene Katalog läßt sich in beliebiger Zahl erweitern und vervollständigen.

Die „Nachrichten und Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung" – unter diesem Sammelbegriff sollen die Beobachtungen und Feststellungen laufen – müssen in jedem Falle Originalarbeiten sein, d. h. örtliche Beobachtungen und Untersuchungen in abgeschlossener Form darstellen. Es ist nicht an vorläufige Mitteilungen gedacht, wodurch später erscheinende umfangreiche Bearbeitungen angekündigt oder aber eine Veröffentlichungsblockierung für andere Kollegen letztlich angestrebt werden soll.

Es ist der Wunsch des Herausgebers des Notizblattes, daß von der gebotenen Möglichkeit reichlich Gebrauch gemacht wird, und daß die gewählte Form der Veröffentlichungen Anklang beim Autor und Leser finden möge.

Schriftleitung
FRITZ KUTSCHER

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 491–493	1 Abb.	Taf. 35	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Ein neues Vorkommen von Zechstein-Konglomerat im Wesetal

(Nördlicher Kellerwald, Bl. 4820 Bad Wildungen)

Von

MANFRED HORN, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung und der Tafel 35

Am Ostrand des nördlichen Kellerwaldes sind Konglomerate des Zechsteins von verschiedenen Stellen bekannt, z. B. vom Rabenstein SW′ Mehlen (R 06690 H 69340)[1]), von der Wolfskaute W′ Giflitz, vom Westhang des Schartenberges SW′

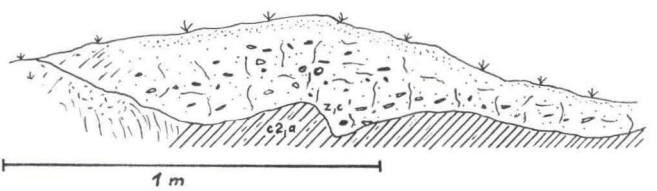


Abb. 1. Auflagerung des Zechstein-Konglomerates auf den Liegenden Alaunschiefern W′ Kleinern (Bl. Bad Wildungen R 03 305 H 67 350). c2, a = Liegende Alaunschiefer; z, c = Zechstein-Konglomerat.

Giflitz (R 07165 H 67245) und von der Ense S′ Wildungen. Bei allen diesen Vorkommen handelt es sich um mehr oder weniger dichte Decken von Lesesteinen, die alle in unmittelbarem Zusammenhang mit weiteren Zechsteinsedimenten liegen.

Bei der geologischen Neuaufnahme des Blattes Wildungen wurde nun am Nordhang des Wese-Tals W′ Kleinern mitten in einem Gebiet devonischer und unterkarbonischer Gesteine ein Konglomerat gefunden, das viele Analogien zu den oben erwähnten Zechsteinkonglomeraten aufweist und interessante Rückschlüsse auf die ursprüngliche Verbreitung des Zechsteins in diesem Gebiet zuläßt. Dieses Vorkommen bei Kleinern liegt etwa 4 km westlich des heutigen Zechsteinrandes. Das Konglomerat steht in einem alten Hohlweg an (R 03305 H 67350) und liegt in taschenförmigen Vertiefungen der dort anstehenden Liegenden Alaunschiefer des Unterkarbons (Abb. 1). Zahlreiche Lesesteine auf den Äckern in der Umgebung dieses Hohlweges weisen auf eine ehemals größere Verbreitung des Konglomerates hin. Vereinzelt sind auch Stücke von dolomitischen Kalken zu finden, wahrscheinlich Reste einer alten Zechsteinüberdeckung.

---

[1]) Alle Koordinatenangaben beziehen sich auf Bl. Bad Wildungen 4820.

Das Konglomerat enthält überwiegend schlecht gerundete Gerölle aller in der Nähe anstehenden Gesteine in einer sandigen, eisenschüssigen Grundmasse (Taf. 35). Die an Ort und Stelle anstehenden Liegenden Alaunschiefer sind am häufigsten vertreten: in großen und kleinen Stücken und Platten, meist gebleicht und mit einer dünnen Limonithaut überzogen. Ihnen folgen in der Häufigkeit die Kulmgrauwacken und die oberdevonischen Tonschiefer und Schluffsteine in gut abgerollten Stücken. Die devonischen Gesteine sind oft gerötet und weisen auf die heute in diesem Gebiet nur noch an wenigen Stellen zu beobachtende Rötung der praezechsteinischen Landoberfläche hin. Sie sind alle gut gerundet. Lydite aus den Kulm-Kieselschiefern sind relativ selten und in großen, kaum kantengerundeten Stücken vertreten. Auch sie tragen meist einen dünnen Limonitlack.

Eine Sortierung der Gerölle nach der Größe hat nicht stattgefunden. Es sind alle Größen von 2 mm bis 5 cm Durchmesser vertreten.

Das Zwischenmittel besteht aus mittel- bis grobkörnigem, eisenschüssigem Sand.

Alle Gerölle sind deutlich eingeregelt und lassen die Schüttungsrichtung erkennen, die ungefähr NW–SE verläuft und etwa dem heutigen Hanggefälle entspricht.

Ganz ähnlich ist das Konglomerat an der Wolfskaute und am Rabenstein ausgebildet. Auch hier sind fast ausschließlich Gesteine der näheren Umgebung im Geröllbestand vertreten; neben devonischen Quarziten und Schiefern vorwiegend Gangquarze und Lydite aus den Kulm-Kieselschiefern. Durch stärkere Beanspruchung vor der Ablagerung sind hier hauptsächlich die widerstandsfähigeren Gesteine erhalten geblieben, also Lydite, Quarze, Quarzite und festere Tonschiefer. Auch die Zwischenmasse weist auf die Beanspruchung hin. Während sie W' Kleinern aus kleinen Bruchstücken der als Gerölle vorhandenen Gesteine und einzelnen eckigen Quarzkörnern besteht, setzt sie sich am Rabenstein fast ausschließlich aus gut gerundeten Quarzkörnern zusammen. Stellenweise ist eine rhythmische Sedimentation zu erkennen.

Viele Gerölle sind vererzt und haben Limonithäutchen. Die Quarzkörner des Bindemittels liegen häufig in Limonit eingebettet und haben bis 0,2 mm dicke Limonitkrusten. Brauneisenooide wurden nicht beobachtet. Bei allen ähnlichen Gebilden handelte es sich um die erwähnten Quarzkörner mit den Limonitrinden.

Einzelne Stücke dieses Konglomerates sind von BÖGER (1960, S. 32) als Transgressionskonglomerat des Unterkarbons beschrieben worden (vgl. MEISCHNER 1961, S. 51). Da das Konglomerat jedoch zahlreiche unterkarbonische Gesteine enthält, ist es sicher jünger als Unterkarbon. Damit entfällt aber zumindest für das Gebiet des Rabensteins die Annahme einer Transgressions-Diskordanz an der Basis des Unterkarbons.

Sowohl W' Kleinern als auch am Rabenstein sind dolomitische Kalke des Zechsteins in unmittelbarer Umgebung der Konglomerate vorhanden. Am Schartenberg SW' Giflitz und an der Ense tritt Dolomit sogar als Bindemittel im Konglomerat auf. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Kalken bzw. Dolomiten um Äquivalente des Schaumkalks (freundliche Mitteilung von Herrn Dr. KULICK, Wiesbaden). Nach diesem Vorkommen sind die Konglomerate also an die Basis des Zechsteins zu stellen.

Das Auftreten des Zechstein-Konglomerates W' Kleinern weist darauf hin, daß das Wese-Tal schon praezechsteinisch angelegt worden sein muß. Die oben erwähnten

Lesesteine von Schaumkalk in der Umgebung dieses Aufschlusses lassen vermuten, daß dieses Vorkommen ein Relikt einer in diesem Gebiet weit nach Westen reichenden ehemaligen Zechsteinbedeckung darstellt. Die geringe Abrollung aller Komponenten deutet auf einen kurzen Transport und eine rasche Sedimentation ohne stärkere Bewegungen am Strand hin. Das Wese-Tal war also wahrscheinlich eine Bucht des Zechsteinmeeres, an deren Ufern die Konglomerate unter dem Schaumkalk abgelagert wurden.

Schriftenverzeichnis

Böger, H.: Oberdevon und Kulm zwischen Gellershausen und Giflitz im Kellerwald. — Diplomarbeit, Göttingen 1960.

Denckmann, A.: Der geologische Bau des Kellerwaldes. — Abh. kgl. preuß. geol. Landesanst., N.F., **34**, 3 Karten, 1 Tab., 88 S., Berlin 1901.

Meischner, K.-D.: Zur altvariscischen Faltung im nördlichen Kellerwald. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3,1**, 2 Taf., 4 Abb., S. 47—60, Krefeld 1961.

Manuskript eingegangen am 19. 6. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 494–498	Taf. 36	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers*)

2. Die Chondriten als Lebensanzeiger

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Mit Tafel 36

Einleitung

Bei der Fossilführung des Hunsrückschiefers erwähnte FRECH (1889, S. 186) Abdrücke von Tangen. Diese Deutung für glänzende, in der Farbe von den Tonschiefern abweichende gras- und ästchenförmige Häutchen findet man in der Literatur immer wieder. LEPPLA (1924) nimmt sie sogar in die Definition der Hunsrückschiefer-Schichten des Hunsrücks auf: „Die Hunsrückschiefer, ursprünglich eine tonige Tiefsee-Ablagerung, führen nur wenige Versteinerungen. Hinzu treten einige algenähnliche Reste".

RUD. RICHTER (1928, S. 216, Fußnote 1) vermutete erstmalig in diesen Fossilresten Chondriten zu sehen und vergleicht sie mit weiteren Vorkommen im rheinischen Devon, im Kulm von Waldeck, im Lias ε von Holzmaden und im Flysch der Ostalpen. Diese Vermutung wurde durch die weiteren Untersuchungen RUDOLF RICHTERS (1931) zur Gewißheit: Die Chondriten sind Tierbauten mit geschlossener Wandung. Nur langsam und keineswegs überall hat diese Feststellung Fuß gefaßt. Noch 1955 (P. G. S.) wird die organische Bildung angezweifelt, in ähnlicher Weise wie die ursprüngliche Deutung durch TH. FUCHS (1909) und REISS bei GÜMBEL, ROTHPLETZ und sogar bei STEINMANN (1927, S. 238) auf Widerstand stießen (nach R. RICHTER 1931, S. 301).

Wegen der Bedeutung, die diese Spurenfossilien sowohl als Fazies-Anzeiger sowie auch als Zeitmarken haben können, sei im folgenden auf ihr häufiges Vorkommen im Hunsrückschiefer-Sediment hingewiesen.

Die vorkommenden Formen

1. *Chondrites palaeozoicus* RUD. RICHTER

RUD. RICHTER (1931, S. 301—308) beschrieb *Chondrites palaeozoicus* als das Sediment kreuz und quer durchsetzende körperliche Stengel aus Schiefermasse,

*) Zur Begründung dieser Schriftenreihe: KUTSCHER, F.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 160—164, 2 Tab., Wiesbaden 1962.

wobei von Beginn bis zu den letzten Endigungen der Äste der Durchmesser gleich bleiben kann. Es sind somit tunnelartige Gänge, die eine Lebensspur darstellen. Eine Diagnose ist schwierig: es besteht die Neigung, eine Hauptrichtung beizubehalten, die Äste bilden gern Büschel in der allgemeinen Vorwärtsentwicklung.

Sie werden aus dem Hunsrückschiefer des Katzenlochdell nw. Kirschweiler bei Idar, von Weisel bei Kaub und aus einer Schiefergrube zwischen Katzenloch und Bruchweiler (Bann Kempfeld) von Rud. Richter (1931) abgebildet.

2. *Chondrites intricatus* Sternberg

Engels (1956, S. 146) bildet eine Schichtfläche mit *Chondrites intricatus* Sternb. aus der Nähe der aufgelassenen Dachschiefergrube Gute Hoffnung im Leimbach-Tal bei Bacharach ab. Er beschreibt diese Form, die u. a. aus dem alpinen Flysch (Eozän) Erwähnung findet, als dunkle, dichotom verzweigte Fraßgänge, die etwas dünner sind als *Chondrites palaeozoicus*.

3. *Chondrites* sp.

Sowohl Rud. Richter (1929) als auch Engels (1955, 1956) erwähnen oder bilden Spurenfossilien ab, die artmäßig nicht festzulegen sind und vorerst als *Chondrites* sp. in die Literatur eingingen.

4. Weitere Formen

Bei der Musterung des kürzlich beschriebenen Chondritenhorizontes aus dem Leimbach-Tal bei Bacharach (Kutscher & Horn 1962) können mit Chondriten vergleichbare Lebensspuren in den verschiedensten Formen- und Größenverhältnissen festgestellt werden. Es ist jedoch hier nicht der Platz, Formbeschreibungen vorzunehmen; es soll lediglich die Anregung ausgesprochen werden, weitere Chondriten-Horizonte zu suchen und auszusammeln, damit die im Hunsrückschiefer vorhandenen Spurenfossilien dieser Disziplin etatisiert werden können.

Fundpunkte und Häufigkeit

Nachdem Rud. Richter die Chondritenvorkommen im Hunsrückschiefer des Hunsrücks richtig gedeutet und so die Aufmerksamkeit auf diese Spurenfossilien gelenkt hatte, häufen sich die Nachrichten über neue Funde.

Bei gelegentlichen Begehungen in der Umgebung von Gemünden und Bundenbach konnten Chondriten auf fast allen Schieferhalden, aber auch in zahlreichen anderen Aufschlüssen festgestellt werden.

Opitz (1932, S. 191—195) wiederholt die Angaben Rud. Richters in seinem Sammelwerk über den Hunsrückschiefer (Abb. 162—165); ihm gebührt der Dank, daß er mehrere Chondriten-Vorkommen entdeckt und Rud. Richter gutes Material zur Bearbeitung überlassen konnte.

Aus dem Mittelrheintal erwähnt Engels (1955, S. 70—71) eine Reihe von gehäuften Vorkommen aus der Umgebung von Kaub, linksrheinisch von der Dach-

schiefergrube Kronprinz bei Dellhofen (Oberwesel), der Grube Rhein gegenüber von Kaub, der auflässigen Dachschiefergrube Gute Hoffnung im Leimbach-Tal und entlang der alten Rheinstraße nördlich Bacharach zwischen km 133,65 und 133,75. Eine der interessantesten Fundstellen befindet sich im Leimbachtal nördlich Bacharach, über die Nachrichten von ENGELS (1955, 1956) sowie KUTSCHER & HORN (1962) vorliegen.

Viele Chondritenvorkommen zeichnen sich durch massenhafte Häufungen aus; sie bilden örtlich Chondritenbänke. Die Chondriten in der Dachschiefergrube Kronprinz bei Dellhofen erfüllen einen (vor einigen Jahren) im Abbau befindlichen Dachschieferhorizont; jede fertige Dachschieferplatte ist mit Chondriten versehen, die zumeist büschelförmig angeordnet das Gestein durchsetzen.

Zur Ökologie der Chondriten

Bisher wurde noch wenig auf ökologische Momente geachtet. ENGELS macht gelegentlich auf Vorkommen in Tonschiefern und solche in sandigen Schiefern aufmerksam. Ebenso differenziert er: nicht an Schichtflächen gebunden, rasenartig oder vorwiegend parallel der Schichtung, offenbar in Ton lebend und von Sand zugedeckt, usw. Das Einbeziehen des sedimentologischen Befundes in die Fundpunkt- und Formbeschreibung ist sehr wichtig; sie bringt gelegentlich gute Hinweise auf die Lebensweise der verursachenden Tierwelt. Auch hier darf wieder auf die Mitteilung von KUTSCHER & HORN (1962) hingewiesen werden, die im Leimbach-Tal nördlich Bacharach feststellten, daß das sandige Milieu völlig frei von Chondriten ist und mit scharfer Grenze gegen das mit Chondriten strotzende Schlicksediment stößt. Maßgebend dafür dürfte der Nährgehalt der Sedimente sein, so wie es R. RICHTER (1928, S. 15, Fußnote 2) von Beobachtungen in rezenten Wattsedimenten berichtet:

Sandwatt grau — dichtbesiedelt durch *Arenicola*
„ weiß — dünn besiedelt oder leer.

Zum Wert der Chondritenforschung

SEILACHER (1954) stellte eine Reihe wichtiger Punkte über die geologische Bedeutung (tektonisch, sedimentologisch, ökostratigraphisch) fossiler Lebensspuren zusammen. Ergebnisse in dieser Richtung für die Hunsrückschiefer-Chondriten ließ ich bereits anklingen. Sie markieren in tektonisch gestörter Lage das stratigraphische Oben und Unten und ebenso sagen sie etwas über die ursprüngliche Beschaffenheit des Sedimentes aus. Von ausschlaggebender Bedeutung scheint der ökostratigraphische Hinweis zu sein; Lebensspuren sind gute Faziesfossilien und unter Umständen charakterisieren Spurengemeinschaften verschiedene Biotope. ENGELS (1956, S. 149) stellte für den Hunsrückschiefer des Mittelrheintales fest, „daß der Boden des Hunsrückschiefer-Meeres offenbar immer wieder in überreichem Maße von Würmern (Chondriten) belebt war, so wie unser heutiges Nordsee-Watt". ENGELS schließt dabei an Untersuchungen von RUD. RICHTER (1931) und F. KUTSCHER (1931) an, die breits vor rund 30 Jahren auf das belebte Hunsrückschiefer-Sediment hinwiesen

und damit vielen Theorien und absurden Ideen zur Entstehung des Hunsrückschiefers die Daseinsberechtigung abschnitten. Sie sind zwar bis heute nicht ganz verstummt. Doch findet man in vielen, allgemeingehaltenen Hunsrückschiefer-Beschreibungen, so auch letztlich bei KUHN (1961) den Hinweis, daß das Bodenwasser und die obersten Schlicklagen bewohnt waren und nicht nur kleinere, anspruchslose Formen, sondern auch größere, anspruchsvolle Tiere an der Schlicknahrung teilhatten.

Schlußfolgerung

Im Hunsrückschiefer-Meer lebten zahlreiche Schlickbewohner, die Fraß- beziehungsweise Wohnröhren als Spurenfossilien hinterließen. RUD. RICHTER, der erstmalig Chondriten im Hunsrückschiefer nachwies, stellte die Art *Chondrites palaeozoicus* auf, die am häufigsten vorkommt. ENGELS wies aus dem Mittelrheintal *Chondrites intricatus* STERNB. nach. Zahlreiche Spurenfossilien konnten bisher nur als *Chondrites* sp. in die Literatur eingeführt werden, andere sind bisher nicht benannt worden.

Die Verfolgung der häufig ganze Horizonte erfüllenden Chondriten kann bei der Untersuchung und Kartierung der Hunsrückschiefer-Schichten im Mittelrheingebiet sowie Hunsrück und Taunus Fingerzeige auf die tektonische Lagerung der Schichtpakete abgeben. Zum anderen sind diese Spurenfossilien in der Lage, sich als Faziesanzeiger zu erweisen oder sogar als Zeitmarken zu dienen. Erforderlich sind jedoch eine intensive Suche und Durcharbeitung des Fundmaterials, um über zeitlose Sammeltypen zu spezifisch zeitgebundenen Spurenformen zu gelangen.

Die vor 30 Jahren aufgestellten Vergleiche des Hunsrückschiefer-Sedimentes mit den heutigen Wattenablagerungen erhalten durch die Chondritenforschung eine gute Stütze.

Schriftenverzeichnis

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.

— Über die Fazies des Hunsrückschiefers. — Geol. Rdsch., **45**, S. 143—150, 3 Abb., Stuttgart 1956.

FRECH, F.: Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hercyn". — Z. deutsch. geol. Ges., **41**, S. 175—287, Berlin 1889.

FUCHS, TH.: Über einige neuere Arbeiten zur Aufklärung der Natur der Alectoruriden. — Mitt. geol. Ges. Wien, **2**, S. 335—350, Wien 1909.

KREJCI-GRAF, K.: Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fährten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoiden. — Senckenbergiana, **14**, S. 19—39, Frankfurt a. M. 1932.

KUHN, O.: Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer. — Die neue Brehm-Bücherei, **274**, 48 S., 45 Abb., Wittenberg Lutherstadt 1961.

KUTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**, S. 177—232, Wiesbaden 1931.

— & HORN, M: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläontol. Z., im Druck.

LEPPLA, A. †: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1924, **45**, S. 1—88, 1 Abb., 1 Taf. mit 4 Prof., Berlin 1924.

OPITZ, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. 224 S., 170 Abb., Birkenfeld [1932].

P. G. S.: Beitrag zum Chondritenproblem? — Der Aufschluß, **6**, S. 31—33, 3 Abb., 1955.

RICHTER, RUD.: Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer; ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. — Paläontol. Z., **9**, S. 193—240, 11 Abb., 4 Taf., Berlin 1928.

— Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, **13**, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.

SEILACHER, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, **105**, S. 214—227, 3 Abb., Taf. 7—8, Hannover 1954.

— Lebensspuren als Leitfossilien. — Geol. Rdsch., **49**, S. 51—56, 3 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1960.

STEINMANN, G.: Diskussionsbemerkung. — Palaeont. Z., **9**, S. 238, Berlin 1927.

Manuskript eingegangen am 7. Mai 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 499–501	1 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Zur Sedimentation im Edersee von 1914—1959

Von

JENS KULICK & HEINRICH ZAKOSEK, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

In den Sommer- und Herbstmonaten 1959 hatte der Edersee ein ungewöhnlich tiefes Niedrigwasser. So war der Pegelstand an der Sperrmauer am 8. VIII. 1959, 8.00 h NN + 219,77 m und am 10. XI. 1959, 8.00 h NN + 215,94 m. Die starke Spiegelabsenkung ermöglichte es, an zahlreichen Stellen der sonst überstauten Eder- und Werbeaue Schlickproben in erdfeuchtem Zustand zu entnehmen. In Abb. 1 sind die Schlickmächtigkeiten an den Entnahmestellen dargestellt. Aus Tab. 1 sind die wichtigsten chemischen und physikalischen Kennwerte der Schlicke zu ersehen. Danach sind die Schlicke der Eder saurer und humoser als die der Werbe.

In der Korngrößenverteilung zeigen alle Schlicke des Edersees keine wesentlichen Unterschiede: ihr Tongehalt liegt im Mittel um 20%, der Schluff stellt den Hauptanteil, Sand ist mit nur wenigen Prozenten hauptsächlich als Feinsand vertreten.

Tabelle 1.

Chemisch-physikalische Kennwerte von Schlicken aus dem Edersee (Analytiker: Dr. PFEFFER)

Probe-Nr.	pH in KCl	$CaCo_3$ in %	Humus %	Korngrößenverteilung in mm in % des Feinbodens									
				< 0,002	0,006 — 0,002	0,01 — 0,006	0,02 — 0,01	0,06 — 0,02	0,1 — 0,06	0,2 — 0,1	0,6 — 0,2	1 — 0,6	2 — 1
12	7,1	Sp.	3,2	23,8	18,0	8,5	16,0	30,0	2,5	0,4	0,5	0,1	0,2
21	6,9	Sp.	3,1	19,6	15,5	6,5	15,5	40,0	2,5	0,1	0,1	0,1	0,1
13	6,7	Sp.	3,1	23,1	20,0	8,0	18,5	28,4	1,5	0,2	0,1	0,1	0,1
1	6,5	0	2,4	20,3	16,2	6,6	15,2	37,4	3,5	0,3	0,2	0,1	0,1
3	6,8	Sp.	2,9	22,1	19,0	9,0	19,5	28,2	2,0	0,1	0,1	0	0
9	6,9	0	3,1	22,6	20,0	9,5	21,2	25,5	1,0	0,1	0,1	0	0
20	7,0	0	2,9	16,8	18,2	10,1	20,2	31,4	3,0	0,1	0,1	0	0
25	7,1	0	3,6	21,1	20,5	11,5	18,0	25,1	3,0	0,6	0,2	0	0
16	7,3	0	3,8	16,1	18,0	11,5	22,0	30,5	1,5	0,3	0,1	0	0
24	5,7	Sp.	4,7	22,5	24,0	16,3	16,8	16,3	2,6	1,2	0,2	0	0
6	5,5	Sp.	4,3	25,5	26,9	13,5	16,5	15,0	2,0	0,3	0,2	0,1	0
10	5,4	0	6,7	15,9	23,0	14,8	23,5	19,9	2,6	0,2	0,2	0	0
20a	5,2	0	6,7	11,7	18,7	13,6	23,2	30,3	2,0	0,2	0,2	0	0
26	6,1	0	2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

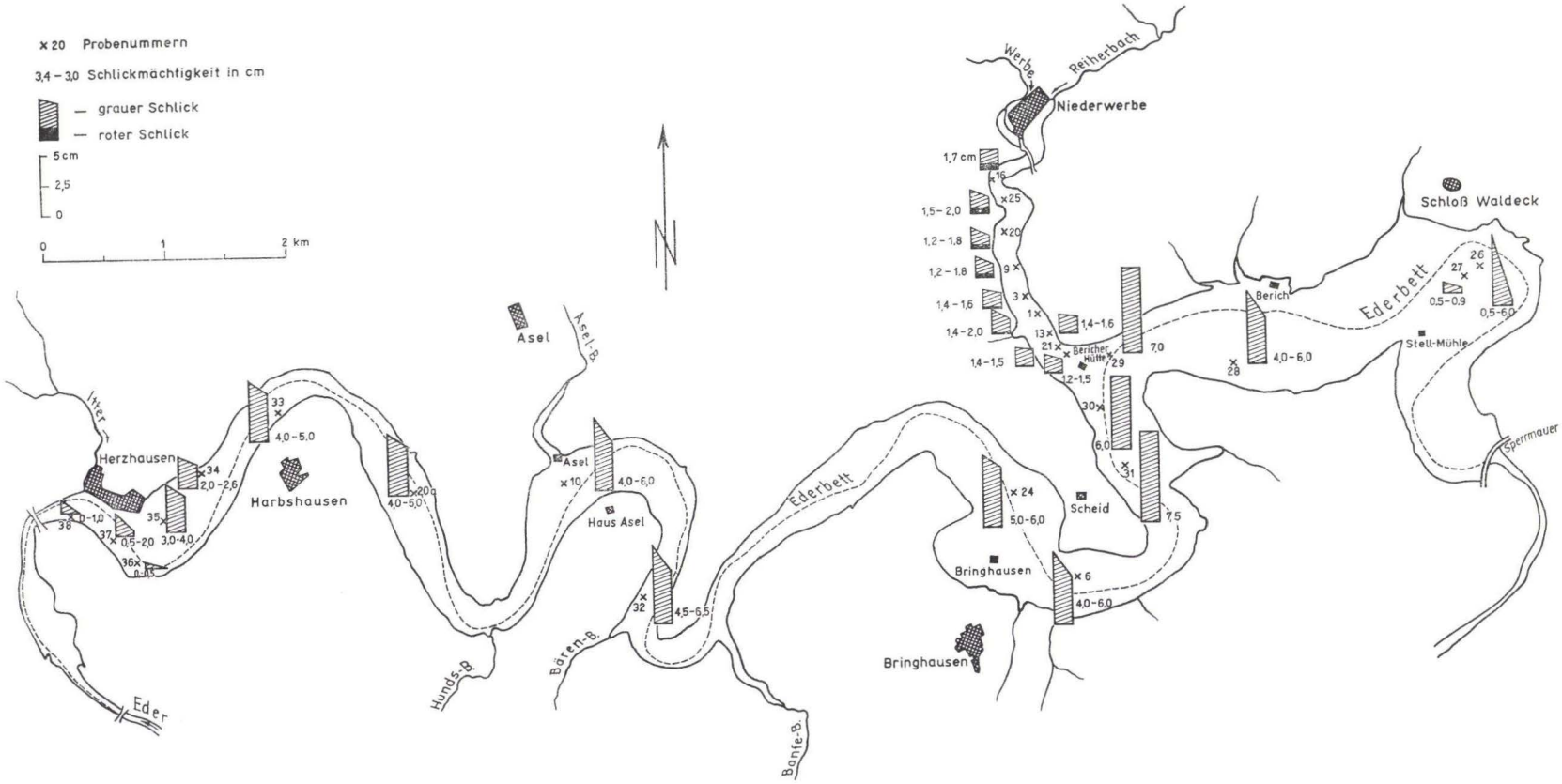


Abb. 1. Schlickmächtigkeiten im Eder-See.

Bemerkenswert sind die Farbunterschiede der Schlicke, die sich aus den Liefergebieten erklären: das graue Edermaterial entstammt überwiegend paläozoischen Schichten sowie verlehmtem Hangschutt, das der Werbe (z. T. rot) dem Zechstein und Buntsandstein.

Die Schlickmächtigkeiten zeigen deutliche Abhängigkeit vom Kleinrelief. In Depressionen (z. B. alte Gräben) beträgt sie mehrere Dezimeter, auf Kuppen und stark geneigten Flächen hingegen nur wenige Millimeter. Auf ebenen Flächen sind die Schlicke im Werbetal 1,2—2,0 cm mächtig, im Edertal 4,0—7,0 cm. In der gesamten Längserstreckung der überstauten Flußniederungen wurden keine bemerkenswerten Abweichungen von diesen Durchschnittsmächtigkeiten beobachtet. Alle Schlicke sind flaserig feingeschichtet (1—2 mm und weniger).

Besonders im Ostteil des Edersees dürfte der Schlick den Lößlehmdecken der Mittelterrassen entstammen. Diese Flächen sind heute z. T. bis auf das Anstehende freigespült. Baumstubben des ehemaligen Bewuchses wurden bis 1,20 m tief freigelegt, die tieferen Wurzelteile stecken noch im Boden. Auf Grund dieser in der „Luft schwebenden" Baumstubben läßt sich auch nachweisen, daß an sämtlichen Hängen des Ederseebettes der meist stark lehmige Hangschutt ausgewaschen und das feinere Material in die Talaue geschwemmt wurde. So entstammt also ein wesentlicher Teil des Schlickes der Aue den anliegenden Hängen. Die Hauptmaterialzufuhr scheint erst nach 1945 eingesetzt zu haben (frdl. Mitteilung von Dr. Pickel, Kassel). Bis dahin waren die ebenen Fußböden der alten Häuser von Asel und Bringhausen weitgehend frei von Schlick. Die dann eintretende sehr schnelle Verschlammung kann nur auf die intensive Abholzung im gesamten Edergebiet nach 1945 und die dadurch verstärkte Abschlämmung der Hänge zurückzuführen sein. So mußten damals die Papiermühlen im mittleren und oberen Ederlauf auf Grund des erhöhten Schlammgehaltes des Ederwassers die Herstellung von Feinpapieren einstellen.

Aus all dem ergibt sich, daß seit der Inbetriebnahme der Sperrmauer im Jahre 1914 bis zum Jahre 1959 pro Jahr etwa 0,3 mm (Werbetal) bis 1,0 mm (Edertal) Schlick sedimentiert worden sind. Die relativ gleichmäßigen Schlickdecken zeugen von ruhigen Sedimentationsbedingungen. Die Schichtigkeit ist ein Abbild der durch Jahresgang und Betriebsumstände wechselnden Sedimentationsintensität.

Erwähnenswert ist, daß die Aue- und Gleyböden der Eder- und Werbeniederungen trotz Überstauung ihren ursprünglichen Profilhabitus behalten haben.

Manuskript eingegangen am 23. 7. 1962

B.
Amtlicher Teil

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 505–515	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 1. — 31. 12. 1961

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung hat in der Berichtszeit seine Tätigkeit im wesentlichen wie in den vergangenen Jahren weitergeführt. Obwohl die Anforderung von Gutachten weiter angestiegen ist, hat das Amt die geologische Landesaufnahme, Basis aller geologischen Arbeit in und außerhalb des Amtes, im wesentlichen ungeschmälert und gemäß dem aufgestellten Arbeitsplan abwickeln können.

Die im vergangenen Jahr fertiggestellte große geologische Übersichtskarte von Hessen, die zum Zwecke der besseren Übersicht über die geologischen Zusammenhänge z. T. weit über die Grenzen des Landes hinaus geführt wurde, ist nunmehr erschienen.

Die Bewältigung der Gutachtenanträge auf dem Sektor Hydrogeologie wurde durch innerorganisatorische Maßnahmen erleichtert, wenn auch der Auftragsüberhang weiterhin ziemlich hoch ist.

Auf dem Sektor der Ingenieurgeologie (Baugrunduntersuchungen) ist dem Amt dadurch Hilfe geworden, daß aus Mitteln des Straßenbaues 4 wissenschaftliche und 2 technische Kräfte neu eingestellt werden konnten. Trotz allem befindet sich die Abteilung Ingenieurgeologie nach wie vor in großer Terminnot.

Soweit vertretbar und angängig wurde den beiden überlasteten Abteilungen Unterstützung durch die Abteilung Kartierung gewährt. Das hatte aber mit zur Folge, daß die geologische Grundlagenforschung, die als Vorarbeit für die Spezialkartierung überaus dringlich und in gewissen Fällen ganz unerläßlich ist, wie in den vergangenen Jahren leider nur in beschränktem Umfang betrieben werden konnte.

Durch die neuerliche Beteiligung des Amtes bei der Festlegung von Bauleitplänen wächst dem Amt ein ganz neuer Aufgabenbereich zu. Es läßt sich nach dem ersten Anlaufen dieser Tätigkeit in der Berichtszeit noch nicht übersehen, welcher Arbeitsaufwand dafür erforderlich sein wird.

Im wissenschaftlichen Verkehr mit anderen geologischen Landesämtern des In- und Auslandes, mit den Fachinstituten der Hochschulen und den einzelnen Fachkollegen fand, wie üblich, ein reger Austausch statt. Die Mitarbeiter des Amtes berichteten auf wissenschaftlichen Tagungen über Ergebnisse aus ihrem Arbeitsgebiet. Sie nahmen teil an geologischen Exkursionen im In- und Ausland, waren andererseits als Exkursionsführer in Hessen tätig, um in- und ausländischen Fachkollegen und Studiengruppen Einblick in geologisch bedeutsame Aufschlüsse des Landes zu geben oder neuerkannte geologische Zusammenhänge vorzuführen und zu vertreten.

Wie bisher waren auch im Berichtsjahr weiterhin mehrere wissenschaftliche Bedienstete als Mitglieder von Fachausschüssen, Kommissionen und Arbeitskreisen mit fachlichen Sonderaufgaben betraut.

5 Mitarbeiter des Amtes übten zusätzlich eine Lehrtätigkeit an den Universitäten 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 Geophysik

1. Geologische Kartierung im Rahmen des Kartenwerks 1:25000

Im Berichtsjahr führten 7 Geologen Geländekartierungen durch. Das Einbeziehen neuer Erkenntnisse, aber auch besondere Schwierigkeiten bei der Altersfixierung bestimmter Schichtglieder einschließlich des Abbohrens unbekannter Blatteile, erforderten häufig einen größeren Zeitaufwand und auch örtliche Wiederholungskartierungen. Abgeschlossen wurden die geologischen Feldarbeiten auf den Blättern Korbach 4719 und Oberkaufungen 4723.

Die bearbeiteten Blattgebiete sind umfangmäßig in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Name des Blattes und Nummer	Umfang der durchgeführten Arbeiten
1. Korbach 4719	ca. 34 km²
2. Waldeck 4720	ca. 4 km²
3. Kassel-Niederzwehren 4722	ca. 2 km²
4. Oberkaufungen 4723	ca. 16 km²
5. Fürstenberg 4819	ca. 2 km²
6. Bad Wildungen 4820	ca. 24 km²
7. Hess. Lichtenau 4824	ca. 5 km²
8. Dillenburg 5215	ca. 20 km²
9. Eiterfeld 5224	ca. 110 km²
10. Geisa 5225	ca. 4 km²
11. Hünfeld 5324	ca. 4 km²
12. Zwingenberg 6217	ca. 12 km²

Erstmals wurde eine Flachlandkartierung in den Arbeitsplan aufgenommen, und zwar waren es die jungen Sedimente im Grabenbereich des Rheintales auf Blatt Zwingenberg 6217, mit deren Kartierung begonnen wurde.

Die Vervollständigung der Erläuterungsberichte wurde vorwärtsgetrieben. Die Erläuterungen zu den Blättern Queck 5223, Schlitz 5323 und Wolfhagen 4621 stehen kurz vor dem Abschluß.

Die Randaufstellungen sowie die Symbolgebung für die Blätter, die nunmehr gedruckt werden sollen, bereiten erhebliche Schwierigkeiten, da die endgültige Gestaltung noch immer im Fluß ist bzw. ständig geändert wird.

Vergleichsbegehungen und örtliche Profilaufnahmen, bevorzugt zur Klärung stratigraphischer Fragen, wurden ausgeführt auf den Zechstein-Anteilen der Blätter Marsberg 4519, Madfeld 4518, Kleinenberg 4419, im Oberen Mitteldevon bis zum Unterkarbon I der Sauerland-Blätter Goddelsheim 4718, Niedersfeld 4717, Hallenberg 4817 und Battenberg 4917, weiterhin auf Blättern der Dillmulde, auf Blatt Wildungen 4820 und Villmar 5615.

Auch im Aufnahmejahr 1961 mußten die kartierenden Geologen von Fall zu Fall und in unterschiedlichem Umfang Hilfestellung bei Aufgaben der Praktischen Geologie leisten.

2. Paläontologie und Biostratigraphie

Fossilaufsammlungen und Einstufung von Gesteinsserien mit Hilfe von Ostracoden für die geologische Kartierung auf Blatt Wildungen 4820.

Aufsammlung von Fossilien am Profil des Hönne-Tales und benachbarter Aufschlüsse in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, um die Cephalopoden-, Ostracoden- und Conodonten-Chronologien besser parallelisieren und stratigraphische Grenzen genauer festhalten zu können.

Paläontologisch-biostratigraphische Bearbeitung von paläozoischen Gesteinsproben von den Blättern Braunfels, Niedersfeld, Wildungen und Usingen und von Bohrkernen der Blätter Limburg, Hadamar und Adorf.

Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchung von tertiären Proben aus Bohrungen und Aufschlüssen bei: Alsfeld, Delkenheim, Diedenbergen, Eltville, Gammelsbach, Großauheim, Inheiden und Wolfgang. Bestimmung von Wirbeltierknochen aus einem Steinbruch bei Burgsolms. Weiterarbeit an der Zusammenstellung einer mikropaläontologischen Vergleichssammlung.

3. Geophysik

Ortung einer abgewichenen Untertage-Bohrung mit erdmagnetischen Methoden auf einer Grube in der Lahnmulde.

Erdelektrische Versuchsmessungen zur Bestimmung von Auslaugungszonen im Gips bei Cornberg.

Erdmagnetische und geoelektrische Spezialvermessungen im Kalbe-Gebiet.

Einrichtung eines geophysikalischen Archives für Hessen.

Fortsetzung der erdmagnetischen Aufnahmen der Basaltgebiete auf dem Blatt Oberkaufungen im Rahmen der Kartierung mit Gemeinschaftsmitteln.

Laufende Beratungen und Überwachung des Geophysikalischen Forschungsprogramms auf Eisenerze in Hessen.

Abt. II. Lagerstättenkunde, Petrographie, Geochemie

1. Lagerstättenkunde

Eisenerze

Die geologische Beratung der Bergbauunternehmen des Lahn-Dillgebietes und von Waldeck und der Erfahrungsaustausch mit deren Werksgeologen wurden, wie in den

vergangenen Jahren, fortgesetzt. Dazu gehörten auch zusätzliche Untersuchungsbeiträge des Amtes für die Bohrberichte der Bohrungen auf Roteisenerz.

Lagerstättenkundliche geologische und chemisch-petrographische Studien von Hochschuldiplomanden über die Roteisenerze des Lahn-Dillgebietes wurden betreut und vom Amt mit Präparationen und chemischen Analysen unterstützt.

Uran

In Fortsetzung der systematischen Durchforschung des Landes auf Uranerzlagerstätten wurden die in Nordhessen gefundenen Urananreicherungen nur noch ergänzungsweise im Gelände, vorwiegend aber im Laboratorium nach ihrem absoluten Urangehalt und ihrer Uranmineralisation untersucht.

Eine 1960 gefundene Urananreicherung im Bereich der Braunkohlengrube Dillich sollte mittels Bohrungen näher erfaßt werden. Die Bohrungen verfehlten leider die zwar hochkonzentrierten aber vermutlich nur wenig ausgedehnten Uranerzbereiche.

Steine und Erden

Zur Vorratsermittlung und Bewertung von Gesteins-, Ton- Sand- und (einem) Moorvorkommen wurden Untersuchungen durchgeführt und Gutachten erstattet.

Lagerstättenkarten

Für die Flußgebiete Fulda und Nidda wurden Lagerstättenkarten (für Zwecke der wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne) entworfen.

2. Petrographie und Geochemie

Zur Unterstützung der Kartierung für die Neuherausgabe geologischer Spezialkarten wurden Untersuchungen von Basalten aus dem Bereich der Blätter Grebenau, Oberkaufungen und Mengerskirchen sowie von Sedimentgesteinen der Blätter Queck, Korbach und Waldeck durchgeführt.

Für petrographische Spezialprobleme fand sich im Berichtszeitraum wenig Zeit. So konnte auch die systematische petrographische Bearbeitung der Diabasgesteine des Lahn-Dillgebietes nur wenig gefördert werden. Nur einige kleinere petrographische Probleme ließen sich in Angriff nehmen: So das eigenartige etwas rätselhafte unvermittelte Nebeneinanderauftreten von schlackigen mürben z. T. tuffähnlichen Basalten neben nutzbaren frischen, wie Beispiele aus dem Westerwald bekannt geworden sind. (Für Basaltbrüche handelt es sich dabei u. U. um eine Frage von entscheidender Bedeutung: Sie hat zu Fehlinvestitionen geführt und große Steinbrüche im Westerwald kurzfristig zum Erliegen gebracht.) — Ferner wurde eine vor Jahren erkannte „Schichtung" im Basaltkörper des Hohen Meißners näher untersucht und zusätzlich durch chemische Analysen genauer erfaßt. Schließlich wurden für hochdisperse gelartige Verwitterungs-, Zersetzungs- und Umwandlungsprodukte von Basalten, die, mikroskopisch nicht diagnostizierbar, in den Basaltgebieten Hessens sehr verbreitet auftreten, röntgenographische Bestimmungsverfahren eingeleitet und damit auch die bislang noch umstrittene Frage über die Entstehung der Basalteisensteine im Vogelsberg angegangen.

3. Chemisches Laboratorium

Das Chemische Laboratorium hatte im Berichtszeitraum Mühe, allen ihm von den Abteilungen des Amtes zugehenden Aufträgen gerecht zu werden. Es wurden ausgeführt:

35 Vollanalysen von Gesteinen (Basalten, Tuffen, Eisenerzen, Tonen),
92 Teilanalysen von Gesteinen und Erzen (u. a. Urangehalts-Bestimmungen),
375 Analysen von Bodenproben (Teilbestimmungen),
94 Schlämmanalysen,
70 Wasseranalysen,
14 Boden- und Wasseranalysen auf Gehalt an (versickertem) Erdöl.

Daneben erfolgten Erprobungen neuer quantitativer Analysenverfahren, die Eichung von Meßgeräten, die Herstellung zahlreicher Eichlösungen, sowie die Einrichtung des neuen Laboratoriums.

Abt. III. Hydrogeologie

Die als Aufgabe verordneten hydrogeologischen Erkundungen beschränkten sich auf die hydrogeologische Feldkartierung des Blattes 4719 Korbach 1:25000.

Die im Bericht für das Geschäftsjahr 1960 genannten Tätigkeiten wurden fortgesetzt.

Zu praktischen Fragen wurden im Berichtsjahr 626 Gutachten abgegeben. Davon entfallen 123 auf Wassererschließung für zentrale öffentliche Wasserversorgung, 58 auf Wassererschließung für Aussiedler und 25 auf sonstige Wassererschließungsvorhaben; 262 Gutachten wurden im Zuge der Festsetzung von Wasserschutzgebieten erstattet, 67 in bezug auf bestimmte Einrichtungen (Lagerbehälter, Kläranlagen, Müllplätze), 43 wurden zu Ausnahmegenehmigungen von unterirdischen Arbeiten in Heilquellenschutzgebieten, 48 zu anderen hydrogeologischen Fragen abgegeben.

Am Ende des Geschäftsjahres 1961 bestand ein Überhang von rund 350 nicht erledigten Anträgen auf hydrogeologische Beratung.

Es wurden rund 250 Brunnenbohrungen verfolgt.

An größeren Vorhaben verdient die Beratung beim beabsichtigten Bau von Talsperren im Gebiet der Nidda und Wisper, bei der Grundwassererschließung im Landkreis Groß-Gerau (Ried-Wasserwerk) und im bayerischen Spessart Erwähnung, ferner die Begutachtung der Auswirkung der Anlage eines unterirdischen Speichers für Kokereigas in Gernsheim, Landkreis Groß-Gerau, und einer Erdölraffinerie in Kelsterbach und Raunheim, Landkreis Groß-Gerau.

Abt. IV. Ingenieurgeologie

Vom 1. 1. bis 31. 12. 1961 wurden von der Abteilung IV insgesamt 165 Gutachten erstattet.

Von den Baugrundgutachten entfallen zahlenmäßig auf den Hochbau 61% und auf den Tiefbau (einschließlich „Öltank"-Gutachten) 39%.

Die ingenieurgeologischen Gutachten der Abteilung verteilen sich u. a. auf folgende Projekte:

5 Universitäts- und Hochschulneubauten
18 Behördenbauten
14 Krankenhäuser und Schulen
15 Bauvorhaben für die Bundeswehr
3 Dorfgemeinschaftshäuser
3 Kläranlagen
29 Aussiedlerhöfe und Siedlungsverfahren
2 Kirchenneubauten
9 größere Rutschungsfälle
2 Gutachten für Straßenbau
21 Brückenbauwerke
3 Gutachten für Flußbau- und Talsperrenprojekte
9 „Öltank"-Gutachten

Darüber hinaus sind noch folgende Beratungen zu nennen, die teilweise noch nicht abgeschlossen sind:

Die Begutachtung für die Erhaltung des Herkules-Bauwerks in Kassel,
die sehr vielseitige Untergrundberatung für den Wiederaufbau von Schloß Wilhelmshöhe in Kassel,
Baugrunderkundung für den Neubau des Landestheaters Darmstadt und für verschiedene Erweiterungsgelände der TH Darmstadt,
Baugrunduntersuchungen für Erweiterungsneubauten der Universitäten Gießen und Marburg,
Baugrunderkundungen und Gründungsberatungen für die Hochstraße Wetzlar,
für die Verlegung der B 49 bei Weilburg,
für die Kaiserleibrücke Frankfurt/Main,
für die Süd- und Westumgehung Wiesbaden und
für die Südabfahrt der Rheinbrücke Schierstein am Lenneberg,
umfangreiche Untersuchungen und Beurteilung der Bewegungen an der Kalbe,
der Rutschung östlich Hausen am Meißner und
des Rutschgeländes an der B 276 zwischen Neuenschmitten und Birstein.

Ferner sind noch besonders zu erwähnen:

die Untergrundbeurteilung und Gründungsberatung für die BAB Neubaustrecken Main-Neckar (9 Gutachten für Bauwerke fertiggestellt),
Kassel—Wrexen—Hamm (Begutachtung des I. Bauabschnittes bis Burghasungen fertig) und Kirchheim—Würzburg.

Für die Rückhaltebecken- bzw. Talsperrenprojekte am Ernstbach und an der Wisper (Kreis Rheingau), bei Holzhausen (Kreis Oberlahn) und an der Wohra (Kreis Marburg) sind die von Bohrfirmen durchgeführten Kernbohrungen für die Untergrunderkundung im Stauraum und an der Sperre abgeschlossen und größtenteils ausgewertet. Für die Vorhaben Ernsbach und Holzhausen wurden gleichzeitig Wasserabpreß-

versuche durchgeführt. An der Wohra wurden 4 Entnahmestellen für Dammschütt- und Dichtungsmaterial abgebohrt. Die bodenmechanischen Versuche für die Eignung als Dammschütt- und Dichtungsmaterial stehen vor dem Abschluß. Für die Sperrstelle bei Ulfa im Vogelsberg wurde mit den Sondierbohrungen im Stauraum begonnen. Bei Eichelsdorf und Rainrod werden z. Zt. Vollbohrungen (von Bohrfirmen) abgeteuft.

Außerdem wurden einige unterirdische Felsbauprojekte ingenieurgeologisch beraten.

Abt. V. Bodenkunde

a) Kartierungen

Kartierung von 5 Gemeinschaftsobstanlagen und Versuchsanlagen im Maßstab 1:500 und 1:1000 in Ernsthofen/Odw. und Holzhausen/Krs. Eschwege, insgesamt 1,75 km².

Bodenkarte 1:5000 des für den Obstbau vorgesehenen Gemarkungsteiles von Unterrieden (Kreis Witzenhausen), 0,15 km².

Abschluß der Bodenkartierung 1:25000 Bl. Eltville.

Fortsetzung der Bodenkartierung 1:25000		Bl. Eiterfeld	52 km²
		Bl. Presberg	30 km²
		Bl. Wiesbaden	40 km²
Beginn der	„ „	Bl. Zwingenberg	5 km²

Abschluß der Aufnahmearbeiten und Fortsetzung der Korrekturarbeiten an Bodenkarten 1:100000, 1:200000 und 1:300000 der Niederschlagsgebiete der Weschnitz, der Nidda und der Fulda.

b) Sonstige Arbeiten

Entwurfsarbeiten an einer Standortskarte der hessischen Weinbaugebiete.

Erarbeitung neuer Darstellungsmethoden für die Bodenkarte und Erläuterung 1:25000.

Bodenkundliche und quartärgeologische Spezialuntersuchungen, Beratungen und Gutachten.

Archiv

Wie bisher Verfolg der Bohrungen in Hessen und Archivierung der Bohrdaten und Schichtenverzeichnisse (in Verfolg des Lagerstättengesetzes), ferner Sammlung chemischer Analysen hessischer Mineral-, Trink- und Gebrauchswässer, sowie Archivierung der Neueingänge von Gutachten des Amtes.

Bibliothek

Im Jahre 1961 verzeichnet die Bibliothek einen Zuwachs von rund 2900 Buchbänden und rund 650 Karten. Damit erhöht sich der Gesamtbestand der Bibliothek auf rund 91000 Buchbände und rund 20000 Karten.

Die Ausleihe und die damit verbundenen Arbeiten haben durch die wachsende Anzahl von wissenschaftlichen Mitarbeitern im Haus und bei den übrigen geologischen Landesämtern erheblich zugenommen. Daneben benutzten wiederum wissenschaftliche Institute und Einzelpersonen in wachsendem Umfang die Bibliothek.

Amtliche Veröffentlichungen

Im Jahre 1961 wurden gedruckt und herausgegeben:

a) Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Band 89, 504 S., 97 Abb., 16 Tab., 25 Taf., Wiesbaden, 21. 7. 1961.

b) Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden,

Heft 34: Dieter Stoppel, Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Wiesbaden, 25. 10. 1961.

Heft 35: Georg Matthess, Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 85 S., 3 Abb., 31 Taf., Wiesbaden, 25. 5. 1961.

Heft 36: Bruno Stenger, Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wiesbaden, 25. 10. 1961.

c) Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300000. Bearbeitet von Franz Rösing.

Personalbestand: 31. Dezember 1961

Leiter: Professor Dr. Hans Udluft, Direktor
Vertreter: Professor Dr. Hans Hentschel, Reg.-Direktor

Oberregierungsgeologen:

Privatdozent Dr. Friedrich Kutscher
Dr. Albert Schwarz
Dr. Friedrich Nöring

Regierungsgeologen:

Dr. Ernst Bargon
Dr. Alfred Finkenwirth
Dr. Hans-Günther Kupfahl
Dr. Manfred Lämmlen
Dr. Hansjoachim Lippert
Dr. Arnold Rabien
Dr. Franz Rösing
Dr. Otto Schmitt
Dr. Dietrich Thews
Privatdozent Dr. Heinrich Zakosek

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geologe Walter Fickel
Dipl.-Geologe Dr. Arthur Golwer
Dipl.-Geologe Dr. Helmut Hickethier
Dipl.-Geologe Dr. Bernward Hölting
Dipl.-Geologe Siegfried Holtz
Dipl.-Geologe Dr. Manfred Horn
Dipl.-Geologe Dr. Jens Kulick
Dipl.-Geologe Dr. Georg Matthess
Dipl.-Geologe Stefan Meisl
Dipl.-Geologin Dr. Renate Motzka
Dipl.-Ingenieur Karl-Hans Müller
Dipl.-Geologe Dr. Helmut Prinz
Dipl.-Geologe Dr. Dietrich Rambow
Dipl.-Geologe Dr. Konrad Reul
Geologe Dr. Arno Semmel
Dipl.-Geologe Dr. Witigo Stengel-Rutkowski
Geologe Dr. Rolf Villwock

Bibliothek und Vertriebsstelle:

Bibliothekarin: Frau Johanna Schadwinkel
Frl. Ingrid Bock
Frl. Gerda Böhme
Frl. Liesel Falter
Frau Inge Noah
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
Albert Karschny
Gerhard Knab
Frl. Ilse Krüger
Gerhard Laue
Albert Romschinski
Frl. Susanne Salcher
Alfons Sedlatschek

Otto Sohn
Erwin Thiel
Helmut Wesner

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: Kartographen-Oberinspektor Johannes Matheis
Josef Bäuerlein
Jürgen Bartholomay
Frl. Ingeborg Brandt
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

Schreibbüro:

Leitung: Frl. Gertrud Schumacher
Frau Ursula Kaltwasser
Frl. Christel Krutz
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 Karl-Heinz Otto
Fahrer Wilhelm Richter
Facharbeiter Joachim Ewald
Facharbeiter Karl Hielscher
Bohrgehilfe Anton Schwarz
Hausmeister Gotthard Liess
Heizer Werner Feika
Reinemachefrauen: Frau Karoline Diehl
Frau Adele Loeffler

Freiwillige Mitarbeiter:

Prof. Dr. Otto Burre, Oberregierungsgeologe a. D., Darmstadt, Niebergallweg 26
Erwin Busse, Verwaltungsoberinspektor, Kassel, Holländische Straße 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, Bergrat, Darmstadt, Claudiusstr. 16

Korrespondent:

Dr. Fritz Häuser, Oberstudienrat, Windecken, Kr. Hanau, Bahnhofstraße 15

Ausgeschieden bis 31. 12. 1961:

Oberregierungsgeologe Dr. Paul Pfeffer
Frl. Helga Bücking
Frl. Hildegard Männle

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 516–520	1 Bild	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Per Rössle †

Von

Fritz Kutscher, Wiesbaden

Mit einem Bild

Noch jung, im Alter von 55 Jahren, erlöste der Tod unseren wissenschaftlichen Mitarbeiter, Dr. Per Rössle, von langem schwerem Leiden am 3. Juli 1961. Sein stets freundliches, kollegiales und immer hilfsbereites Wesen verbindet uns, die wir mit ihm arbeiteten und lebten, mit ihm und hält die Erinnerung an ihn wach. Seinen Freunden und Kollegen, aber auch den Fernerstehenden, mögen die im folgenden gegebenen Daten Wegweiser seines Lebensweges und Erinnerung zugleich sein.

Per Rössle erblickte am 16. 4. 1906 in Kiel das Licht der Welt. Sein Vater, Robert Rössle, war zuletzt Professor und Ordinarius für Pathologie an der Universität Berlin; die Mutter, Ingegerd Kielland, in Kopenhagen geboren, stammte aus einer norwegischen Familie. Der Universitätswechsel des Vaters brachte die Familie nach München, Jena und Basel, Orte, wo Per Rössle die Kindheitsjahre verbrachte. Er besuchte die humanistischen Gymnasien in Jena (bis 1922) und Basel, wo ihm am 30. 3. 1926 das Maturitätszeugnis ausgehändigt wurde.

Dem Studium vorgeschaltet war ein halbes Jahr praktische Tätigkeit in den Werkstätten einer Augsburger Kammgarnspinnerei. Es folgten die Universitätsjahre in München, Genf, Freiburg i. Br., Kiel, Berlin und Bonn, die Ostern 1934 durch die Promotion abgeschlossen wurden. Professor Hans Cloos hatte ihm als Thema „Anlagerung und Bildungsweise des Buntsandsteins bei Mettlach an der Saar" gegeben, zu einer Zeit, als der Buntsandstein mit seinen zahlreichen Problemen noch nicht den Anreiz zur Bearbeitung bot wie heute. Bei Mettlach liegt die Transgressionsfläche des Buntsandsteins (Vogesen-Sandstein) mit einer charakteristischen Transgressions-Breccie diskordant dem Taunusquarzit auf. Die Bedingungen, unter denen der Buntsandstein hier abgelagert wurde, sind nicht einheitlich. Die katastrophale Gewalt des Wassers ließ einmal breccienartige Gesteine zusammentragen, wobei die eckigen Taunusquarzitgesteine aller Größen wirr durcheinander im Sandstein eingebettet wurden. Andererseits zeigen Trockenrisse, Tontüten, Tongallen und Regentropfen-Eindrücke, daß die Feuchtigkeit durch ein arides Klima weggenommen wurde. Die Schliffbilder aus dem Mittleren Buntsandtsein gleichen zum Teil Mikrofotos, die von rezenten ägyptischen Flußsanden gemacht wurden. So finden wir bei

Rössle die plausible Definition als Ergebnis der Entstehungsbedingungen des Mittleren Buntsandsteins in der Zusammenfassung der Dissertation: „Also haben die Sande des Mittleren Buntsandsteins, auch wenn sie durch Wasser an den Ort ihrer endgültigen Ablagerung gebracht wurden, ihre Prägung in der Wüste bekommen. An der Bildung von Rotliegendem und Oberem Buntsandstein ist Wasser viel stärker beteiligt." Die Prüfungsfächer, und das waren auch die Studienfächer, bei der Promotion waren Geologie, Geographie und Mineralogie.

Das Ende des Studiums und der Eintritt in das Berufsleben fielen in eine wirtschaftlich schwierige Zeit; für Geologen war kaum die Möglichkeit eines beruflichen Einsatzes gegeben. Hinzu tritt noch die Verschiebung des Aufgabenbereiches. Wurde durch den Geologen bisher bevorzugt die geognostische Tätigkeit, zumeist in Form der Kartierung auf paläontologischer Basis betrieben und zum Berufsinhalt gemacht, so schieben sich jetzt in zunehmendem Maße die praktischen Aufgaben in den Vordergrund. Hier gilt es, den Berufsumbruch mitzumachen und zu bestehen. So beginnen auch für Per Rössle eine Reihe von Wanderjahren mit recht wechselvollen Berufsaufgaben. Unbezahlter Volontär beim Bau der Reichsautobahn zwischen Elbing und Königsberg ist die erste Etappe, aus der er schon nach einem Vierteljahr auf eigenen Wunsch ausscheidet. — Es folgt eine $^5/_4$-jährige Tätigkeit bei der Seismos G. m. b. H. in Hannover als Geophysiker bei Feldtrupps, die Messungen nach dem seismischen Refraktionsverfahren durchführten, und weitere 6 Monate bei der Fa. Piepmeyer & Co. „Elbof", Kassel, die mit seismischen Geländearbeiten auf erdölhöffige Strukturen im Staate Alagôas in Brasilien ausgefüllt waren.

Nach Beendigung dieses Auftrages im Juli 1936 sehen wir Rössle als geologischen Prospektor in den Staaten Minas Geraes und Paraná (Brasilien), und schließlich als Leiter der Mangangrube Batatal bei Conselheiro Matta im Staate Minas Geraes für die Firma A. Thun & Cia. Ltda., Rio de Janeiro. Ende März 1937 scheidet er auf eigenen Wunsch aus dem Auftrag. Gelegentlich eines Vortrages, den er im Geophysikalischen Kolloquium an der Technischen Hochschule in Berlin-Charlottenburg hielt, berichtete Rössle recht lebhaft und auch voller Humor über den südamerikanischen Einsatz, wobei die Erlebnisse mit dem brasilianischen Urwald und seinen eigenartigen Tieren durchblicken ließen, daß er ein feinsinniger Naturbeobachter war.

Eine berufliche Bleibe fand er im Juli 1937 als wissenschaftlicher Angestellter in der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin, dem späteren Reichsamt für Bodenforschung. Die Kommission zur Geophysikalischen Reichsaufnahme, die an die genannten Ämter angelehnt und durch das Lagerstättengesetz auch endgültig daran gebunden wurde, suchte junge Wissenschaftler für die immer mehr wachsenden und sich vermehrenden geophysikalischen Aufgabenbereiche. Mit den guten Vorbedingungen bereits geleisteter geophysikalischer Arbeiten fand er hier die zufriedenstellende Tätigkeit, zum Teil im Büro und zum anderen auch im Gelände.

Zunächst wurden ihm Auswertungsarbeiten zugeteilt, insbesondere entwarf er seismische Laufzeitpläne. Nach und nach sammelten sich in den Berliner Amtszimmern — die Preußische Geologische Landesanstalt beziehungsweise das Reichsamt für Bodenforschung war auf Grund des Lagerstättengesetzes Zentrum der geophysikalischen Tätigkeit schlechthin geworden — ein fast unübersehbares geophysikalisches Material in Form von Plänen, Berichten, Zahlen und dergl. an, wichtige Unter-

lagen, die nach einer weiteren Auswertung archivmäßig verwaltet werden mußten. Diese Arbeit wurde RÖSSLE übertragen, ein Milieu, in dem er sich wohlfühlte, denn hier kam ihm sein ausgesprochener Sammler- und Ordnungssinn gut zustatten. In dem reichlichen Nachlaß, der dank einer guten Organisation herübergerettet wurde, stößt man allenthalben auf die charakteristische Handschrift und die Zahlen des Archivars RÖSSLE. Die Außentätigkeit, die er gelegentlich bei einem seismischen Feldtrupp, seltener mit der Schmidt'schen Magnetwaage absolvierte, lag ihm weniger, und so kehrte er immer wieder bald zur Berliner Zentrale und der gewohnten Arbeit zurück.

Zwei wissenschaftliche Arbeiten aus dem Gebiet der Seismik entstammen seiner Feder. Einmal ist die Fehlergrenze bei seismischen Laufzeitplänen Gegenstand der Untersuchung. Bei dem Bearbeiten von Laufzeitplänen werden die verschieden langen Streubeobachtungen auf eine gemeinsame Grundentfernung bezogen und dabei eine Tiefengeschwindigkeit angenommen. Durch die Wahl einer falschen Geschwindigkeit entstehen Fehler, die bei höheren Geschwindigkeiten geringer als bei niedrigeren sind; in beiden Fällen wechselt der Fehler mit zunehmendem Abstand der Streubeobachtung von der Grundentfernung. Durch Beispiele belegt konnte ausgesagt werden, daß die Auswirkung dieser Fehler auf den Laufzeitplan geringfügig ist, und daß Strukturen oder Tiefgebiete dadurch in ihrer Lage nicht berührt werden. Zum anderen berichtete RÖSSLE über seismische Arbeiten im Gebiet zwischen Allermündung und Weserbergland, also über einen Raum, der im Rahmen der geophysikalischen Reichsaufnahme eingehend auf Strukturen untersucht worden war. Zwei grundsätzlich unterscheidbare Teile ließen sich aus dem von der Seismos G. m. b. H. refraktionsseismisch untersuchten Gebiet herausschälen: im Norden variieren die auf 4000 m Entfernung bezogenen Laufzeiten der Streuer schon in geringem Abstand sehr stark und südlich einer Linie etwa von Wildeshausen nach Hoya und westlich der Weser liegen die Extreme sehr viel weiter auseinander. Verschiedene tektonische Baupläne können so angesprochen werden. Im Norden treten Salzstöcke vom hannoverschen Typus auf, die aus großer Tiefe mit steilen, oft auch überkippten Flanken aufragen. Dagegen liegt der vortertiäre Untergrund im Südteil viel höher. Er besteht aus Kreidemulden und -sätteln in herzynischer Streichrichtung, wobei die seismisch angesprochenen Strukturen viel flacher gebaut sind als die im Nordteil.

Der Krieg schnitt die geophysikalische Tätigkeit ab. Am 16. April 1943 wurde RÖSSLE zur Nachrichtentruppe eingezogen und sofort nach Nordnorwegen in Marsch gesetzt, wo er dank seiner norwegischen Sprachkenntnisse zumeist als Dolmetscher tätig war. Ostern 1944 wurde er als Geologe zur Forschungsstaffel z. B. V. (Schultz-Kampfhenkel) versetzt mit Einsätzen in Saloniki (Sommer 1944) und in Prag (Frühjahr 1945).

Nach dem Krieg — das Ende erlebte er in Miltach/Bayr. Wald — sehen wir RÖSSLE, der nicht mehr zur Berliner Behörde zurückging, als landwirstchaftlichen Hilfsarbeiter auf dem Weingut Herrenhof in Musbach/Pfalz, von wo aus er dann den Anschluß an das Hessische Landesamt für Bodenforschung fand. Am 18. 2. 1946 konnte er hier als wissenschaftlicher Angestellter wieder Fuß fassen, wobei ihm für eine schnelle Anstellung seine frühere menschliche Haltung zugute kam. Wir sehen RÖSSLE in verschiedenen Richtungen tätig, so bei der Zusammenstellung der Steinbruch-Kartei, bei der Bemusterung der Lagerstätten, bei hydrogeologischen Er-

hebungen und bei den ersten Versuchen wieder eine geologische Kartierung in Gang zu bringen. Eine Arbeitsbefriedigung aber fand er erst bei der Übernahme des Archivs, einer Beschäftigung, die ihn bereits bei der Berliner Anstalt ausfüllte, und die ihm auch seinem Wesen nach entsprach.

Bei der Einrichtung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung übernahm das Amt zusammen mit der Bibliothek auch ein großes Archivmaterial der früheren Preußischen Geologischen Landesanstalt samt dem späteren Reichsamt für Bodenforschung. Die Bestände, die sich auf außerhessische Territorien bezogen, mußten herausgetrennt und neuen Besitzern und Benutzern zugeführt werden. Die Vorbereitung für die Abgabe dieses Materials, aber auch die sorgfältige Katalogisierung des neuen hessischen Archivmaterials oblagen ihm besonders von dem Zeitpunkt an, als es 1954 gelang, das aufgeteilte Hessische Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden zu konzentrieren.

Leider nahm schon recht früh eine heimtückische Krankheit zunehmend von RÖSSLE Besitz. Sie war in ihren ersten Stadien nicht erkannt worden; nur allmählich wirkte sie sich aus. Mangel an Konzentration, Nachlassen der geistigen Energie hemmten in zunehmendem Maße seine Schaffenskraft und zwangen ihn nach immer häufigeren, längeren Krankheitsperioden zu einem vorzeitigen Ausscheiden aus dem Amt. Das Dienstverhältnis wurde am 31. Dezember 1958 beendet, und damit lösten sich auch die kollegialen und freundschaftlichen Beziehungen, die RÖSSLE mit dem einen aus früherer Zeit oder dem anderen aus der Wiesbadener Zeit verbanden.

Von den persönlichen Neigungen verdienen zwei besonders hervorgehoben zu werden. Einmal war es die Sammelleidenschaft. RÖSSLE besaß eine Münzensammlung, eine hervorragende Briefmarkensammlung, die er stets zu vermehren trachtete, eine Notgeld-Sammlung aus der Inflationszeit nach dem ersten Weltkrieg und schließlich eine Lebensmittelkarten-Sammlung aus dem zweiten Weltkrieg.

Zum anderen drängte es RÖSSLE, die Welt kennen zu lernen. Studienhalber besuchte er Litauen, Lettland, Estland, Frankreich, Belgien und die Tschechoslowakei. Eine Gesellschaftsreise mit der Donau-Dampfschiffahrtsgesellschaft Wien brachte ihn 1939 nach Ungarn, Jugoslawien, Bulgarien und in die Türkei. Wiederholte Reisen nach Norwegen, Dänemark, Schweden, Schweiz und Holland dienten zumeist dem Besuch von Verwandten. Auf den beruflichen Einsatz in Südamerika wies ich an früherer Stelle hin. Er sah die Länder mit dem naturwissenschaftlich geschulten Auge. Er erlebte aber auch ihre Menschen und die durch sie geschaffenen Kulturstätten. Schon als Student zeigte er durch eine Studie über Luzern ein ausgesprochenes Gefühl für den Standort der Städte und die sich daraus entwickelnden kulturellen Beziehungen. RÖSSLE hatte ein gutes Sprachengefühl. Er sprach fließend norwegisch und dänisch, geläufig französisch, portugiesisch, schwedisch und mehr oder weniger gut englisch und holländisch.

RÖSSLE war verheiratet mit Froukje Marie Went aus Utrecht (Niederlande) seit dem 7. Juni 1938. Aus der Ehe sind 2 Kinder hervorgegangen: Tochter Toos am 20. Juli 1941 und Tochter Inge am 9. November 1947 geboren.

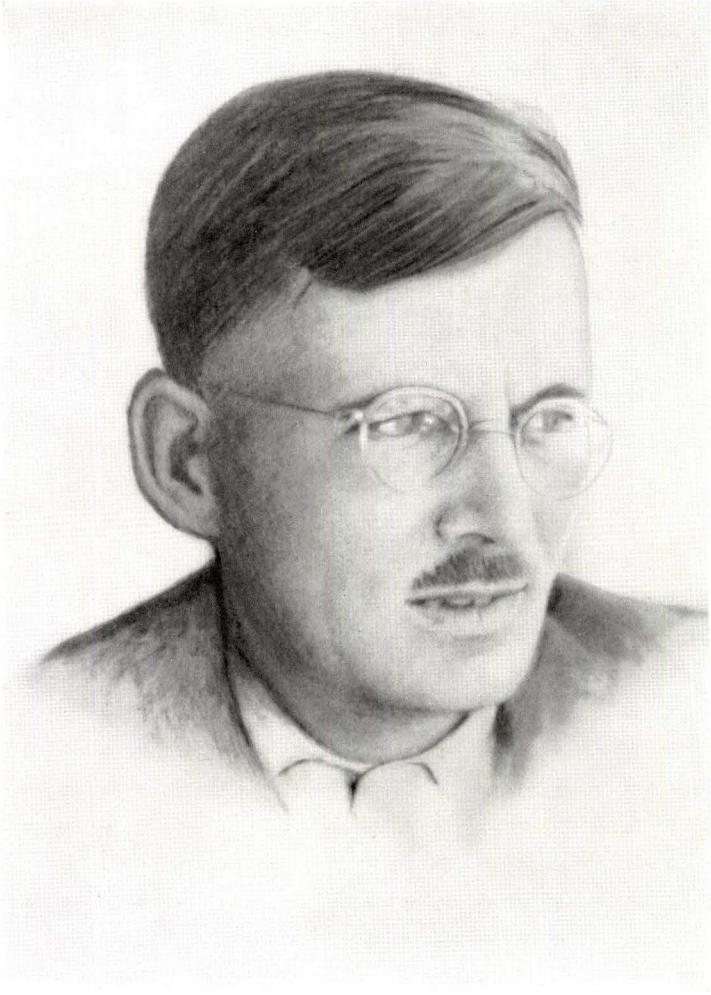
Früh mußte unser Kollege aus dem Leben scheiden. Vieles blieb dadurch unvollendet, manches Vorhaben konnte durch die einschleichende Krankheit nicht mehr in Angriff genommen werden. Für uns, die wir ihn kannten, bleibt in Erinnerung der

Mensch RÖSSLE, ein der Welt gegenüber aufgeschlossener und stets liebenswürdiger Kollege.

Die Veröffentlichungen von PER RÖSSLE

RÖSSLE, P.: Luzern. — Mitt. geogr. Fachschaft Univ. Freiburg i. Br., Heft 8, S. 13—18, Freiburg i. Br. 1930.
— Anlagerung und Bildungsweise des Buntsandsteins bei Mettlach an der Saar. — Decheniana, **95** A, S. 113—156, 10 Abb., 1 Taf., Bonn 1937.
— Seismische Arbeiten im Gebiet zwischen Allermündung und Weserbergland. — Oel & Kohle, **14**, S. 954—956, 1 Abb., Berlin 1938.
— Fehlergrenzen bei seismischen Laufzeitplänen. — Beitr. angew. Geophysik, **8**, S. 187 bis 194, 3 Abb., 1 Taf., Leipzig 1940.

Manuskript eingegangen am 24. 4. 1962



Dr. Per Rössle.

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 521–524	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Die stratigraphisch-paläontologische Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Mitgeteilt von

FRITZ KUTSCHER und ALBERT KARSCHNY, Wiesbaden

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden ist seit seiner Gründung im Jahre 1946 bestrebt, eine stratigraphisch-paläontologische Sammlung anzulegen und auszubauen. Zunächst waren aber die Raumverhältnisse für eine solche Einrichtung völlig unzureichend. Erst der Umzug des Amtes in die Mainzer Straße 25 im Jahre 1954 ließ die sachgemäße Unterbringung einer Sammlung zu und erst jetzt konnte mit einer systematischen Einrichtung und einem Ausbau begonnen werden.

In den ersten Jahren nach der Errichtung des Amtes wurde nur zufällig während dienstlicher Ortsbesichtigungen oder auf Exkursionen zusammengetragenes Material erfaßt; hierzu traten Schenkungen, aber auch kleinere Ankäufe. Erst durch die Ingangsetzung der geologischen Kartierung fällt systematisch gesammeltes Belegmaterial in größerem Umfange an.

Gemäß der Berliner Sammlungen wurde als Grundlage des Ordnungssystems für die Unterbringung des Gesteins- und Fossilmaterials die Blatteinteilung der Topographischen Karte 1:25000 gewählt, zumal auch andere Einrichtungen des Wiesbadener Amtes, insbesondere das Archiv, auf diesem System fortgesetzt werden.

Häufige Anfragen nach bestimmtem Sammlungsmaterial geben den Anlaß, auf die Einrichtung der stratigraphisch-paläontologischen Sammlung im Hessischen Landesamt für Bodenforschung hinzuweisen, die, wenn sie auch keine Tradition hat und daher noch spärlich ausgestattet ist, bereits eine Reihe von Originalen aufzuweisen hat. Im folgenden sei darüber Aufklärung gegeben und ebenso das niedergelegte Belegmaterial durch den Schriftennachweis bekannt gemacht.

1. Die Originale der Sammlung

Brachiopoda

Dayia navicula (SOWERBY), Hypotypoid.
DAHMER 1946, S. 77, Abb. 1, Slg.-Nr. 5815/8.
Spinocyrtia humilis (SCUPIN), Hypotypoid.
DAHMER 1954, S. 41, Taf. 4 Fig. 10, Slg.-Nr. 5616/204.

Lamellibranchiata

Grammysia beyrichi BEUSHAUSEN, Hypotypoid.
DAHMER 1954, S. 40, Taf. 4 Fig. 9, Slg.-Nr. 5616/109.
Nuculites longus (MAUZ), Hypotypoid.
DAHMER 1954, S. 41, Taf. 4 Fig. 7, Slg.-Nr. 5616/229.
Ctenodonta (*Palaeoneilo*) *primaeva* (STEIN.), Hypotypoid.
DAHMER 1954, S. 41, Taf. 4 Fig. 6, Slg.-Nr. 5616/230.
Cypricardella taunica n. sp., Holotypus.
DAHMER 1954, S. 42, Taf. 4 Fig. 2, Slg.-Nr. 5616/106.
Pterinea (*Pterinea*) *subcostata* FRECH, Hypotypoid.
DAHMER 1954, S. 40, Taf. 4 Fig. 1, Slg.-Nr. 5616/234.
Follmannia sp., aff. „*Plethomytilus*" *procerus* DIENST.
DAHMER 1954, S. 40, Taf. 4 Fig. 8, Slg.-Nr. 5616/111.

Tentaculitidae

Tentaculites grandis F. ROEMER, Hypotypoid.
DAHMER 1954, S. 40, Taf. 4 Fig. 5, Slg.-Nr. 5616/110.

Crustacea

Franklinella calcarata (REINH. RICHTER), Hypotypoid.
KUPFAHL 1956, S. 22, Taf. 4 Fig. 9, Slg.-Nr. 5118/2.
Franklinella ? aff. *calcarata* (REINH. RICHTER), Hypotypoid.
KUPFAHL 1956, S. 24, Taf. 4 Fig. 8, Slg.-Nr. 5118/4.
Entomozoe (*Nehdentomis*) *pseudophthalmus* (VOLK), Hypotypoide.
KUPFAHL 1956, S. 25, Taf. 4 Fig. 2 u. 4, Slg.-Nr. 5118/1 u. 2.
Richterina (*Richterina*) *robusta* n. sp., Paratypoid.
RABIEN 1960, S. 76, Taf. 1 Fig. 5, Slg.-Nr. 4609/12.
Richterina (*Richterina*) *latior* n. sp., Holotypus und Paratypoide.
RABIEN 1960, S. 69, Taf. 1 Fig. 1–4, Taf. 2 Fig. 6 u. 7, Slg.-Nr. 4609/6, 8, 12; 4615/159 u. 161.
Richterina (*Richterina*) cf. *tenuistriata* KUMMEROW, Hypotypoid.
RABIEN 1960, S. 76, Taf. 3 Fig. 13, Slg.-Nr. 4615/147.
Richterina (*Maternella*) *circumcostata* n. sp., Holotypus und Paratypoide.
RABIEN 1960, S. 78, Taf. 2 Fig. 9–10, Taf. 3 Fig. 12, Slg.-Nr. 4615/143, 144, 146.
Richterina (*Maternella*) *grammica* (KUMMEROW), Hypotypoid.
RABIEN 1960, S. 83, Taf. 3 Fig. 15, Slg.Nr. 4608/10.
Waldeckella cicatricosa (MATERN) n. subsp.? A, Holotypus.
KUPFAHL 1956, S. 28, Taf. 4 Fig. 1, Slg.-Nr. 5118/15.
Waldeckella cicatricosa (MATERN) n. subsp.? B, Holotypus.
KUPFAHL 1956, S. 29, Taf. 4 Fig. 3 u. 6, Slg.-Nr. 5118/4.
Waldeckella cicatricosa (MATERN) n. subsp.? C, Holotypus.
KUPFAHL 1956, S. 29, Taf. 4 Fig. 5, Slg.-Nr. 5118/15.
Waldeckella materni (VOLK), Hypotypoid.
RABIEN 1958, S. 173, Abb. 5 Fig. 1, Slg.-Nr. 4615/185.

Waldeckella n. sp. *a*, aff. *materni* (VOLK), Holotypus.
RABIEN 1958, S. 173, Abb. 5 Fig. 2, Slg.-Nr. 4615/198.
Waldeckella n. sp. *b*, aff. *reichi* (MATERN), Holotypus.
RABIEN 1958, S. 174, Abb. 5 Fig. 3, Slg.-Nr. 4615/8.

Graptolithina

Retiolites sp., aff. *geinitzianus* BARRANDE.
DAHMER 1952, S. 83, Taf. 15 Fig. 1, Slg.-Nr. 5815/12.
Retiolites (*Stomatograptus*) sp., aff. *imperfectus* BOUČEK & MÜNCH.
DAHMER 1952, S. 84, Taf. 15 Fig. 2, Slg.-Nr. 5815/11.

2. Schriftenverzeichnis

Die hier aufgeführten Schriften enthalten einerseits den Nachweis für die Originale und zum anderen machen sie das Belegmaterial oder einen Teil desselben (pars), das in der stratigraphisch-paläontologischen Sammlung zusammengetragen ist, bekannt.

BUSSE, E.: Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 118—137, Wiesbaden 1952 (pars).

— Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 152—167, Taf. 7, Wiesbaden 1954 (pars).

— & RÖSING, F.: Über Muschelkalk-, Keuper- und Liasschollen im Stadtgebiet von Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 198—204, 1 Abb., Wiesbaden 1955 (pars).

— — Aufschlüsse in der Oolithzone bei Oberelsungen und Escheberg (Blatt Wolfhagen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 146—151, Wiesbaden 1957 (pars).

DAHMER, G.: Gotlandium (Mittel-Ludlow) mit *Dayia navicula* im Taunus. — Senckenbergiana, **27**, S. 76—84, Frankfurt a. M. 1946 (pars).

— Graptolithen aus den „Grauen Phylliten" des Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 82—86, Taf. 15, Wiesbaden 1952 (pars).

— Zwei neue Fossilfundpunkte in den Singhofener Schichten (Unter-Emsium, Unter-Devon) des östlichen Taunus (Blatt Grävenwiesbach). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 38—45, 1 Abb., Taf. 4, Wiesbaden 1954.

FINDEISEN, H.-K.: Ein bemerkenswerter Wellenkalkaufschluß im Stadtgebiet von Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 109—117, 1 Abb., Wiesbaden 1952 (pars).

GUNZERT, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 106—125, 3 Abb., 3 Tab., Taf. 7—8, Wiesbaden 1955 (pars).

KARSCHNY, A.: Ein Fund von *Bison priscus* (BOJANUS) (Mammalia) in Wiesbaden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 63—64, Wiesbaden 1960.

KIRCHHEIMER, F.: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 47—70, 2 Abb., Taf. 3—4, Wiesbaden 1955.

KUPFAHL, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 96—128, 7 Abb., Taf. 6, Wiesbaden 1953 (pars).

KUPFAHL, H.-G.: Zur Variationsbreite einiger Ostracoden der Mittleren Adorf-Stufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 21—31, 3 Abb., Taf. 4, Wiesbaden 1956 (pars).

— Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 266—275, 1 Abb., Taf. 16, Wiesbaden 1961.

KUTSCHER, F.: Eine Fauna in der Kondelgruppe bei Rittershausen (Dillmulde, Hessen).— Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 102—105, Wiesbaden 1955.

MICHELS, F.: Zur Geologie der Wiesbadener Mineralquellen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1954, **106**, S. 113—117, Hannover 1956 (pars).

PINKOW, H.-H.: Eine neue Fundstelle von Fossilien des Meeressandes (Unteres Mitteloligozän) am Nordhang des Rothenberges bei Geisenheim. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 199—205, 2 Abb., Wiesbaden 1953.

RABIEN, A.: Paläontologie und Biostratigraphie in: RABIEN, A. u. RABITZ, A.: Das Ober-Devon von Meschede. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 159—184, 5 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1958.

— Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3,1**, S. 61—106, 3 Taf., 4 Abb., 7 Tab., Krefeld 1960.

RÖSING, F.: Eine präoligozäne Doline im Unteren Muschelkalk des oberen Ahnetales bei Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 195—198, 2 Abb., Wiesbaden 1953 (pars).

— Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. 4622 Kassel-West, 205 S., 9 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1958 (pars).

WAGNER, W.: Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 228—236, Wiesbaden 1955 (pars).

Manuskript eingegangen am 18. 5. 1962

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	90	S. 525—547	Wiesbaden, 30. 8. 1962

Hessisches Geologisches Schrifttum 1961

Mit Nachträgen aus den Jahren 1942—1960

Bearbeitet von GEORG MATTHESS, Wiesbaden

Nachtrag aus dem Jahre 1942

VAUBEL, H. O.: Das kleine Buch von Gießen. — Rhein.-Main. Bücher, **1**, 3. Aufl., Gießen (K. Christ) 1942.

Nachtrag aus dem Jahre 1949

MARTIN, G.: Braunkohlen bei Bad Homburg. — Taunusbote, **90**, Nr. 62, Bad Homburg v. d. H. 1949.

Nachtrag aus dem Jahre 1950

OSTHOFF, F.: Die Entstehung des rheinisch-westfälischen Katasters 1808—1839. — Diss., Bonn 1950. [Anschluß der Hauptdreiecke an das hessische Netz.]

Nachtrag aus dem Jahre 1951

METZ, F.: Ländergrenzen im Südwesten. — Forsch. deutsch. Landesk., **60**, 1951.

SIEVERTS-DORECK, H.: Weitere Machaeridier-Funde aus Deutschland. — Decheniana, **105/106**, S. 57—62, 3 Abb., Bonn 1951/52. [Unteres Lahngebiet.]

UHDEN, O.: Verzeichnis der Talsperren des Reichsgebietes von 1937. — Geogr. Taschenbuch 1951/52, S. 226—289, 1951/52.

Nachtrag aus dem Jahre 1952

HESEMANN, J.: Gesamtvorräte. — Symposium sur les gisements de fer du monde, II, S. 2—3, 1 Tab., 1 Taf., Alger 1952. [Eisenerz-Lagerstätten Deutschlands.]

KELLER, R.: Untersuchungen über den industriellen Wasserbedarf in der Bundesrepublik Deutschland. — 2. Aufl., Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1952.

KRÖCKER, U.: Die sozialgeographische Entwicklung der fünf Feldbergdörfer im Taunus in den letzten 150 Jahren. — Rhein.-Main. Forsch., **37**, 1952.

PRETOR, A. & H. VORSTER: Die Bergwerke im Bundesgebiet. — Jb. deutsch. Bergb., **45**, S. 15—828, Essen 1952.

Sichere und wahrscheinliche Vorräte und Erzgehalte der wichtigsten Eisenerzbezirke der Bundesrepublik Deutschland. — Bergb. u. Wirtsch., **5**, S. 14, Bochum 1952.

Nachtrag aus dem Jahre 1953

CARLÉ, W.: Mineralwässer. — In: PFEIFFER, D., K. SCHÄDEL & H. SCHERER: Hydrogeol. Übersichtskarte 1:500000, Erl. Blatt Karlsruhe, S. 66 bis 72, Remagen 1953.

HERBECK, A.: Der Marmor. Entstehung, Arten, Gewinnung, Vorkommen. — 265 S., 6 Ktn., Taf., München (Callwey) 1953.

HILLER, W.: Probleme und Aufgaben der Erdbebenforschung in Europa. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission. — Gas- u. Wasserfach, **94**, S. 103—104, 1953.
KOHL, E.: Das Gold im Flußgebiet des Rheins. — Bergb. Rdsch., **5**, S. 317 bis 319, Bochum 1953.
MOHR. K.: Die wirtschaftliche und soziologische Struktur zweier Gemeinden im Main-Taunus-Kreis unter besonderer Berücksichtigung der Sozialbranche im Jahre 1953. — Forsch.-Ges. Agrarpolitik u. Agrarsoziol. e. V., Bonn 1953.
PFEIFFER, D., K. SCHÄDEL & H. SCHERER: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500000, Erl. Blatt Karlsruhe, 78 S., 4 Abb., 1 Kte., Remagen 1953.
PRETOR, A. & H. VORSTER: Die Bergwerke im Bundesgebiet. — Jb. deutsch. Bergb., **46**, S. 1—882, Essen 1953.
STAVE, U.: Botanischer Beitrag zur limnologischen Gliederung der oberen Fulda. — Ber. limnolog. Flußstat. Freudenthal, 5, S. 37—42, Göttingen 1953.
WIRTH, E.: Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheintalgraben. — Bull. Verein. schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., **59**. S. 21—22, Riehen/Basel 1953 = Erdöl u. Kohle, **6**, S. 684, Hamburg 1953.

Nachtrag aus dem Jahre 1954

GEIPEL, R.: Der Main-Taunuskreis. Strukturuntersuchung. — (Manuskript), Wiesbaden (Hess. Landesplanung) 1954.
MEYNEN, E., J. SCHMITHÜSEN u. a.: Naturräumliche Gliederung Westdeutschlands mit Hervorhebung der naturgegebenen Lebensräume und gegenwärtigen Kerngebiete der gewerblichen Wirtschaft sowie der zentralen Orte erster Ordnung. — Hrsg. Bund.-Anst. Landesk. u. Zentr. Aussch. deutsch. Landesk., 1 Kte. 1:1000000, Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1954.
SCHAD, A.: Zur Erschließung von Erdölvorkommen im Bereiche des Rheintalgrabens. — Ruperto-Carola, **15/16**, S. 174—180, 1 Kte., 4 Prof., 1 Tab., Heidelberg 1954.
STÄCKLER, O.: Weinheim, eine gewachsene Stadt. Verkehrs- und wirtschaftsgeographische Studie. — Bad. Heimat, **34**, S. 203—214, 9 Abb., Freiburg/Brsg. 1954.
Statistisches Bundesamt: Bundesrepublik Deutschland. Volks- und Berufszählung in der Bundesrepublik Deutschland am 13. 9. 1950. — 1 Kte. 1:1000000, Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1954.
Zur Frage der Herkunft des Erdöls im Rheintalgraben. — Bull. Verein. schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., **60**, S. 4, Riehen/Basel 1954.

Nachtrag aus dem Jahre 1955

CARLÉ, W., K. FRICKE & H. UDLUFT: Mineralwässer. — In: PFEIFFER, D. & H. W. QUITZOW: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 119—140, Remagen 1955.
ERTMANN, H.: Angriff und Zerstörung der Edertalsperre. — Gewässerk. Tagung Düsseldorf 1953, S. 10—11, Stuttgart 1955.
FRICKE, K.: Organisation und Aufgaben der Geologischen Landesanstalten. — Naturbrunnen, **5**, S. 149—151, Bad Godesberg 1955.
HAHN, A.: Wasserstand und Abfluß in Westdeutschland (Zahlentafeln mit Erläuterungen). — Bes. Mitt. deutsch. gewässerk. Jb., **11**, 98 S., 1 Kte., Koblenz 1955.
HERBORDT, F.: Vom Wasserhaushalt zwischen Eder und Lahn. — Die Weser, **29**, **4**, S. 47—49, Bremen 1955.
KELLER, R. & W. SCHWARZ: Hydrologie. — In: PFEIFFER, D. & H. W. QUITZOW: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 140—149, Remagen 1955.
MOHR, K.: Die wirtschaftliche und soziologische Struktur zweier Gemeinden im Main-Taunus-Kreis unter besonderer Berücksichtigung der Sozialbrache. 1953. — Ber. Landw. N. F., Sh. 162, 1955.

Natermann, E.: Gewässerkundliches. — In: Dietz, C. & F. Preul: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Hannover, S. 116—122, 4 Tab., 1 Abb., Remagen 1955.

Pfeiffer, D.: Die Grundwasserlandschaften. Das Oberrheintal. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 18—21, 1 Tab., Remagen 1955.

— Die Grundwasserlandschaften. Das Mainzer Becken. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 21—26, 1 Abb., Remagen 1955.

— Die Grundwasserlandschaften. Die Nahemulde. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 27—31, 1 Tab., Remagen 1955.

— Das Rheinische Schiefergebirge. Der Hunsrück. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 49—53, Remagen 1955.

Pfeiffer, D.: Das Rheinische Schiefergebirge. Der Taunus. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 39—43, 1 Tab., 1 Abb., Remagen 1955.

— Das Rheinische Schiefergebirge. Der Westerwald. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 43/44, 1 Tab., Remagen 1955.

Pfeiffer, D., H. W. Quitzow & E. Schröder: Geographisch-geologischer Überblick. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 14—17, 1 Kte., Remagen 1955.

Pfeiffer, D. & E. Schröder: Das Rheinische Schiefergebirge. Hydrogeologische Übersicht. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 32—38, 1 Tab., 1 Abb., Remagen 1955.

Pretor, A. & H. Vorster: Die Bergwerke im Bundesgebiet. — Jb. deutsch. Bergb., **48**, S. 1—768, Essen 1955.

Stahl, A.: Klima. — In: Pfeiffer, D. & H. W. Quitzow: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Köln, S. 138—140, Remagen 1955.

Veit, E.: Der mittlere Rheintalgraben, eine erdölgeologische Übersicht. — Erdöl u. Kohle, **8**, S. 767, Hamburg 1955.

Vorläufiger Raumordnungsplan für das Land Hessen: Rhein-Main-Gebiet. — Wiesbaden (Hess. Min. d. Inn., Landesplanung) 1955.

Nachtrag aus dem Jahre 1956

Beisinger, G.: Die Stechpalme „*Ilex aquifolium*" an ihrer pflanzengeographischen Verbreitungsgrenze im Odenwald. — Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt, **3**, 3, S. 135 — 150, 3 Abb., Darmstadt 1956.

Buzengeiger, G.: Wasserwirtschaftliche Beobachtungen im Wesergebiet. Das Abflußjahr 1956. — Die Weser, **30**, 12, S. 145—148, 1 Abb., 4 Tab., Bremen 1956.

Hauck: Das Problem der Gewässerverschmutzung in Hessen. — Ber. abwassertechn. Ver. e. V., 7, S. 232—233, München 1956.

Jorns, W.: Ziegelherstellung und Ziegelverwendung in Deutschland zur Römerzeit. — Amt f. Bodendenkmalspfl. i. Reg.-Bez. Darmstadt, Wegweiser Nr. 1, 4 S., 10 Abb., Darmstadt 1956 = Ziegelindustrie, 18/19, Darmstadt 1956. [Antike Brennöfen in Frankfurt/M.-Höchst, Mainz und Friedberg (Hessen)].

Keller, R.: Der mittlere Wasserbedarf in den Ländern der Bundesrepublik Deutschland. — Geogr. Taschenb., Wiesbaden (Steiner) 1956/57.

Körber, J.: Einzugsbereiche zentraler Orte. Bericht über eine Beispielsuntersuchung in Rheinland-Pfalz. — Ber. deutsch. Landesk., **17**, 1, S. 98—113, Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1956.

Krause, R.: Umrechnung der im ehemaligen Großherzogtum Hessen gebrauchten Ortsmaße in das metrische System. — Darmstadt 1956.

LILLINGER, R.: Probleme der Wasserwirtschaft in Rheinland-Pfalz. — Südwestdeutsch. Wasserwirtsch.-Verb. e. V., Haupttagung u. Mitgl.-Vers. Bad Dürkheim, 19. 10. 1956, S. 11—18, Heidelberg 1956.

MEYNEN, E.: Bevölkerungsdichte der Bundesrepublik Deutschland nach naturräumlichen Einheiten. — Geogr. Taschenbuch 1956/57, S. 312—330, 1 Kte. 1:3000000: Die Bevölkerungsdichte der Bundesrepublik Deutschland nach Naturräumen (31. Dez. 1953), 1956/57.

MÜLLER, K.-J.: Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons. 1. Die Gattung Palmatolepis. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., **494**, S. 1—70, 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf., Frankfurt a. M. 1956.

SCHARLAU, K. & H. JÄGER: Strukturuntersuchungen Landkreis Frankenberg/Eder. — 400 S., Tab., 2 Taf., 35 Ktn., Meisenheim/Glan (Hain KG.) 1956.

WEIGAND, K.: Rüsselsheim und die Funktion der Stadt im Rhein-Main-Gebiet (mit besonderer Berücksichtigung der Pendelwanderung). — Rhein-Main. Forsch., **44**, 1956.

Das Rheinhochwasser im Januar 1955. — 15 S., (Maschinenschr.), Mainz (Wasser- u. Schiffahrtsdirekt. Mainz) 1956.

Standortkarte der deutschen Papier- und Pappen-Fabriken in der Bundesrepublik und in Mitteldeutschland. — 1 Kte. 1:1000000, Darmstadt (Birkner) o. J. [1956].

Nachtrag aus dem Jahre 1957

ADE, A.: Die Gattung *Rubus* in Südwest-Deutschland. Versuch einer Bearbeitung der Brombeerflora Hessens, des nördlichen Bayerns, Badens und Württembergs, einschließlich Rheinhessens, der Pfalz und des Nahegebirges sowie der gesamten Rhön.— Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt, Beih. 7, 217 S., Darmstadt 1957.

ANDRES, J.: Geologische und geophysikalische Ergebnisse im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl u. Kohle, **10**, S. 734, Hamburg 1957. [Autorreferat].

BITTMANN, E.: Gedanken zur Bepflanzung der Rheinufer. — Mitt. Bund.-Anst. Gewässerk. **85**, S. 3—5, Koblenz 1957.

DAMMANN, W.: Schwankungen der Sommerniederschläge im Rahmen rezenter Klimaschwankungen in Westdeutschland. — Meteorol. Rundschau, **10**, S. 197—202, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1957.

FRIEDRICH, W.: Beobachtungen am Lysimeter in Frankfurt (Pumpwerk Hinkelstein). — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 94—97, 1 Tab., Remagen 1957.

GRAHMANN, R. & H. UDLUFT: Einleitung und geographische Übersicht. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 11—14, 1 Abb., Remagen 1957.

JACOBSHAGEN, E.: Der Schädelrest der Frau von Rhünda (Bez. Kassel). — Anatom. Anz., **104**, S. 64—87, Jena 1957.

HENTSCHEL, H.: Die kristallinen Gesteine. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 15, Remagen 1957.

HEROLD, A.: Die geographischen Grundlagen des Obstbaus im Bereich zwischen Maindreieck und Steigerwaldstufe. — Würzburger geogr. Arb., H. 4/5, 1957.

HÖLZL, O.: Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns, sowie Bemerkungen zu den oberbayerischen Cyrenenschichten nebst Beschreibung neuer Arten. — Geologica Bavarica, **29**, 84 S., 6 Abb., 7 Taf., München 1957. [Vergleiche mit Arten aus dem Mainzer Becken].

HÜBSCHMANN, E. W.: Der Landkreis Hersfeld. Strukturuntersuchung. — 269 S., Tab., (Maschinenschr.), 1957.

KAUSCH, W.: Die Transpiration als Ursache für tägliche Grundwasserschwankungen. — Ber. deutsch. bot. Ges., **70**, S. 436—444, Stuttgart 1957 [Grundwassermeßstellen im Botanischen Garten der Techn. Hochschule Darmstadt].

KELLER, R.: Klima und Hydrologie. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 98—107, 5 Tab., Remagen 1957.

Kloft, J.: Territorialgeschichte des Kreises Usingen (Bd. 1. 2.). — Diss., Marburg 1957.

Klöpper, R.: Die naturräumliche Gliederung. — In: Stadt und Landkreis Ludwigshafen a. Rh. Reg. Bez. Pfalz. — D. Landkreise in Rheinland-Pfalz, **2**, S. 42—44, 1 Kte., Speyer 1957.

Lehmann, H.: Tektonik, stratigraphische Probleme und Gangbildungen zwischen Braubach und Kestert am Mittelrhein. — Diss., Clausthal 1957.

Löber, K.: Wanderungen durch die Heimatnatur. — 240 S., Abb., Dillenburg (Weidenbach) 1957.

Meynen, E.: Die wirtschaftsräumliche Gliederung Deutschlands. Aufgabe und Methode.— Deutsch. Geographentag Hamburg, 1. —5. Aug. 1955, Tag.-Ber. u. wiss. Abh., S. 274 bis 281, 1 Kte. 1:600000, Wiesbaden 1957.

Michels, F.: Die Sedimentschichtfolge. Vordevon. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 15/16, Remagen 1957.

— Die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Vordevon. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 30/31, Remagen 1957.

— Die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Devon, Unterdevon. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 31—34, Remagen 1957.

Mössinger, F.: Bergwerke und Eisenhämmer im Odenwald. — Südhess. Post, Schr. f. Heimatk. u. Heimatpfl. i. Starkenburger Raum, **21/22**, 112 S., Heppenheim 1957.

Nöring, F.: Die quartären Ablagerungen. Pleistozän. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 65—67, Remagen 1957.

— Die quartären Ablagerungen. Holozän. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 67, Remagen 1957.

— Die jungpaläozoischen Sedimente (Perm) in der Umrandung des Rheinischen Schiefergebirges, im Werra-Schiefergebirge, Richelsdorfer Gebirge und am Rand von Vogelsberg, Spessart und Odenwald. Rotliegendes. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 40/41, 1 Tab., Remagen 1957.

Nöring, F. & E. Schenk: Die Wasserversorgung im Rhein-Main-Gebiet und im Maintal sowie die wichtigsten Gruppennetze außerhalb des Rhein-Main-Gebietes. Die Hydrogeologie des Rhein-Main-Gebietes. Allgemeines. Hydrogeologischer Überblick. Die großen Wasserwerke des Rhein-Main-Gebietes. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 68—83, Remagen 1957.

Nöring, F., E. Schenk & H. Udluft: Das Tertiär in der Niederhessischen Senke, im Vogelsberg und in seinen Randgebieten sowie im Untermaingebiet. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 60—65, 3 Tab., Remagen 1957.

Paproth, E.: Paläontologische Bearbeitung der in den devonischen Schichten des Siegerlandes enthaltenen Faunen. — Forsch.-Ber. Wirtsch.- u. Verkehrsmin. Nordrh.-Westf., **374**, 27 S., 1957.

Plewe, E.: Mannheim in seinem Raum. — R. deutsch. Städtebücher. Jubiläumsausgabe. 350 Jahre Mannheim. — S. 52—57, 1 Abb., 1 Taf., Mannheim 1957.

Sabanejew, P.: Das Plankton des Diemel- und Edersees und sein Einfluß auf die unterhalb liegenden Flußstrecken. — Ber. limnol. Flußstation Freudenthal, 8, S. 94—105, 4 Abb., Göttingen 1957.

Schmitt, O.: Die Sedimentschichtfolge. Quartär. Pleistozän. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 25/26, Remagen 1957.

— Die Sedimentschichtfolge. Quartär. Holozän. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 27, Remagen 1957.

— Die kristallinen Gesteine im Vorspessart und im nördlichen Odenwald. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 29/30, Remagen 1957.

Schmitt, O. & H. Udluft: Die Sedimentschichtfolge. Tertiär. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 24/25, Remagen 1957.

Schulze, E.-G.: Stratigraphie und Tektonik im Raume Kestert — St. Goarshausen und ihre Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen des Mittelrheingebietes. — Diss., Clausthal 1957.

SCHWIND, M.: Karte der Hagelhäufigkeit im Gebiet der Deutschen Bundesrepublik. — Inf. Inst. Raumforsch. Bonn, 7, S. 510—514, 1 Kte., Bad Godesberg 1957.
— Die Hagelhäufigkeit in der Bundesrepublik Deutschland. — Mitt. Inst. Raumforsch., 36, 37 S., 7 Abb., 1 Kte., Bad Godesberg 1957.
STROBEL, H.: Die pflanzengeographische Gliederung der Vorderpfalz. — Mitt. Pollichia, (3), 6, 84 S., Abb., Taf., = Diss., Mainz 1957.
TEIKE, M.: Die Sedimentschichtfolge. Devon, Oberdevon. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 18, Remagen 1957.
— Die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Devon. Mitteldevon. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 34—36, 2 Tab., Remagen 1957.
— Die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Devon. Oberdevon. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 36—38, 2 Tab., Remagen 1957.
— Die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Karbon. Unterkarbon (Kulm). — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 38—40, 1 Tab., Remagen 1957.
TEIKE, M. & H. UDLUFT: Die Sedimentschichtfolge. Devon. Mitteldevon. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 17/18, Remagen 1957.
THEWS, D.: Die Sedimentschichtfolge. Perm. Rotliegendes. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 19, Remagen 1957.
— Die Sedimentschichtfolge. Jura. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 23/24, Remagen 1957.
THEWS, D., H. UDLUFT & R. ULBRICH: Die Buntsandsteingebiete im Niederhessischen Bergland, am Schiefergebirgsrand (besonders Korbacher und Frankenberger Bucht), in der Rhön, dem Spessart und Odenwald sowie in Oberfranken. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 44—49, 4 Tab., 1 Abb., Remagen 1957.
— — — Mineralwässer. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 90—93, Remagen 1957.
TOBIEN, H.: *Cuon* HODG. und *Gulo* FRISCH (Carnivora, Mammalia) aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach bei Wiesbaden. — Acta zool. cracov., 2, S. 433—445, 3 Taf., Krakau 1957.
TROEGER, H.: Ein 5- bis 6-jähriger Zyklus der Juli-Niederschläge in Mitteleuropa. — Meteorol. Rundschau., 10, S. 39—40, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1957.
UDLUFT, H.: Der geologische Aufbau. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 14/15, Remagen 1957.
— Die hydrogeologischen Verhältnisse. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 28/29, Remagen 1957.
— Die jungpaläozoischen Sedimente (Perm) in der Umrandung des Rheinischen Schiefergebirges, im Werra-Schiefergebirge, Richelsdorfer Gebirge und am Rand von Vogelsberg, Spessart und Odenwald. Zechstein. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 42—44, 1 Tab., Remagen 1957.
— Die wichtigsten Gruppennetze außerhalb des Rhein-Main-Gebietes. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 86—89, Remagen 1957.
— Die Sedimentschichtfolge. Devon. Unterdevon. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 16/17, Remagen 1957.
— Die Sedimentschichtfolge. Karbon. Kulm. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 18/19, Remagen 1957.
— Die Sedimentschichtfolge. Perm. Zechstein. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 19/20, Remagen 1957.
— Die Sedimentschichtfolge. Trias. Buntsandstein. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 20—22, Remagen 1957.
ULBRICH, R.: Die Sedimentschichtfolge. Trias. Muschelkalk. — In: UDLUFT, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 22, Remagen 1957.

Ulbrich, R.: Die Sedimentschichtfolge. Trias. Keuper. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 23, Remagen 1957.
— Die jüngere Trias und der Jura in der fränkischen Schichtstufenlandschaft und den hessischen Gräben. Jüngere Trias. Muschelkalk. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 49—54, 2 Tab., 1 Abb., Remagen 1957.
— Die Möglichkeiten der Grundwassererschließung im Maintal. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 83—86, Remagen 1957.
— Die jüngere Trias und der Jura in der fränkischen Schichtstufenlandschaft und den hessischen Gräben. Jüngere Trias. Keuper. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 54—57, 2 Tab., Remagen 1957.
— Die jüngere Trias und der Jura in der fränkischen Schichtstufenlandschaft und den hessischen Gräben. Jura. — In: Udluft, H.: Hydrogeol. Übersichtskte. 1:500000, Erl. Bl. Frankfurt, S. 57—60, 1 Tab., 2 Abb., Remagen 1957.
Witte, B. C.: Herrschaft und Land im Rheingau. — Mainzer Abh. mittl. u. neuere Gesch., **3**, 244 S., 1 Kte., Diss., Mainz 1957.
Heimatjahrbuch für den Dillkreis 1958, **1**, Dillenburg (Weidenbach) 1957.
Stromgebiet des Rheins/Maingebiet mit 3 Ktn. 1:200000 und alphab. Verzeichnis der Gewässer- und Pegelstellen im Maingebiet. — München (Bayer. Landesst. Gewässerk.) 1957.
Stromgebiet der Weser, Werra und Fulda mit 1 Kte. 1:300000. — München (Bayer. Landesst. Gewässerk.) 1957.

Nachtrag aus dem Jahre 1958

Bartenstein, H.: Stand der Aussichten der Erdöl- und Erdgaserschließung in Westeuropa. — Erdöl u. Kohle, **11**, S. 184—186, Hamburg 1958.
— Die Erdgaslagerstätten in Westeuropa. — Erdöl u. Kohle, **11**, S. 262—263, Übersichtstaf., Hamburg 1958.
Becker, W. F.: Die preußischen Militärstraßen im Deutschen Bund (1815—1866), vornehmlich in Hessen. Ein Beitrag zu den Hegemoniebestrebungen Preußens im nördlichen Deutschland. — Diss., Marburg/Lahn 1958.
Bentz, A.: Hundert Jahre deutsches Erdöl. — Erdöl u. Kohle, **11**, S. 760, Hamburg 1958. [Vortragsreferat.]
Boom, G. van den: Sedimentpetrographische Untersuchung der Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. — Diss., Bonn 1958.
Breitenmoser, A.: Taschenbuch der Rheinschiffahrt. Manuel de la navigation rhénane. — 3. Aufl., Basel (Schiffahrt u. Weltverkehr) 1958.
Faber, K. G.: Die naturräumliche Gliederung. — In: Der Landkreis Bingen, Reg. Bez. Rheinhessen. D. Landkreise in Rheinland-Pfalz, **3**, S. 44—47, 2 Ktn., Speyer 1958.
Ficke, B.: Petrologische Untersuchungen am tertiären basaltischen bis phonolitischen Vulkaniten der Rhön, insbesondere im Gebiet der Wasserkuppe. — Diss., Würzburg 1958.
Frohner, K.: Der Rhein-Main-Donau-Kanal und die Auswirkungen seiner Fertigstellung auf die Wirtschaft Österreichs. Eine wirtschafts- und verkehrsgeographische Untersuchung. — 136 S., Abb., Tab., Ktn., Wien 1958.
Gellert, J. F.: Grundzüge der physischen Geographie von Deutschland, **1**, Geologische Struktur und Oberflächengestaltung. — 492 S., 266 Abb., 94 Taf., 29 Tab., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften) 1958.
Gensicke, H.: Der Landkreis Usingen. Geschichte, Wirtschaft und Kultur. — Heimat-Adreßbuch Kr. Usingen 1958, S. I/9 — I/20, 6 Abb., Usingen 1958.
Grimme, A.: Flora von Nordhessen. Red. bearb. durch Nieschalk, A. & Ch. Nieschalk-Korbach. — Abh. Ver. Naturk. zu Kassel, **61**, Kassel (Selbstverl.) 1958.
Häuser, H.: Die Geographie des Fremdenverkehrs an der hessischen Bergstraße. — Diss., Mainz 1958.

HEIMBACH, W.: Tektonische und gravitative Deformation in der Trias Unterfrankens. (Kurzfassung). — Diss., 20 S., Abb., Würzburg 1958.

HEMPEL, H.: Eiszeitklima und Gesteinsstruktur – ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. — Eiszeitalter u. Gegenw., **9**, S. 49—60, 6 Abb., Öhringen 1958.

HERGUTH, A.: Der Landkreis Frankenberg (Eder). Sein Werden, sein Gesamtbild, die Bevölkerung, die Wirtschaft, die öffentliche Verwaltung, die Kultur und der Verkehr. Stand November 1958. — Heimat-Adreßbuch Lkr. Frankenberg, S. I/9 — I/29, 12 Abb., 5 Tab., 1958.

HERRMANN, F.-R.: Die vorgeschichtlichen Funde und die Geländedenkmäler der Kreise Obertaunus und Usingen. — Saalburg.-Jb., **17**, S. 13 ff., 1958.

HILTERMANN, H.: New reports: Germany. — Micropaleontology, **4**, S. 218 —219, New York 1958.

HOPPE, W.: Die Bedeutung der geologischen Vorgänge bei der Metamorphose der Werra-Kalilagerstätte. — Freiberg. Forschungsh., A **123**, S. 41—60, 1958.

JANETZKOWSKI, J.: Auswirkungen der Flurbereinigung und Wirtschaftsberatung in der Gemeinde Schaafheim. — Schriftenreihe für Flurbereinigung, H. 27, 138 S., Abb., Diss., Gießen 1958.

KELLER, R., R. GRAHMANN & W. WUNDT: Das Wasserdargebot in der Bundesrepublik Deutschland. — Forsch. deutsch. Landesk., **103**, **104**, **105**, Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1958.

KLAGHOLZ, K.: Untersuchungen über die gegenwärtige landwirtschaftliche Betriebsgrößenstruktur und deren Entwicklungsmöglichkeiten in Kreisen des Regierungsbezirks Wiesbaden. — Diss., 126 S., Abb., Tab., Gießen 1958 = Ber. d. Arbeitsgem. Verbesserung Agrarstruktur i. Hessen AVA, 6, Wiesbaden 1958.

KNAPP, R.: Pflanzengesellschaften des Vogelsberges unter besonderer Berücksichtigung des „Naturschutzparkes Hoher Vogelsberg". — Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt, **4**, 3, S. 161—220, Abb., Tab., Darmstadt 1958.

KNAUSS, E.: Das 1200-jährige Londorf und die Rabenau. Ein Heimatbuch. — Londorf 1958.

KNICKMANN, H.: Die Bodenschätzung in der Bundesrepublik Deutschland und der Stand ihrer Auswertung. — Ber. österr. Ges. Förd. L.-Forsch. u. L.-Planung, **2**, 2, 1958.

KRETSCHMER, F.: Bilddokumente römischer Technik. — Im Auftr. d. Ver. deutsch. Ing. zusammengest. u. bearb., 104 S., 158 Abb., Düsseldorf (VDI-Verlag) 1958.

KUSS, E.: Über eine 25 Millionen Jahre alte Wirbeltierfauna von Büchelberg in der Pfalz.— Mitt. Pollochia, pfälz. Ver. Naturk. u. Natursch., (3), **5**, S. 129—134, 1958.

MICHEL, E.: Fische aus den Hydrobienschichten bei Frankfurt-Louisa. — Aufschluß, **9**, S. 317—318, 3 Abb., Heidelberg 1958.

NAHRGANG, K.: Stadt und Landkreis Offenbach a. M. Atlas für Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft und Kultur. — N. Lfg., 10 Ktn., 5 Taf., Abb., Tab., Frankfurt/M. (Kramer) 1958.

PETZINGER, W. & H. WEINHEIMER: Die Wüstungen im Kreis Groß-Gerau. — Lebendige Heimat. D. Krs. Groß-Gerau. Aus Anlaß d. 125-jähr. Bestehens d. Krs., S. 109 ff., Darmstadt (Roether) 1958.

PISTOR, G.: Hundert Jahre Griesheim 1856—1956. Ein Beitrag zur Geschichte der chemischen Industrie. Unter Mitw. v. C. JAKOBI, F. RITTER u. a.— 245 S., Abb., Tegernsee/Obb. 1958.

PÜRSCHEL, W.: Der Wasserverbrauch von Industrie, Handwerk und Kleingewerbe. — Frankfurt/M. 1958.

RUPPERT, K.: Der Beitrag der Forschungsgesellschaft für Agrarpolitik und Agrarsoziologie zur Kenntnis der deutschen Agrarlandschaft. — Ber. deutsch. Landesk., **21**, 1, 1958.

RUST, A.: Können wir zum Unterkiefer von Mauer weitere Skelettreste von *Homo heidelbergensis* auffinden? — In: Hundert Jahre Neanderthaler, S. 287—289, Utrecht (Kemink & Zoon) 1958.

Sandner, G.: Die verschieden raumdifferenzierende Wirkung von Eisenbahn- und Autobuslinien. Dargestellt am Beispiel Nordhessens. — Petermanns Mitt., **102**, 2, S. 104 ff., 1958.

Schaab, M.: Die Entstehung des pfälzischen Territoriums am unteren Neckar und die Anfänge der Stadt Heidelberg. Die Verkehrslage Heidelbergs im 13. Jahrhundert. — Z. Gesch. Oberrheins, **106** (N. F. 67), 2, S. 233 ff., 1958.

Schmidt, H.: Cornberger Fährten melden 5 Reptilordnungen. — Paläont. Z., **32**, 4, Stuttgart 1958.

— Cornberger Fährten und Geschichte der Reptilien. — Forsch. u. Fortschr., **32**, S. 228 bis 230, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1958.

Schönberger, H.: Das römische Kastell in Altenstadt, Kreis Büdingen. — Büdinger Geschichtsbl., **2**, S. 9—14, 1 Abb., Büdingen 1958.

Skibbe, B.: Agrarwirtschaftsatlas der Erde. — Gotha (VEB H. Haack) 1958. [Kte. „Bodentypen"].

Stein, U.: Zahnärztliche Reihenuntersuchungen bei Kasseler Schulkindern, viereinhalb Jahre nach Beginn der Trinkwasserfluoridierung (1957). — Diss., Marburg 1958.

Théobald, N.: *Elephas trogontherii* Pohlig dans les alluvions anciennes du niveau de Griesheim (Bas-Rhin). — Bull. Serv. carte géol. Alsace-Lorr., **11**, 2, S. 21—24, 1 Abb., Straßburg 1958. [Vergleiche mit Mosbach].

Wittrock, K.: Raumordnung, Raumplanung und Raumpolitik. Eine Darstellung der neuen staats- und kommunalpolitischen Gemeinschaftsaufgaben und ihrer Lösung nach den Erkenntnissen der Landesplanung in Hessen. — 64 S., Wiesbaden (Hess. Min. Inn., L.-Planung) 1958.

Zakosek, H.: Die Böden des Rheingaukreises und ihre pflanzenbauliche Nutzung. (Erläuterung zur Bodenkarte des Rheingaukreises 1:50000). — Rheingau v. morgen. Entwurf z. e. Kreisentwicklungspl., Beih. 1, S. 43—69, 2 Taf., Tab., 3 Prof., Rüdesheim 1958.

Die deutsche Erdölgewinnung im Jahre 1957. — Erdöl u. Kohle, **11**, S. 485—488, 3 Tab., Hamburg 1958.

Deutscher Planungsatlas, Bd. Rheinland-Pfalz, 4 Ktn. 1:1000000, Mainz (Akad. Raumforsch. u. L.-Planung Rheinland-Pfalz) 1958.

Erste Ergänzung zum Klimaatlas für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — Hrsg. Meteorol. u. Hydrogr. Dienst d. DDR., 1 Kte. 1:1000000, Berlin (Akademie-Verl.) 1958.

Die Landwirtschaft der Bundesrepublik Deutschland. — Hrsg. v. Land- u. Hauswirtschaftl. Auswertgs.- u. Informationsdienst e. V., Bad Godesberg 1958. [Karte „Hauptbodenarten"].

Die Goldene Wetterau. Ein Heimatbuch zum 125-jährigen Jubiläum des Mathildenstifts.— Hrsg. v. d. Kreissparkasse Friedberg in Hessen, 183 S., Taf., Friedberg i./Hess. 1958 [Hinweise auf Geologie und Bergbau].

Nachtrag aus dem Jahre 1959

Anacker, H.: Vulkanschlote und andere Intrusionen im „Grenzlager"-Gebiet an der oberen Nahe. — Mitt. Ver. Heimatkund. Landkr. Birkenfeld u. Heimatfreunde Oberstein, **22**, S. 2—15, 5 Abb., 1959.

Andres, J. & A. Schad: Seismische Kartierung von Bruchzonen im mittleren und nördlichen Teil des Oberrheingrabens und deren Bedeutung für die Ölansammlung. — Erdöl u. Kohle, **12**, S. 323—334, 12 Abb., Hamburg 1959.

Ankel, C.: Eine neue Siedlung der linearbandkeramischen Kultur in Oberhessen. — Nassau. Heimatbl., **49**, 1, S. 1—9, Abb., 18 Taf., Wiesbaden 1959.

Bachmann, M.: Das Unter- und Mitteldevon im Bereiche des Latroper und Züschener Sattels zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. — 216 + 17 S., Abb., Ktn., Taf., Diss., (Maschinenschr.), Münster 1959.

BAHLOW, H.: Die Bachnamen auf -apa, im Lenne-, Ruhr-, Sieg-, Lahn- und Eder-Raum, als prähistorische Denkmäler. Dem 6. Internationalen Kongreß für Namensforschung, München 1958, dargeboten. — 23 S., Hamburg (Bahlow) 1959.

BALKE, S.: The state of German water resources. — Aqua, H. 2, S. 13—17, 1959.

BARGON, E.: Ergebnisse der Bodenkartierung in Pfaffen-Beerfurth. — Mitt.-Bl. Kreisobstbauverb., 25/26, Erbach/Odenw. 1959.

BAUER, L.: Beiträge zur Hydrogeographie Thüringens. Vergleichende Untersuchung der Geofaktoren, die Wasserhaushalt, Abflußverhalten und hydrologischen Charakter der Flüsse und Einzugsgebiete bestimmen. — Habil. Schr., Jena 1959.

BAUR, F.: Die Sommerniederschläge Mitteleuropas in den letzten $1^1/_2$ Jahrhunderten und ihre Beziehungen zum Sonnenfleckenzyklus. — 79 S., 2 Abb., 19 Tab., Leipzig (Akad.-Verl.) 1959.

BEIMBORN, A.: Wandlungen der dörflichen Gemeinschaft im Hessischen Hinterland. Eine geographisch-volkskundliche Untersuchung von sechs Gemeinden des Kreises Biedenkopf. — Diss., Marburg 1959.

BERG, K. & H. HAMMEL: Sonderplanungen Wasserversorgung Rhein-Main und Wasserversorgung Mittelhessen. — Wasser u. Boden, **11**, 5, S. 156—161, 3 Abb., 3 Ktn., 1959.

BERGMANN, W.: Neumorschen. 1259—1959. Eine Heimatgeschichte der Gemeinde Neumorschen und des Morschen-Haydauer Raumes als alten Gerichtes auf der Fulda. — 339 S., Taf., Neumorschen 1959. [Wüstungen im Morschener Raum].

BOIGK, H.: Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1958. — Erdöl u. Kohle, **12**, 6, S. 457—464, 4 Tab., 2 Ktn., Hamburg 1959.

BORCHERT, H.: Ozeane Salzlagerstätten, Grundzüge der Entstehung und Metamorphose ozeaner Salzlagerstätten sowie des Gebirgsverhaltens von Salzgesteinsmassen. — 8 + 237 S., 28 Abb., 10 Tab., 1 Schichtprof., Berlin-Nik. (Bornträger) 1959.

BOSSDORF, R.: Das Kristallin im Raume Gadernheim und Laudenau (Odenwald). — 98 S., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Freiburg i/B. 1959.

BRAUN, W.: Berg- und Gebirgsnamen Oberhessens und ihre sprachliche Bedeutung. — Wetterauer Geschichtsbl., **7/8**, S. 5—15, Friedberg 1959.

CASPER, H.: L'aménagement du parcours allemand du Rhin. Mésures éxécutées, en cours et en projet. — La Houille Blanche, **14**, 2, S. 229—248, 1959.

DAMMANN, W.: Untersuchung über Schwankungen der Winterniederschläge in Deutschland. — Arch. Meteorol. Geophys. Klimatol., B. Allg. u. biolog. Klimatol., **10**, 1, S. 17 — 37, 6 Abb., 5 Tab., 1959.

DEMANDT, K. E.: Geschichte des Landes Hessen. — 529 S., Kassel-Basel (Bärenreiter) 1959.

DIEL, K.: Worms und der Odenwald. Ein Literaturbericht als Handreichung für die Heimatforschung. — Odenwald, **6**, 2, S. 42—54, 2 Ktn., Darmstadt 1959.

DOTT, F.: Versunkene Dörfer rings um Gudensberg. — Hess. Heimat, N. F., **9**, 2, S. 15 — 18, Melsungen 1959/60.

DUDEL, H.: Eine kurortklimatische Betrachtung am Beispiel Bad Soden. — Arch. phys. Therapie, **11**, S. 75—76, 1959.

EHRENDREICH, H.: Stratigraphie, Tektonik und Gangbildung im Gebiet der Emser Blei-Zinkerzgänge. — Diss., Berlin 1959.

ENGELS, B.: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. — Geotekton. Forsch., **13**, 129 S., 146 Abb., 6 Beil., 6 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1959.

ENSTIP, H.-J. & P.-H. PETER: Dorfauflockerung und Aussiedlung. — In: Dorfplanung und Bauernhof, S. 47—67, Abb., München 1959.

ERNST, E.: Anspach, seine Wirtschaftstruktur und seine Landschaft. — Usingen 1959.

ESCHWEILER, W.: Die Wasserbilanz des Sommers 1959 in den westdeutschen Stromgebieten. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **3**, 6, S. 136—139, 14 Abb., 1 Kte., 1959.

FAHLBUSCH, K.: Zur geologischen Entstehungsgeschichte des Felsenmeeres. — In: JORNS, W.: „Der Felsberg im Odenwald", Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959.

FISCHER, E.: Eschwege. Wegweiser durch Kreis und Stadt. — 2. Aufl. ,240 S., Abb., 1 Kte., Eschwege (A. Götting) 1959.

Fricke, W.: Sozialfaktoren in der Agrarlandschaft des Limburger Beckens. — Rhein.-Main. Forsch., 48, Frankfurt/Main 1959.

Gehring, A.: Über die Ergebnisse 5 jähriger bakteriologischer Kontrollen in Mineralbrunnenbetrieben. — Arch. Hyg. u. Bakt., **143**, 6, S. 456—472, 1959. [Chemisches Labor Fresenius, Wiesbaden].

Guex-Rolle, H. & A. Guex-Rolle: Der Rhein. Ein Bilderbuch mit 144 photographischen Aufnahmen. — 40 S. Text, 144 S. Abb., Zürich, Stuttgart (Fretz u. Wasmuth) 1959.

Gutmann, S.: Die Heilquellen der Bundesrepublik Deutschland. Eine geologisch-chemisch-biologische Betrachtung. — 118 S., Abb., 1 Kte., Ettlingen/Baden 1959.

Haefke, F.: Physische Geographie Deutschlands. — 357 S., 125 Abb., 25 Fotos, 19 Ktn., Berlin (VEB Deutsch. Verl. Wiss.) 1959.

Harth-Rudolf, F.: Beiträge zur Kenntnis der Bodenbildung auf Dünen im nördlichen Oberrheintal. — 108 S., Taf., Anl., (Maschinenschr.), Diss., Freiburg i/B. 1959.

Heuson, H. V.: Das Dorf Floßbach. Entstehung und Niedergang. — Arch. hess. Gesch. Altertumsk., N. F., **26**, 1, S. 79—87, 1 Abb., 1959. [Wüstung zwischen Kefenrod u. Wenings, Kr. Büdingen].

Hiltermann, H.: New reports: Germany. — Micropaleontology, **5**, S. 266—268, New York 1959.

Hoppe, W.: Zyklische Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen. — Ber. geol. Ges. DDR., **4**, S. 3—58, 3 Tab., 3 Abb., 1959.

Jorns, W.: Der Felsberg im Odenwald. — Inv. d. Bodendenkmäler, H. 1, 76 S., 5 Abb., 9 Taf., 1 Übersichtspl. 1:4000, 15 Lagepl. 1:200, Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959.

— Welchen Weg benutzten die römischen Transporte? — In: Jorns, W.: „Der Felsberg im Odenwald", Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959.

— Zur Geschichte und zum Alter der römischen Granitindustrie auf dem Felsberg. — In: Jorns, W.: „Der Felsberg im Odenwald", Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959.

Kaiser: Veränderungen der Wirtschaftskraft der Bundesländer 1950—1958. — Staat u. Wirtsch. i. Hessen, **14**, 9, S. 225—228, 4 Tab., 2 Abb., 1959.

Kessler, A.: Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald. — 162 S., Taf., (Maschinenschr.), Diss., Heidelberg 1959.

Klötzer, W.: Die nassauischen Petitionen an die Frankfurter Nationalversammlung 1848/49. — Nass. Ann., **70**, 1959.

Knöpp, F.: Wert der Flurnamenkunde als Erkenntnisquelle für die Beschaffenheit der Altsiedellandschaft. — Sch.-R. d. Naturschutzstelle Darmstadt, **5**, 1, 1959.

Krayer, A.: Kostenstruktur, Wirtschaftlichkeit und Einkommensverhältnisse in Weinbaubetrieben unter verschiedenen Standortbedingungen. — Diss., Gießen 1959. [Rheinhessen und Rheingau].

Krüger, H.: Frühpaläolithische Geröllartefakte vom Typ „Pebble tool" in Oberhessen?. — Eiszeitalter u. Gegenw., **10**, S. 165—198, 14 Abb., 1 Tab., Öhringen/Württ. 1959.

Kulawik, K.: Die zweckmäßigen landwirtschaftlichen Betriebsgrößen im Kreise Erbach (Odenwald) dargelegt an den Verhältnissen in 37 landw. Betrieben. — Diss., Gießen 1959.

Kulick, J.: Zur Stratigraphie der Kulmgrauwacken im Edergebiet. — 71 S., Abb., Taf., (Maschinenschr.), Diss., Göttingen 1959.

Kunz, R.: Dorfordnungen der Herrschaft Franckenstein aus der 2. Hälfte des 16. Jahrhunderts. — Arch. hess. Gesch. Altertumsk., N. F., **26**, 1, S. 1—42, 1 Tab., 1959.

Leibbrand, K.: Wirtschaftliche Fragen des Ausbaues der Lahn. — Int. Arch. Verkehrswes., **11**, 6, S. 184—192, Tab., 1959.

Lillinger, R.: Neue Wege zur Erosionsverhinderung in den Weinbergen des Landes Rheinland-Pfalz. — Wasser u. Boden, **11**, 12, S. 441—443, 3 Abb., 1959.

Lippert, H. J., H. Hentschel & M. Teike: Exkursionsbericht zur Tagung des Naturhistorischen Vereins Dillenburg 28.—31. 5. 1958. — Decheniana, **111**, S. 199—209, Bonn 1959.

LOEWE, G.: Einzelbeschreibung der römischen Werkstücke. — In: JORNS, W.: „Der Felsberg im Odenwald", Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959.

LUDWIG, W.: Schriftenverzeichnis zur hessischen Pflanzenwelt 1941—1957. — Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt, **4**, 4, S. 229—296, Darmstadt 1959.

MALZAHN, E.: Die Ergebnisse der deutschen Erdölaufschlußtätigkeit im Jahre 1958. — Erdöl-Z. Bohr- u. Fördertechnik, S. 59—67, 1959.

MAY, K. H.: Zur Lage der Wüstung Rodenbach. — Nassau. Ann., **70**, S. 213—215, 1 Abb., 1959. [Zwischen Zorn u. Nauroth, Untertaunuskreis].

MERIAN, M.: Topographia Hassiae, et regionum vincinarum: Das ist Beschreibung und eygentliche Abbildung der vornehmsten Stätte und Plätze in Hessen. — Faksimiledruck d. 2. Aufl. v. 1655. Neue Ausg. — Topographia Germaniae, 1, 201 S., 3 Ktn., 183 Abb., Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959. [Anhang ergänzt das Gebiet auf die Ausdehnung des heutigen Landes Hessen].

MOST, O.: Rheinschiffahrt: Gesicht und Gestaltung. Ein geopolitischer und verkehrswirtschaftlicher Überblick. — Z. Binnenschiffahrt, **86**, 8, S. 343—354, Tab., 1959.

NAHRGANG, K.: Vorgeschichtliche Grabhügelgruppen im Offenbacher Wald. — Stadt- u. Landkreis Offenbach. Stud. u. Forsch., Beih. z. Atlas Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft u. Kultur, 5, S. 105—136, Abb., Ktn., Taf., Frankfurt a. M. 1959.

NEUWIRTH, G.: Bewegungsvorgänge im Kalibergbau des Werra-Fulda-Gebietes. — 95 S., Abb., Diss., Kiel 1959.

NICOLAY, W.: Frankfurt und der Rheingau. — 48 S., Abb., Frankfurt a. M. (Selbstverl.) 1959.

NITZ, H.-J.: Die ländlichen Siedlungsformen des Odenwaldes. Untersuchungen über ihre Typologie und Genese und die Prinzipien der räumlichen Organisation des mittelalterlichen Siedlungsbildes. — Diss., Heidelberg 1959.

NÖTHLICH, K. & H. KNÖPP: Gütebild der Fulda von Mecklar bis Hann. Münden. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **3**, 2, S. 30—37, 2 Tab., 3 Abb., 1959.

PANZER, W.: Der Nahedurchbruch bei Bingen. — Mitt. Landesgesch. u. Volksk. Reg. Bez. Trier u. Koblenz, **4**, 4, S. 171—179, 1 Kte., 1959 = Mitt.-Bl. rheinhess. Landesk., **8**, 4, S. 198—203, 1 Abb., Mainz 1959.

PARDÉ, M.: Quelques considérations générales sur l'hydrologie du Rhin et sur les aménagements de ce fleuve. — La Houille Blanche, **14**, 2, S. 101—114, 1959.

PETZINGER, W.: Der sozialgeographische Strukturwandel im nördlichen hessischen Ried.— Geogr. Rdsch., **11**, 12, S. 480—489, 4 Ktn., 3 Abb., 1959.

PICHL, K.: Wasserspiegel-Flächenaufnahme am Rhein. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **3**, 3, S. 45—50, 4 Abb., Ktn., 1959.

PRINZ, H.: Die Geologie des unteren Großen Lautertales und des angrenzenden Donaugebietes. Blatt Munderkingen (Nr. 7723), 1:25000. — Diss., Stuttgart 1959.

REH, H.: Geologische Auswertung der Erkundungsergebnisse für die mineralische Rohstoffbasis der Sodafabrik Buchenau (Werra). — Z. angew. Geol., **5**, S. 344—349, 6 Abb., Berlin 1959.

RÖDER, J.: Zur Technik der römischen Granitindustrie. — In: JORNS, W.: „Der Felsberg im Odenwald", Kassel—Basel (Bärenreiter) 1959.

ROSENBERGER, W.: Der Tonbergbau in Rheinland-Pfalz. — Oberbergamt Rheinl.-Pfalz i. Bad Ems u. d. Bergb. i. s. Bez., S. 39—43, 2 Tab., Brilon—Basel 1959.

RÜBESAME, O.: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte der mineralogischen, geologischen und paläontologischen Fachbibliographie. Mit Bibliographie der Bibliographien. — 4+413 S., Taf., Diss., Halle 1959.

SCHÄFER, K.: Die zweckmäßigen landwirtschaftlichen Betriebsgrößen in den einzelnen Landschaftskreisen des Dillkreises. — Diss., Gießen 1959.

SCHEMANN, H.-H.: Zur Stockwerktektonik am Ostende des Remscheid-Altenaer Sattels.— 90 S., Abb., Anh., (Maschinenschr.), Diss., Münster 1959.

SCHEU, E.: Die deutschen Mittelgebirge. Beziehungen der Wirtschaftsstruktur zum Siedlungsraum. — Geogr. Rdsch., **11**, 3, S. 103—110, 1959.

Schleiermacher, W.: Der römische Limes in Deutschland. Ein archäologischer Wegweiser für Autoreisen und Wanderungen. — 242 S., 42 Abb., Berlin (Mann) 1959.

Schmitt, A.: Führer durch Fulda und Umgebung. — 4. Aufl., 148 S., Abb., Fulda (Parzeller & Co.) 1959.

Schneider, E.: Strukturuntersuchung Stadt Offenbach a. M. 1958/1959. — 128 S., Tab., Ktn., (Maschinenschr.), Frankfurt a. M. 1959.

Schröder-Lembke, G.: Wesen und Verbreitung der Zweifelderwirtschaft im Rheingebiet. — Z. Agrargesch. u. Agrarsoziol., **7**, 1959.

Schulze, W.: Die Oberflächenformen des Vogelsberges. — Marburger geogr. Schr., 13, 195 S., Prof., Ktn., Marburg (Geogr. Inst. Univ.) 1959.

Sperling, W.: Beiträge zur Entwicklung der Agrarlandschaft im nördlichen vorderen Odenwald. — Diss., Frankfurt/Main 1959.

Steckhan, H.-U.: Pollenanalytisch-vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur frühen Siedlungsgeschichte im Vogelsberg, Knüll und Solling. — Diss., Göttingen 1959.

Träder, L. E.: Geschichte der wirtschaftlichen Entwicklung des Klosters Ober-Ilbenstadt in der Wetterau. — Diss., Frankfurt/Main 1959.

Watz, H.: Zum Schutze der Heimatlandschaft. 30 Jahre Naturschutz und Landschaftspflege im Kreise Wetzlar. — Heimatkal. Kr. Wetzlar, S. 94—130, 18 Abb., 1959.

Weier, J. & B. Lessing: Hessen. 1. Politische Geschichte. 2. Gebiet und Bevölkerung. 3. Wirtschaft. 4. Politische Verhältnisse. — Staatslexikon Recht, Wirtsch., Ges., **4**, Sp. 64—75, Tab., Freiburg 1959.

Weiler, W.: Die Fischreste aus den Ziegeleitonen von Ravolzhausen bei Hanau. — Jb. wetterau. Ges. ges. Naturk., 88—112, S. 51—52, Hanau 1959.

Bad Homburg. Das Heilbad am Taunus. — 64 S., zahlr. Abb., 1 Kte., Bad Homburg (Zeuner & Co.) o. J. [1959].

Die Bundeswasserstraßen der Bundesrepublik Deutschland mit der Gliederung der Wasser- und Schiffahrtsverwaltung. — B.-Anst. Landesk. u. Inst. f. angew. Geodäsie, 1 Kte. 1:1000000, Bonn (Bund. Verk. Min.) 1959

Festschrift zur Neunhundertjahrfeier Bad Orb. — 72 S., Abb., Bad Orb 1959.

1000 Jahre Gemeinde Donsbach. — 80 S., Abb., Donsbach 1959. [Beiträge zur Siedlungsgeschichte, Geologie u. allg. Gesch.].

Reinhaltung des Rheins. — Gas- u. Wasserf., **100**, 44, S. 1129—1160, Abb., Tab., Ktn., München (Oldenbourg) 1959.

Rhein-Main-Schnellweg, Bahnverlegung und das Rüdesheimer Verkehrsproblem. Denkschrift der Stadt Rüdesheim am Rhein zur Raumordnung im Mittelrheingebiet. — 12+8 S., 5 Abb., Rüdesheim 1959.

Statistisches Taschenbuch für das Land Hessen. — Ausg. 3, 172 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1959.

Vergleichende Städtestatistik süddeutscher Städte. Jahresübersicht 1958. F. d. Arbeitsgemeinsch. Süd i. Verb. deutsch. Städtestatistiker zsgest. u. bearb. v. Stat. Amt Stadt Mannheim. — 17 S., Tab., Mannheim 1959.

Der Verkehr im Rheingebiet. Gutachten d. Forschungsaussch. Raum und Verkehr der Akad. f. Raumforsch. u. Landesplan. über die Entwicklungs- und Gestaltungsprobleme des Verkehrs im Rheingebiet. — Forsch.- u. S.-Ber. Akad. Raumforsch. u. Landespl., **13**, = Raum u. Verkehr, Forsch.-Ber. d. Ausschusses Raum u. Verk. d. Akad. Raumforsch. u. Landespl., **5**, 14+213 S., Ktn., Tab., Bremen-Horn (Dorn) 1959.

Wasserwirtschaftliche Vorbehalts- bzw. wichtigste Gefahrengebiete bei der Standortwahl für Leistungsreaktoren. — 1959.

Nachtrag aus dem Jahre 1960

Bambauer, H. U.: Der permische Vulkanismus in der Nahemulde. 1. Lavaserie der Grenzlagergruppe und Magmatitgänge bei Idar-Oberstein. — N. Jb. Mineral., Abh., **95**, 2, S. 141—199, 11 Abb., 32 Tab., 5 Taf., 1 Kte., Stuttgart 1960.

BARGON, E.: Über die Entwicklung von Lockerbraunerden aus Solifluktionsmaterial im vorderen Odenwald. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk., **90**, 1960.

BAUER, L.: Zur vergleichenden Hydrogeographie Thüringens. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, S. 256—271, 7 Abb., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

BORCHERT, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. — Geol. Rdsch., **50**, S. 131—165, 7 Abb., Stuttgart 1960. [Lagerstätten vom Lahn-Dill-Typ].

BOSUM, W.: Erdmagnetische Messungen im Deckdiabasgebiet der Dillmulde und ihre Auswertung. — Z. Geophys., **26**, S. 144—157, 177—216, 36 Abb., Würzburg 1960.

BREMER, H.: Neuere flußmorphologische Forschungen in Deutschland und ausgewählte Probleme der Flußmorphologie deutscher Ströme. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, S. 283—299, 5 Tab., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

BRINKMANN, R., K. O. MÜNNICH & J. C. VOGEL: Anwendung der C^{14}-Methode auf Bodenbildung und Grundwasserkreislauf. — Geol. Rdsch., **49**, 1, S. 244—253, 1 Abb., Stuttgart 1960. [Messungen an Lysimetern in Gießen.]

BUZENGEIGER, G.: Das Abflußjahr 1960. Wasserwirtschaftliche Beobachtungen im Wesergebiet – November 1959 bis Oktober 1960. – Die Weser, **34**, 12, S. 190—192, 1960.

— Aufgaben der Edertalsperre heute und in Zukunft. — Die Weser, **34**, 9, S. 129—131, 1960.

CHATTERJEE, N. D.: Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**, 2, S. 137—180, 5 Taf., 2 Ktn., 8 Abb., 16 Diagr., 10 Tab., Stuttgart 1960.

DAHLKAMP, F. J. & F. SCHWILLE: Geoelektrische Widerstandsmessungen als Hilfsmittel bei der Wassererschließung in Rheinhessen. — Koblenz 1960.

DEGENS, E. T., G. KNETSCH & H. REUTER: Ein geochemisches Buntsandstein-Profil vom Schwarzwald bis zur Rhön. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**, 2, S. 181—233, 5 Abb., 11 Diagr., 7 Tab., Stuttgart 1960.

DORN, P.: Geologie von Mitteleuropa. — 2. Aufl., 16+488 S., 126 Abb., 19 Taf., 11 Tab.-Beil., Stuttgart (Schweizerbart) 1960.

DUPHORN, K. D.: Die pliozänen und pleistozänen Ablagerungen im Sülzbachtal zwischen Haselbach und Sülzfeld im östlichen Rhönvorland. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 354 bis 367, 5 Abb., 4 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1960.

ERBEN, H. K.: Primitive Ammonoidea aus dem Unterdevon Frankreichs und Deutschlands. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110**, 1, S. 1—128, 6 Taf., 25 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1960. [Material u. a. aus dem Kellerwald.]

FELKEL, K.: Strombau-Geschichte der Binger-Loch-Strecke des Rheins. — Beitr. Rheink., 12, S. 26—44, Koblenz (Rhein-Museum) 1960.

FRENZEL, G.: Die neuerschlossene Schlotbrekzie am Katzenbuckel im Odenwald und ihre Randgesteine. — N. Jb. Mineral., Abh., 94 (Festbd. Ramdohr), S. 1333—1358, 3 Abb., 4 Taf., 2 Tab., Stuttgart 1960.

FRICKE, W.: Die Beeinflussung der sozialräumlichen Struktur durch die nassauischen Territorien. — Nass. Ann., **71**, Wiesbaden 1960.

GAERTNER, H.-R. von: Über Gebirgszusammenhänge in den mitteleuropäischen varistischen Ketten (Geosynklinale und Lineament). — Geol. Rdsch., **50**, S. 433—438, Stuttgart 1960.

GANSSAUGE, G. u. a.: Kreis der Eder. Seit 1942 Teil des Kreises Waldeck. — 8+364 S., 110 S. Abb., Korbach (Bing) 1960.

HARKORT, D., R. HERRMANN & D. PAETSCH: Untersuchung eines weißbrennenden Tons von Langendernbach. — Sprechsaal f. Keramik, Glas, Email, **93**, S. 200—205, 4 Tab., 10 Abb., 1960.

HAUSCHULZ, J.: Speichermöglichkeiten von Oberflächenwasser in Hessen. — Deutsch. gewässerk. Mitt., 4, 6, S. 128—129, 1960.

HEIM, D.: Die Tonsteine des Saar-Nahe-Gebietes. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 774 bis 775, Hannover 1960. [Vortragsreferat.]

Hentschel, H.: Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. — Geol. Rdsch., **50**, S. 33 bis 45, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1960. [Lahn-Dill-Gebiet.]

Huckriede, R.: Die Ordoviz-Gerölle des hessischen Tertiärs und ihre Verwendung in einer pleistozänen Geröllkultur. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**, 2, S. 234—256, 4 Abb., Stuttgart 1960.

Huhle, F.: Untersuchung über die Verflechtung im engeren Untermaingebiet. — Schr.-R. Ind.- u. Handelskammer, 15, Frankfurt/Main 1960.

Jacob, H.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Frage des Braunkohlen-Bitumens. — Geol. Jb., **77**, S. 615—644, 2 Abb., 13 Tab., Hannover 1960. [Borken bei Kassel.]

Jacobj, E.: Die Bodenverhältnisse im oberen Modau-Tal (Odenwald) mit besonderer Berücksichtigung von Bodenabtrag und Bodenerhaltung. — Diss., Gießen 1960.

Jäger, C. & W. Vesper: Ausgrabungen in der Wüstung Stroford bei Grebenstein. — Heimatjb. Hofgeismar, S. 33—38, Abb., 1 Pl., 1960.

Jux, U.: Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110**, 2/3, S. 186—392, 25 Abb., 22 Taf., 6 Beil., Stuttgart 1960.

Kahlke, H.-D.: Die Cervidenreste aus altpleistozänen Sanden von Mosbach (Biebrich-Wiesbaden). T. 1. Die Geweihe, Gehörne und Gebisse. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. u. Biol. 1959, **7**, Berlin 1960.

Keil, H. & K. Schubach: Wasserhaushalt im südlichen Vogelsberg. — Lauterbacher Samml., **28**, Lauterbach/Hessen 1960.

Keller, R.: Die gewässerkundliche Forschung in Deutschland, Entwicklung und Aufgaben. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, S. 243—256, Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

Kern,H. & A. Sandreczki: Mittlere Häufigkeit und regionale Verteilung großer Tagessummen des Niederschlages in Bayern. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **4**, Sonderh., S. 44—47, 1960.

Kiess, F.: Erfahrungen mit einem neuen Schlammentwässerungsgerät (Rhewum). — Ber. abwassertechn. Ver., Tagung Landesgruppe Baden-Württemberg, **11**, S. 198 — 207, München (Oldenbourg) 1960. [Klärwerke Weinheim-Nord.]

Klöpper, R. & C. Rathjens: Die wirtschaftsräumlichen Einheiten im Raume Saar-Nahe-Rhein. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, 1, S. 30—69, 1 Kte., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

Körber, J.: Die zentralörtlichen Bereiche im Raume zwischen Rhein und dem Saarland.— Ber. deutsch. Landesk., **25**, 1, S. 69—80, 1 Kte., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

Korneck, D.: Beobachtungen an Zwergbinsengesellschaften im Jahre 1959. — Beitr. naturkundl. Forsch. Südwestdeutschland, **19**, 1, S. 101—110, Karlsruhe 1960. [Westerwald, Vogelsberg, Knüll.]

Köster, H. M.: Nontronit und Picotit aus dem Basalt des Ölberges bei Hundsangen, Westerwald. — Fortschr. Mineral., **38**, S. 182, 1960. [Vortragsreferat.]

Krebs, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**, 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf., Wiesbaden 1960.

Kronberg, P., A. Pilger, A. Scherp & W. Ziegler: Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 1—46, 7 Taf., 13 Abb., 3 Tab., Krefeld 1960. [Marburg, Kellerwald.]

Kulick, J.: Zur Stratigraphie und Palaeogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 243—288, 1 Taf., 11 Abb., 3 Tab., Krefeld 1960.

— Driftmarken im Kulm des Edersee-Gebietes. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 289—296, 2 Taf., 6 Abb., Krefeld 1960.

Lange, G.: Rangordnungsfragen in der Fremdenverkehrsstatistik. — Ber. deutsch. Landesk., **26**, 1, S. 95—102, 3 Tab., 1 Kte., Bad Godesberg 1960.

Lanser, O.: Überblick über Talsperrenkatastrophen der Vergangenheit. — Österr. Wasserwirtsch., **12**, 8/9, S. 142—152, 1960.

LOHMANN, H. H.: Zum Bau des Oberweserberglandes zwischen Hannoversch-Münden und Karlshafen. — 233 S., (Maschinenschr.), Abb., Anl., Diss., Hamburg 1960.

LOTZE, F.: Notizen zur Aktuo-Geologie; 127. Bericht: Erdbeben September 1959. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 96—98, Stuttgart (Schweizerbart) 1960. [Erdbeben Oberrheintal.]

— Notizen zur Aktuo-Geologie; 129. Bericht: September bis Dezember 1959. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 180—192, Stuttgart (Schweizerbart) 1960. [Wasserstände Rhein, Weser; Angaben über den Wetterverlauf in Deutschland im Herbst 1959.]

— Aktuo-geologische Charakteristik des Jahres 1959. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 525—546, Stuttgart (Schweizerbart) 1960. [Hochwasser des Rheins.]

— Notizen zur Aktuo-Geologie; 134. Bericht: März und April 1960. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 380—384, Stuttgart (Schweizerbart) 1960. [Niedrigste je beobachtete Grundwasserstände in Hessen und Rheinland-Pfalz.]

— Notizen zur Aktuo-Geologie; 136. Bericht: Exogene Dynamik Mai und Juni 1960. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 477—480, Stuttgart (Schweizerbart) 1960. [Wassernotstand in hessischen Gemeinden.]

MALZAHN, E.: Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration 1959. — Erdöl u. Kohle, **13**, 4, 2 Übersichtsktn., Hamburg 1960.

MARTIN, G.: Die Braunkohle in der Gegend um Bad Homburg v. d. H. — Mitteil. Ver. Gesch. u. Landesk. Bad Homburg v. d. H., **27**, S. 46—65, 1 Abb., Bad Homburg v. d. H. 1960.

MEISCHNER, K.-D.: Zur altvariscischen Faltung im nördlichen Kellerwald. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 47—60, 2 Taf., 4 Abb., Krefeld 1960.

MEMPEL, G.: Neue Funde von Uran-Vanadium-Kernen mit Entfärbungshöfen. — Geol. Rdsch., **49**, 1, S. 263—276, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1960. [Fundpunkte in Hessen.]

MEYNEN, E.: Die geographische Landesaufnahme am Beispiel des Raumes Saar-Nahe-Rhein. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, 1, S. 1—6, Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

MICHELS, F.: Jüngere vulkanische Aschen im und über dem Rheingaugebiet. — Jb. nass. Ver. Naturk., **95**, 1960.

— Sind die „Grauen Phyllite" im Goldsteintal bei Wiesbaden devonisch oder silurisch? — Jb. nass. Ver. Naturk., **95**, 1960.

MÜLLER-MINY, H.: Die naturräumlichen Einheiten im Raume Saar-Nahe-Rhein. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, 1, S. 6—29, 1 Kte., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

MÜNNICH, K. O.: Die C^{14}-Methode. — Geol. Rdsch., **49**, 1, S. 237—244, 4 Abb., Stuttgart 1960. [Radioaktivitätsbestimmung an Proben aus der Rhön.]

NORDMANN, G., E. SCHENK & E. SCHÖNHALS: Böden und Klima im Kreis Lauterbach. — Lauterbacher Samml., **29**, Lauterbach/Hessen 1960.

PAPROTH, E.: Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. — Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 385—422, 7 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Krefeld 1960.

PFEFFERKORN, H.: Bohrmeterleistung und Produktion der deutschen Erdölgewinnungsindustrie im Jahre 1959. — Erdöl u. Kohle, **13**, 4, Hamburg 1960.

PICHL, K.: Die Verbesserung des Schiffahrtsweges in der Binger-Loch-Strecke. — Beitr. Rheink., 12, S. 45—59, Koblenz (Rhein-Museum) 1960.

RABIEN, A.: Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 61—106, 3 Taf., 4 Abb., 7 Tab., Krefeld 1960.

REGULA, H.: Die meteorologischen Verhältnisse auf der Flugstrecke Deutschland-Südamerika. — Ber. deutsch. Wetterdienst, **10**, 71, Offenbach/M. 1960.

RICHTER-BERNBURG, G.: Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelationen im Zechstein. — Geol. Rdsch., **49**, 1, S. 132—148, 8 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1960.

ROTH, H.: Hessisches Wasserrecht. Erläuterte Textausgabe. — Wiesbaden 1960.

RUTZ, W.: Umlandbeziehungen von Wasserstraßen, erläutert am Beispiel der Oberweser.— Göttinger geogr. Abh., **25**, 127 S., 13 Fig., 20 Tab., 5 Ktn., Göttingen 1960.

Scheibe, L.: Die Bodenverhältnisse in der Gemeinde Krumbach, Kreis Bergstraße, und ihre Beeinflußung durch Bodenabtrag. — Diss., Gießen 1960.

Schickhardt, K. E.: Water supply in Germany. — Aqua, H. 1, S. 9—12, 1960.

Schriel, W. & D. Stoppel: Die Einstufung des Tanner Grauwackensystems im Harz auf Grund von Conodonten. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 662—683, 4 Abb., Hannover 1960. [Vergleiche mit dem Kellerwald.]

Schubach, K.: Das Spätfrostphänomen, dargestellt am Beispiel oberes Modautal. — Schr.-R. d. Inst. Naturschutz, Darmstadt 1960.

Seidel, H.: Die Großschiffahrtsstraße Rhein-Main-Donau. Eine wirtschaftliche Idee und ihre Wirklichkeit. — München 1960.

Sperling, W.: Meßbach — Beispiel einer alten Wirtschaftsform im Odenwald. — Der Odenwald, **7**, 1960.

— Zur geschichtlichen Entwicklung der Agrarstruktur im Modautal. — In: Raumforschung und Raumordnung im Modautal, Arch. f. Raumforsch. Hessen, Wiesbaden 1960.

Stadager, K. & W. Eller: Die Mainwasseraufbereitungsanlage der Stadtwerke Frankfurt am Main. — Österr. Wasserwirtsch., **12**, 10/11, S. 198—204, 1960.

Teichmüller, R.: Ein rezentes Analogon zu den Driftmarken im Kulm des Edersee-Gebietes. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 297—300, 2 Taf., 1 Abb., Krefeld 1960.

Trautwein, H. & H. Wittekindt: Ein Devon-Karbon-Profil bei Weilburg/Lahn und seine Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 469—477, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1960.

Trümpling von, W.: Probleme, Methoden und Ergebnisse biologischer Güteuntersuchungen an Vorflutern, dargestellt am Beispiel der Werra. — Int. Revue d. ges. Hydrobiol., **45**, S. 513—534, 1960.

Voges, A.: Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia-* und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol.Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 197—228, 5 Abb., 5 Tab., Krefeld 1960. [Vergleiche mit Kellerwald und Marburger Hinterland.]

Wacker, F.: Die Bodenkartierung in der Bundesrepublik Deutschland. — Ber. deutsch. Landesk., **25**, 1, S. 158—168, 1 Kte., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk.) 1960.

Walliser, O.H.: Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, 1, S. 229—242, 1 Taf., 1 Tab., Krefeld 1960.

Wrzodek, G.: Über die Kariesprophylaxe mit Fluor in Hessen. — Zahnärztl. Welt/Reform, **61**, 5, S. 136—138, 1960.

Zimmer, W.: Strukturveränderungen der Waldungen im Rhein-Main-Neckar-Raum seit 1900. — Darmstadt 1960.

Zimmermann, W.: Gefährdung der Trinkwasserversorgung durch Versickerung flüssiger Brennstoffe. — Der öffentl. Gesundheitsdienst, **22**, 4, S. 119—124, 1960.

Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde zu Gießen. — N. F., naturwiss. Abt., **30**, Gießen 1960.

Denkschrift über den Ausbau der Nidda. — 28 S., 4 Anl. (2 Ktn.), 23 Abb., Friedberg (Wasserwirtschaftsamt Friedberg) 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderheft Land: Baden-Württemberg, Reg.-Bezirke: Nord-Württemberg und Süd-Württemberg-Hohenzollern (Neckar mit württembergischen Hochrhein, Main- und Donaugebiet), Abflußjahr 1957. — 51 S., 1 Kte., Stuttgart (Reg.-Präs. Nordwürttemberg) 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderheft Land: Baden-Württemberg, Reg.-Bezirke Nord- und Südbaden (Hoch- und Oberrhein mit Anteilen Neckar, Main und Donau), Abflußjahr 1958. — 102 S., 1 Kte., Karlsruhe (L.-Stelle Gewässerk.) 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Ergänzungsheft Land Hessen. Rhein- und Weseranteil. Abflußjahr 1959. — 95 S., 1 Kte., Wiesbaden 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet. Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet), Abflußjahr 1959. — 92 S., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflußjahr 1959. — 164 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1960.

Hydrologische Bibliographie (mit Nachträgen). Deutschland. 1956. — Hrsg.: Meteorologischer und Hydrologischer Dienst der Deutschen Demokratischen Republik, Hauptamt für Hydrologie, Berlin 1960.

Hydrologische Bibliographie. Deutschland 1957. — Hrsg.: Internationale Union für Geodäsie und Geophysik. Internationale Assoziation für wissenschaftliche Hydrologie, Koblenz 1960.

Internationale Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung: Bericht über die physikalisch-chemische Untersuchung des Rheinwassers, 3, 1956/58. — Basel-Stuttgart 1960.

Jahresbericht des Berg- und Hüttenmännischen Vereins zu Wetzlar e. V. 1960 (99. Geschäftsjahr). — 37 S., 16 Anl., Wetzlar 1960.

1961

BACKHAUS, E.: Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 187—202, 4 Abb., Wiesbaden 1961.

— Neue Erkenntnisse über Fazies und Mächtigkeiten im Odenwälder Buntsandstein und ein Vergleich der Schichtfolge mit Nordhessen und Thüringen. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 3, S. 588, Hannover 1961. [Vortragsreferat.]

BAIER, E. & V. VENZLAFF: Über die Verquarzung von Barytgängen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 365—376, 4 Taf., Wiesbaden 1961.

BARGON, E.: Die Böden des Odenwaldes. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 3, S. 589—590, Hannover 1961. [Vortragsreferat].

BARTZ, J.: Die Entwicklung des Flußnetzes in Südwestdeutschland. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **4**, S. 127—135, 2 Abb., Freiburg i. Br. 1961.

BECKER, G. & R. MENTZEL: Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel). Zugleich ein Beitrag zur Gliederung der Klerfer Schichten der Eifeler Nordsüd-Zone. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 134—169, 6 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1961.

BOSSDORF, R. H. H.: Das Kristallin von Gadernheim und Laudenau im Odenwald. — N. Jb. Mineral., Abh., **95**, 3, S. 370—419, 3 Abb., 2 Tab., 28 Diagr., 3 Taf., Stuttgart 1961.

BUSSE, E.: Hans PENNDORF †. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 451—452, Wiesbaden 1961.

ČECH, F., P. POVONDRA & E. SLÁNSKÝ: Über Planerit aus Poniklá bei Jilemnice (Nordböhmen) und über die Beziehung zwischen Planerit, Coeruleolactit und Türkis. — N. Jb. Mineral., Abh., **96**, 1, S. 1—30, 3 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1961. [Coeruleolactit von Katzenellenbogen.]

DAHM, H.-D., E. W. GUENTHER, S. G. A. JAECKEL (jun.), W. WEILER, R. WEYL, R. WIERMANN: Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen — Klein-Linden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 332—359, 4 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1961.

DENKER, M.: Die Überwachung der Bundeswasserstraßen auf Radioaktivität. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, S. 143, 1961.

ECKOLDT, M.: Der Aufbau des gewässerkundlichen Dienstes am kanalisierten Neckar. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, 2, S. 30—37, 1961.

ERBEN, H. K.: Ergebnisse der 2. Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon, Bonn und Brüssel 1906. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1, S. 81—84, Hannover 1961.

FLÄSCHENTRÄGER, H.: Die Chloridführung des Rheins. — Gas- u. Wasserf., **102**, 18, S. 481 bis 492, 1961.

Freising, H.: Schrifttum zur Geologie des Landes Baden-Württemberg 1953—1955 (mit Nachträgen). — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **4**, S. 355—535, Freiburg i. Br. 1961.

Frenzel, G.: Ein neues Mineral: Freudenbergit ($Na_2Fe_2Ti_7O_{18}$). — N. Jb. Mineral., Mh., **1961**, 1, S. 12—22, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1961. [Vorkommen am Katzenbuckel, Odw.].

Fresenius, W.: Die Wiesbadener Heilquellen. — Gas- u. Wasserf., **102**, 6, S. 133—135, 3 Abb., 1 Tab., München 1961.

Fricke, W.: Lage und Struktur als Faktoren des gegenwärtigen Siedlungswachstums im nördlichen Umland von Frankfurt. — Rhein-Main. Forsch., 50, S. 45—83, 12 Ktn., Frankfurt/Main 1961.

Friedrich, J.: Geochemie der tertiären Verwitterung des Basaltes von „Ludwigssegen" im Vogelsberg. — Fortschr. Mineral., **39**, 2, S. 342, Stuttgart 1961.

Friedrich, W.: Neue Werte für die Grundwassererneuerung (nach Lysimetermessungen). — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1, S. 12—21, 3 Abb., Hannover 1961. [Lysimeter in Gießen.]

Futschig, J.: Über das Vorkommen des Lebermooses *Crossocalyx hellerianus* (Nees) Meyl. in Hessen. — Hess. florist. Briefe, **10**, S. 37—38, Darmstadt 1961.

Geib, K. W. & O. Atzbach: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde im Bereich der Meßtischblätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 178—186, 3 Abb., Wiesbaden 1961.

Görlich, P.: Das ehemalige Gericht Freiensteinau. Die Abtei Fulda und die Riedesel zu Eisenbach im Kampf um die Obrigkeit. — Hess. Heimat, **11**, 4, S. 12—14, Melsungen 1961.

Gross, W.: *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 17—43, 10 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1961.

Gunzert, G.: Über das selektive Auftreten der saxonischen Schwerspatvorkommen in Deutschland. — N. Jb. Mineral., Mh., 2/3, S. 25—51, 6 Abb., Stuttgart 1961.

Hauschulz, J.: Praktische Erfahrungen in der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung.— Wasserwirtschaft, **51**, S. 173—183, 3 Abb., Stuttgart 1961.

Häuser, F.: Corbiculaschichten östlich von Hainstadt am Main. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 331, Wiesbaden 1961.

Heim, D.: Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 377—399, 4 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1961.

Hiltermann, H. unt. Mitw. v. G. Engel u. a.: Bibliographie stratigraphisch wichtiger mikropaläontologischer Publikationen von etwa 1830—1958 mit Kurzreferaten. — Stuttgart (Schweizerbart) 1961.

Hirsch, A.: Die Verschmutzung der Bundeswasserstraßen (ohne Seewasserstraßen) — eine kartenmäßige Übersicht über den gegenwärtigen Zustand und die hauptsächlichen unmittelbaren Abwassereinleiter. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, S. 126—127, 2 Ktn., 1961.

Holtz, S.: Sporen und Pollen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales (Blatt Kassel-West). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 73—84, 2 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1961.

Horst, H.: Die Größenordnung der Belastungsfähigkeit des Gewässernetzes der Bundesrepublik Deutschland mit abbaufähigen organischen Schmutzstoffen. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, S. 127—134, 2 Abb., 2 Tab., 1961.

Husmann, W.: Trinkwasser und Abwasser. Neuere Erfolge der Abwasserreinigung als Beitrag zur Reinhaltung unserer Gewässer. — Umschau, **61**, 15, S. 449—451, 4 Abb., Wiesbaden 1961. [Wiesbaden, Frankfurt/Main].

Korb, H.G.: Über die Analyse der Schwankungen des Grundwasserspiegels in dem überfluteten Bergwerk Sontra. — Z. Geophys., **27**, 2, S. 75—88, 6 Abb., Würzburg 1961.

KUHN, O.: Ein Phyllospondyle aus dem deutschen Kupferschiefer. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1, S. 1—6, 1 Abb., Stuttgart 1961. [Kupferschiefer von Gera].

KULICK, J.: Die Gliederung des Unteren Buntsandstein und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 276—309, 8 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1961.

KULS, W.: Geographische Studien aus dem Rhein-Mainischen Raum. — Rhein-Main. Forsch., 50, 140 S., Frankfurt/Main 1961.

KULS, W. & K. TISOWSKY: Standortfragen einiger Spezialkulturen im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., 50, S. 9—29, 8 Ktn., Frankfurt/Main 1961.

KUNZ, W.: Das deutsche 15-MWe-Kernkraftwerk in Kahl. — Atomkraftwerk, 4, 2, S. 5 bis 12, 5 Abb., 1961.

KUPFAHL, H.-G.: Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 266 bis 275, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1961.

KUPFAHL, H.-G., G. MATTHESS, F. RÖSING & D. THEWS: Die Quecker Gruppe des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt 4723 Oberkaufungen. — Z. deutsch. geol. Ges., 112, 3, S. 587—588, Hannover 1961. [Vortragsreferat.]

KUPFAHL, H.-G. & J.-D. THEWS: Die Gliederung der Volpriehausen Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 235—241, 1 Abb., Wiesbaden 1961.

KUTSCHER, F.: Der Buntsandstein in neuer Sicht. — Z. deutsch. geol. Ges., 112, 3, S. 586 bis 587, Hannover 1961. [Vortragsreferat].

— Anweisungen für die Verfasser beim Druck wissenschaftlicher Arbeiten in den Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 489—502, Wiesbaden 1961.

LAEMMLEN, M.: Die Aufteilung der Hersfelder Gruppe des Mittleren Buntsandsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., 112, 3, S. 491—512, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Hannover 1961.

— Ein Buntsandstein-Aufschluß an der neuerbauten Bundesstraße 7/27 bei Hoheneiche in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 203—234, 6 Abb., Wiesbaden 1961.

LANGE, P. R. & K. C. KÄDING: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 242—265, 4 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1961.

LODEMANN, W.: Zur Gliederung des Wellengebirges (mu) in Nordbaden. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., 4, S. 39—47, Freiburg i. Br. 1961.

LOHMANN, H.: Das Tertiär im Oberweserbergland und seine Lagerungsverhältnisse. — Z. deutsch. geol. Ges., 112, 3, S. 576—577, Hannover 1961. [Vortragsreferat].

LOTZE, F. & F. RADIG: Notizen zur Aktuo-Geologie. 138. Bericht: Exhogene Dynamik Juli und August 1960. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1, S. 60—64, Stuttgart 1961. [Unwetter in Nordhessen und im Rhein-Main-Gebiet.]

— — Notizen zur Aktuo-Geologie. 143. Bericht: Exogene Dynamik Januar bis März 1961. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, S. 331—336, Stuttgart 1961. [Hochwasser der Lahn].

MARTIN, G. P. R.: Ein Brief FERDINAND ROEMERS (1818—1891) an FRIEDRICH ROLLE (1827—1887). — Naturhist. Ges., 105, S. 11—14, Hannover 1961.

MATTHESS, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 35, 85 S., 3 Abb., 31 Tab., Wiesbaden 1961. [Beispiele aus Hessen.]

— Hessisches Geologisches Schrifttum 1960. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1959 — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 453—487, Wiesbaden 1961.

MATTHESS, G. & J.-D. THEWS: Die Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25000. Ein Diskussionsbeitrag. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 415—419, Wiesbaden 1961.

MEYER, G. H.: Erdöl und Erdgas aus dem hessischen Ried. — Hess. Illustrierte, H. 11, 1 S., 3 Abb., Gießen 1961.

MICHELS, F.: Zur Geologie des Wiesbadener Raumes und seiner Mineralquellen. — Ärztl. Mitt., 46, 1961.

Murawski, H.: Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 114—133, 5 Abb., Wiesbaden 1961.

Nahrgang, K.: Stadt und Landkreis Offenbach a. M., Atlas für Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft und Kultur. Siedlungsgrundlagen I 3/3: Die geologische Oberfläche. — 1 S., geol. Kte. 1:150000, Frankfurt/Main (Waldemar Kramer) 1961.

Niehuss, P.: Gesetz zur Reinhaltung der Bundeswasserstraßen mit Erläuterungen. — Aus: Das Deutsche Bundesrecht, Baden-Baden 1961.

Nöring, F.: Geologie. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 3—6, 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

— Hydrogeologie des Kinziggebietes. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 27 bis 28, 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

— Ergiebige Fassungsräume im Kinziggebiet. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 34—35, 1 Tab., Wiesbaden 1961.

Nöring, F. & J.-D. Thews: Schichthöhen der geologischen Formationen. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 6, 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

— — Lagerstätten. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 6—7, 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

— — Mutmaßliche Räume, in denen Einzugsgebiet und Niederschlagsgebiet der Kinzig wesentlich voneinander abweichen. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 20 bis 21, Wiesbaden 1961.

— — Grundwasserbeschaffenheit. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 32—33, 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

— — Talsperrengeologie. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 37—39, 1 Abb., Wiesbaden 1961.

Obst, J.: „Descripciones bonorum nostrorum Arnspurgk" als Quelle zur Feldereinteilung und Flurform der Wetterau im 14. Jahrhundert. — Rhein-Main. Forsch., 50, S. 85—94, 2 Abb., Frankfurt/Main 1961.

Porth, H.: Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch,. **89**, S. 85—113, 10 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1961.

Rameil: Fischerei. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 54—57, 1 Tab., Wiesbaden 1961.

Reusch, L.: Siedlungsgenetische Untersuchungen im Fuldaer Land. — Rhein-Main. Forsch., 50, S. 95—108, 2 Abb., Frankfurt/Main 1961.

Rietschel, S.: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 170—177, 2 Abb., Wiesbaden 1961.

Rosenfeld, U.: Neuere Ergebnisse der Geologie des Harzes. (Ein Literaturbericht für 1959). — Zbl. Geol. Paläontol., **1960**, I, 3, S. 313—321, Stuttgart 1961. [Hinweise auf Kellerwald].

Scheffer: Magnetischer Basalt am Bilstein (Hochvogelsberg). — Steinbr. u. Sandgr., **54**, 9, S. 440—443, 1961.

Schenk, E.: Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 310—319, 2 Abb., Wiesbaden 1961.

— Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 320 — 330, 4 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1961.

Schirmer, H. & M. Manig: Klimatologie. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 13—19, 4 Tab., 8 Ktn., Wiesbaden 1961.

Schmitt, O.: Der geologische Untergrund. — In : Nahrgang, K.: Stadt und Landkreis Offenbach a. M., Atlas für Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft und Kultur. Siedlungsgrundlagen I 6/6, Frankfurt/Main (Waldemar Kramer) 1961.

SCHÖNHALS, E.: Boden. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 2—3, 1 Abb., 1 Tab., 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

SCHULZE, W.: Zur Morphogenese des Vogelsberges. — Petermanns Mitt., **105**, 1, S. 9—15, 5 Abb., 1 Kte., Gotha 1961.

SCHWERDT, K. & W. JESSEN: Düngungserfolg durch Kali auf hessischen Lößlehmböden.— Landw. Forsch., **14**. 3, S. 160—167, 3 Abb., 4 Tab., Frankfurt/Main 1961.

SCHWILLE, F.: Creno-Paläontologie, ein neuer Zweig der Quellenforschung. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, S. 143—144, 1961. [Pollen in den Mineralquellen von Bad Nauheim.]

SEIDL, TH.: Die Kaiser Friedrich Quelle zu Offenbach am Main. Brunnenschrift für Ärzte. — 25 S., Offenbach 1961.

SEILACHER, A.: Holothurien im Hunsrückschiefer (Unter-Devon). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 66—72, 1 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1961.

— Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 3, S. 582, Hannover 1961. [Vortragsreferat].

SEMMEL, A.: Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. — Rhein-Main. Forsch., 50, S. 135—140, 2 Fig., Frankfurt/Main 1961.

SOBOTHA, E.: Streifenblockbildreihen zur Darstellung der Talausbildung (Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 360 bis 364, 3 Abb., Wiesbaden 1961.

— Gesundes Wasser gehört in die heimische Landschaft. — Hess. Heimat, **11**, 4, S. 19—21, 2 Abb., Melsungen 1961.

SPERLING, W.: Ergebnisse flurgeographischer Untersuchungen in der Gemarkung Trebur. — Rhein-Main-Forsch., 50, S. 109—133, 6 Fig., 1 Kte., Frankfurt/Main 1961.

STAMMER: Chemische und biologische Flußwasseruntersuchungen. — In: Wasserwirtschaftl. Rahmenpl. Kinzig, S. 57—59, 2 Tab., 1 Kte. 1:150000, Wiesbaden 1961.

STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**, 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1961.

STURZ, O.: Die Gültigkeit der Fairschen Abbau-Verhältniszahlen für Donau, Neckar und Main. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, 1, S. 9—11, 1961.

— Eine Studie über den Chemismus des Mains in den Abflußjahren 1957—1960. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **5**, S. 135—140, 2 Abb., 10 Tab., 1961.

TISOWSKY, K.: Freizeitlandwirte im Einflußbereich der rhein-mainischen Industriezentren. — Rhein-Main. Forsch., 50, S. 31—44, 3 Ktn., Frankfurt/Main 1961.

TOBIEN, H.: Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 7—16, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1961.

— Säugetierpaläontologische Daten zur Altersstellung des Hessischen Melanientones. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 3, S. 590, Hannover 1961. [Vortragsreferat].

TRENTEPOHL, M.: Neufunde auf den Wiesen im Messeler Park bei Darmstadt. — Hess. florist. Briefe, **10**, S. 44, Darmstadt 1961.

WAGNER, W.: Der Rheintalgraben zwischen Mainz und Bingen. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 3, S. 591—592, Hannover 1961. [Vortragsreferat].

WALGER, E.: Zur Entstehung des Calcitachats. — Fortschr. Mineral., **39**, 2, S. 360, Stuttgart 1961. [Rotliegende Basalt- und Andesitmandelsteine des Pfälzer Waldes.]

WEILER, W.: Die Fischfauna des Unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 44—65, 2 Taf., Wiesbaden 1961.

WICK, E.: Leistungen und Leistungsmöglichkeiten des Betriebszweiges Futterbau-Rindviehhaltung in bäuerlichen Familienbetrieben des hessischen Hinterlandes (Kreis Biedenkopf). — Ber. Landwirtsch., **39**, 2, S. 276-303, 10 Tab., 9 Abb., Hamburg-Berlin 1961.

ZAKOSEK, H.: Die Weinbergsböden. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk., **93**, S. 38—43, 1961.

Deutsches gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abflußjahr 1959. — 232 S., 4 Ktn., Mainz (L.-Amt Gewässerk.) 1961.

Deutsches gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderh. Land Baden-Württemberg, Reg.-Bezirke Nord- und Südbaden (Hoch- und Oberrhein mit Anteilen Neckar, Main und Donau), Abflußjahr 1959. — 102 S., 1 Kte., Karlsruhe (L.-Stelle Gewässerk. u. wasserwirtsch. Planung) 1961.

Geschäftsbericht des Bayer. Landesamtes für Wasserversorgung und Gewässerschutz für die Jahre 1957 und 1958. — 329+4 S., München 1961.

Statistisches Taschenbuch für das Land Hessen. — 4. Ausg., 160 S., Wiesbaden 1961.

Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1960 bis 31. 12. 1960. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 440—450, Wiesbaden 1961.

Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Kinzig. — Hrsg. Hess. Min. Landw. u. Forst., Abt. Wasserwirtschaft, 9+68 S., 53 Ktn., Wiesbaden 1961.

Manuskript eingegangen am 13. 2. 1962

Verzeichnis der Autoren dieses Bandes

Dr. Hans-Joachim Anderson, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 45 Krefeld, Westwall 124.

Dr. Henning Baatz, Diplom-Geologe, 6 Frankfurt/Main, Ravensteinstraße 11.

Erwin Busse, Verwaltungs-Oberinspektor, Freiwilliger Mitarbeiter beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, 35 Kassel, Holländische Straße 104^{III}.

Professor Dr. Arthur J. Boucot, California Institute of Technology, Division of Geological Sciences, Pasadena/Californien, USA.

Dr. Heinz Bottke, Diplom-Geologe in Fa. Mannesmann A.G. Erzbergbau Gießen, 63 Gießen, Professorenweg 13.

Dr. Klaus Fahlbusch, Diplom-Geologe, Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt, 61 Darmstadt, Alexanderstraße 35.

Dr. Adolf Föhrenbacher, Diplomlandwirt, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, 63 Gießen, Ludwigstraße 23, privat: 6301 Leihgestern bei Gießen, Goethestraße 5.

Professor Dr. Walter Gross, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, 74 Tübingen, Sigwartstraße 101.

Dr. Dierk Henningsen, Diplom-Geologe, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Gießen, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 4—6.

Dr. Manfred Horn, Diplom-Geologe, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dr. Jens Kulick, Diplom-Geologe, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dr. Wolfgang Krebs, Diplom-Geologe, Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt, 61 Darmstadt, Alexanderstraße 35.

Privatdozent Dr. Fritz Kutscher, Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Albert Karschny, Technischer Angestellter, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dr. Ulrich Langenbach, Diplom-Mineraloge, Erzbergbau Siegerland A.G. in Betzdorf/Sieg, 5908 Neunkirchen Krs. Siegen, Zum Schlüssel 9.

Dr. Hans Hinrich Lohmann, Diplom-Geologe, in Fa. Y.P.F.B.-Exploracion, Casilla 401, La Paz/Bolivien.

Dr. Gerhard Martin, Diplom-Geologe, 635 Bad Nauheim, Parkstraße 15, I. Stock.

Dr. Georg Matthess, Diplom-Geologe, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Alan E. M. Nairn, B. Sc., Ph. D., J. G. S., Physics Department, King's College, University of Durham, Newcastle upon Tyne, 1.

Professor Dr. Viktor Neugebauer, Landwirtschaftliche Fakultät der Universität, Novi Sad/Jugoslawien.

Horst Quade, Diplom-Geologe, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Gießen, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 4—6.

Siegfried Ritzkowski, Diplom-Geologe, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, 355 Marburg/Lahn, Deutschhaus-Straße 10.

Dr. Dietrich Hans Röder, Diplom-Geologe, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt, 6 Frankfurt/Main, Senckenberg-Anlage 32.

Peter Rothe, cand. geol., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt, 6 Frankfurt/Main, Senckenberg-Anlage 32.

Albert Schneider, Diplom-Geologe, in Fa. Deutsche Erdöl-Aktiengesellschaft, 2355 Wankendorf über Neumünster/Holstein.

Dr. Agemar Siehl, z. Zt. Kabul/Afghanistan, P. O. Box 234. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Bonn, 53 Bonn a. Rh., Nußallee 8.

Dr. Hertha Sieverts-Doreck, Diplom-Geologin, 7 Stuttgart-Möhringen, Reichenberger Straße 12.

Dr. Johannes Stets, Diplom-Geologe, Bundesanstalt für Bodenforschung, 3 Hannover, Wiesenstraße 1.

Professor Dr. Heinz Tobien, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Mainz, 65 Mainz, Saarstraße 21.

Privatdozent Dr. Heinrich Zakosek, Regierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Für die Redaktion verantwortlich:

Privatdozent
Dipl.-Geol. Dr. Fritz Kutscher

Oberregierungsgeologe und Abteilungsleiter
beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung
62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Autorenregister, Sach- und Ortsregister, Fossilregister

Autorenregister

ADLER 288, 289, 292, 295, 304, 309, 315
AHLBURG 174, 180
ALRTAC-MANUCHEVA 346, 348
ANDERSON 93, 94, 104
ANDRES 302, 303
ANTIPOW-KARATEW & GERASSIMOW 342, 346, 348
ASSELBERGHS 133, 137, 147, 148, 152, 154, 155

BAATZ, HENNING 233—239
BAUER 307
BECHER 288, 299, 302
BEDERKE 248
BÖGER 492
BOGATIREW 342, 346
BOTTKE, H. 327—340
BOUCOT, A. J. 117—131
BRAITSCH 348
v. D. BRELIE 345
BROILI, F. 49
BUBNOFF, S. v. 264
BUSSE, E. 87—92

ĆIRIĆ 348

DAHMER 171
DEGENS 303, 304

ENGELS 166, 167, 168, 169, 495, 496

FAHLBUSCH, KL. 393—411
FALKE, H. 133, 158
FENCHEL 288, 289
FÖHRENBACHER, A. 354—392
FRANZ 342
FRECH 494
FUCHS 133, 145, 166, 168, 170

GABERT, G. 248
GALLWITZ 403
GAZIN 34
GERASSIMOW 348, 350
GIESECKE 303, 305, 311
GOLDFUSS, S. 93, 94, 103
GÖRGES 93, 94, 99
GREBE 133, 148, 151, 152, 155
GROSS, W. 48—86

HAPPEL & REULING 211, 212, 213, 216, 217, 223, 225
HEIM 346
HELLER 23
HENKE 133, 137, 147, 148, 152, 154, 155, 288, 289, 302, 305, 311
HENNINGSEN 181, 273—286
HENNINGSEN, D. & QUADE, H. 179—209
HERBERHOLD 357, 361
HOEPPENER 149, 155, 156, 157
HOLZAPFEL 180
HOPPE, W. 320
HORN, MANFRED 491—493
HUBACH 93, 99
HÜRZELER 11
HÜTTENHAIN 300, 301

JEPSEN 34, 42

KAYSER 166, 167
KEGEL 180, 181
KNEUPER 303, 304, 305, 309
KOCH & KAYSER 173, 174
KOENEN 95, 103
KOPP 240
KRATZERT, J. 336
KREBS, W. 210—232
KUBIËNA 342
KUHN 497
KULICK, J. 499—501
KUTSCHER, F. 133, 137, 139, 144, 147, 152, 155, 160—164, 425—486, 494—498, 516—520
KUTSCHER & HORN 495, 496
KUTSCHER, F. & KARSCHNY, A. 521—524

LANGENBACH, U. 287—318
LAVOCAT 28, 34
LEPPLA 133, 136, 148, 155, 162, 494
LIENENKLAUS 95
LOHMANN, HANS HINRICH 319—326
LOUIS 1953

MARTIN 240—245
MATERN 214, 220, 226, 227, 228
MATTHESS, G. 525—547
MATTHEW 24, 42
MCKENNA 22, 35, 42, 47
MEISCHNER 492
MICHELS 174
MOORE, R. C. 106, 108, 111, 116
MÜNNICH 347
MÜNSTER 93, 94, 96
MURAWSKI, H. 248

Nairn, Alan E. M. 412—424
Nelson 343
Nelson, Kunze & Goldfrey 342
Neugebauer, V. 341—353
Nieder 174
Nöring, F. 133, 134, 135, 136, 137, 139, 140, 141, 142, 144, 145, 147, 148

Ørvig, S. 67, 78
Opitz 495

Pfeffer 345, 346
Penndorf, H. 87
Peterson 34
Philipp 303, 305, 309
Philippi 88
Pilger 303, 315
Plessmann, W. 248
Plummer, F. B. 106, 108, 111, 116
Pötter 293, 314
Preusse 357, 361

Quade 181
Quiring 168, 174, 302

Rabien, A. 202, 204, 213, 215, 221, 224
Richter, Rud. 163, 494, 495, 496
Richter, R. & E. 215
Riedel, A. 87
Rieder 288, 289
Ritzkowski, Siegfried 233—239
Robichet 362
Röder, Dietrich 165—172
Rössle, Per † 516—520
Rössle, Per, Veröffentlichungen 520
Roger 93
Rothe, H. W. 87
Rothe, Peter 173—178
Rütimeyer 44

Saban 35
Schlosser 25
Scholtz 133, 149, 150, 155, 156, 157
Schindewolf 169
Schneider, A. 246—272
Schultze 106
Schürger 291
Schwertmann 346
Scott 34
Seilacher 496
Semmel 348
Siehl, Agemar 117—131
Sieverts-Doreck, H. 106
Simons 47
Simpson 18, 28, 34, 35, 42, 47
Solle 133, 134, 136, 137, 140, 141, 144, 145, 147, 152, 157, 163, 167, 168, 169, 170, 182, 240, 241, 243, 244
Speyer 95
Stebut 341, 343
Stehlin 21, 25
Stets 132—159
Stock 25
Stranski 342, 343, 348
Stremme, H. 93, 95, 103
Struve, W. 116, 210, 213, 230

Teilhard 22, 25, 35, 43
Teppner 95
Thenius 44
Thienhaus 303, 313, 315
Tobien 7, 44, 45

Udluft 403

Wanner, J. 106, 108, 111, 116
Weigelt 43
Weitzel 7
Wenger, R. 87
Werner 345
Wright, J. 112, 116

Zakosek, H. 341—353, 499—501
Zdansky 34
Zimmermann, K. 344, 346

Sach- und Ortsregister

Adorfische Tuffe und Tuffite 189
Äthylenglykolanlagerung 368
Albshausen 188
Amphibolite und Epidotamphibolite 255
Asel 501
Aufschiebung, streichende 140, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157
Aumenau (Bl. Weilburg 5515) 173
—, Mittel- und Oberdevon bei 173—178

Bandschiefer 174
Basalkonglomerat der Kieselschiefer 282
Bensheim 395
Berglicht 145, 146, 153
Berglichter Mulde 149, 152, 153, 154, 157
Bernkastel 133, 145, 146, 150
Betzdorfer Schichten 294
Bodenprofilreihen auf Basalt mit unterschiedlicher Lößauflage 354, 363, 364
— auf Tonschiefer mit unterschiedlicher Lößauflage 354, 361—363
Bonbaden 284
„Borkener Bild" 237
Borkener Hauptflöz 233
Bornich 166

Bornicher Horizont 166
— Schichten 133, 145, 165—172
Braunfelser Kalk 193
Braunfels-Philippsteiner Doppelmulde 188
Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde 179—209
— —, südliche (= Bonbadener Mulde) 197
Bretonische Bewegungen 280
Bringhausen 501
Büdesheim 217, 218, 220
Büdesheim–Lissingen, Straße 211
Büdesheim–Oos, Straße 211
Büdesheimer Goniatitenschiefer 218, 219, 220, 229
Bundenbach 78
Burbacher Schuppenzone 293
Burgen (Mosel) 142, 143, 144, 150, 151
Burtscheid 146, 153

Ceratitenschichten des Meißnergebietes 91
Chatt A 103, 104
— B 103, 104
— C 103, 104
Chattische Pectiniden 93
Chondriten 494—498
—, Fundpunkte und Häufigkeit 495, 496
—, Lebensanzeiger 494
—, Ökologie 496
—, vorkommende Formen 494, 495
Chondritenbänke 496
Chondritenforschung 496
cicatricosa-Zone 229
Concordia-Schichten 294
Conodontenstratigraphie 173
Crinoiden, dizyklische Inadunata mit pilzförmigem Analsack 112
—, isolierte Tubusplatten aus dem Mitteldevon der Eifel (Gattung *Stegocrinus* n. g.) 106
„*cuboides*-Mergel" 213
Cypridinenschiefer von Oos 218, 219, 223, 229, 230

Daaden Taf. 28
Dachsberg bei Gerolstein (Eifel), Fleringer Schichten, Crinoiden
Stegocrinus dohmi n. sp. 107, 110, 113, 114, 115, 116
Stegocrinus bloose n. sp. 107, 109, 110, 114, 115, 116
Dachschiefer 141, 142, 143, 145, 146
Dachschiefergrube Gute Hoffnung im Leimbach-Tal 496
— Kronprinz bei Dellhofen 495, 496
Dannenrod 235
Dermbach 289, Taf. 28
Dermbach-Wildener Querzone Taf. 28
Deuselbach 146, 155
Dhron, Große 138, 140, 143, 151, 152
—, Kleine 137, 139, 140, 143, 144, 153, 154
Dhroner Quarzite 133, 134, 136, 141, 144, 148, 152
— —, obere 136
Dhroner Quarzite, oberste 137
— —, untere 136
Dhrontal Schichten 133, 134, 136, 142, 143, 144, 147, 148, 152, 153, 154, 157, 158
— —, Abgrenzung 137
— —, fazielles Verhalten 140
— —, Lithologie 137
— —, Vorkommen 137
Diabas 184
Dollendorfer Mulde 210
Dorlar 277
dubia-rhenana-Interregnum 215

Edelputz, säurebeständig 338
Edersee 499
Ederseeschlick 499
Ederseesperrmauer 501
Eeg und Loreley, Überschiebung zwischen 167
„Eichertstörung" 289, 294
Eifeler Nordsüd-Zone 243, 245
Eisenbach, Blatt (jetzt Villmar) 174
Eisenberg 89
„Eisenfelder-Lagerkalk" 186
Eisenzecher Gangzug 287—318
— —, bisherige Bearbeitungen 288—289
— —, tektonische Verhältnisse 287—318
Eisenzecher-Nordkluft Taf. 30
Eisenzecher-Sattel 293, 295, 301
Eisenzecher-Südkluft Taf. 29, Taf. 30
Eisenzecher Zerreißung Taf. 29, Taf. 30
— Zug 297
Eiserfeld 289, 295, Taf. 28
Eiterfeld 322, 325
Ems Stufe 157
Ense südl. Wildungen 491
Entmagnetisierungserscheinungen an Eruptivgesteinen 416—419
Entmagnetisierungskurven 416—419

Famenne-Schiefer 217, 225, 230
Fazies, herzynische 213
—, rheinische 213
Felsquarzit, Analysen 329, 331, 333
—, angewittert 331—333
—, Druckfestigkeit 339
—, frisch 328—331
—, Rohstoffgrundlage 327
Felsquarzitvorkommen bei Oberrosbach/Taunus 328
—, geologische und technologische Beurteilung 327—340
—, hessische 327—340
Ferrosilizium 336
Fleringer Schichten, Gerolstein (Eifel), Crinoiden 107, 113, 115
Frasne-Schiefer 213—214
Frasnes (F 2), Assise de 213
Fußboden- und Wegeplatten 338

Gabel-Sattelzone 293, 294
Gangquarz-Schotter 241

Gedinne Stufe 155, 157
Gehängeschutt, tertiärer 242
Gemünden 66, 80
Gielert 140, 143, 144, 153
Gießen 273, 277
Gießener Grauwacke 273—286
Gilberg-Schichten 291, 292
Glimmerschiefer 260
Goldfusssche Originale 93
Gornhausen 142, 143, 140, 151, 152
Gräfendhron 145, 146
Greifenstein 117, 125, 128
Greifensteiner Pentamerusquarzit 117
Grenzlager-Zone 186
Großalmerode bei Kassel 233
Grumosol 343, 347

Haardtkopf 140, 144
Hahnplatt 166
Harpelstein 137, 139, 140, 143, 152
Heiligenstein bei Gerolstein (Eifel), Subtransversa-Mergel, Crinoiden
Stegocrinus dohmi n. sp. 107, 112, 115, 116
Stegocrinus cf. *dohmi* 109, 110, 111, 114
Stegocrinus sp. 114
Heppenheim (Bergstraße) 393—411
— —, Bauwerkschäden 393—411
Hermeskeil 155
„Heskemer Bild" 237
Hessische Senke 233, 273
Hessisches Geologisches Schrifttum 1961 542—547
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1942 525
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1949 525
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1950 525
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1951 525
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1952 525
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1953 525—526
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1954 526
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1955 526—527
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1956 527—528
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1957 528—531
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1958 531—533
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1959 533—537
— — —, Nachtrag aus dem Jahre 1960 537—542
Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Originale der Sammlung 521
— — — —, Personalbestand 31. 12. 1961 512
— — — —, Schriftennachweis für Originale 523
— — — —, stratigraphisch-paläontologische Sammlung 521
— — — —, Tätigkeitsbericht 505—515
Heusprungbach 139, 143, 152
Hinterbach (Veldenzer) 138, 140, 151
Hirzlei 143, 144, 151
Hisingerit 346
Horath 139, 143, 144, 152
Horather Sattel 149, 151, 156, 157, 158
Hoxel 146, 155
Hunsrückschiefer 49, 78, 80, 133, 144, 145, 147, 148, 155, 160—164
Hunsrück, westlicher 133, 135, 148, 149
Hunsrückschiefer, oberste 133
—, tiefste 134
—, Definition 162, 163
—, Chondritenvorkommen 495
Hunsrückschiefer-Fazies 161
Hunsrückschiefer-Problem 161, 162, 166
Hunsrückschiefer, stratigraphische Zuordnung 161

Iberger Kalk 188
Idarwald 133, 145, 146, 155, 156, 157, 158
— Sattel 149, 155, 156, 158
Inner-unterkarbonische Bewegungen 280—285
Insectivoren (Lutetium) 7

Kalklinsenschiefer 184
Kauber Fazies 167
— Schichten 134, 135, 136, 140, 141, 143, 144, 147, 148, 150, 151, 152, 153, 154, 156, 157, 158, 166
— —, Abgrenzung 145
— —, Petrofazies 145
— —, Vorkommen 145
Kellwasserkalk, Oberer 222
—, Unterer 215
Kellwasserkalk-Horizont 218, 221, 229
Kinzenbach 275
Kirchenbaum-Nordkluft Taf. 29, Taf. 30
Kirchener Schichten 309
Kirchhain bei Marburg/Lahn 233
Kirchvers 275
Knausen Taf. 28
Kolloidfraktion 356, 357, 361
—, Gesamt-Kali-Gehalt 369
Kreidach, Tunnel
Kristallquarzit 337
Krofdorfer Forst 275, 277, 282
Kulmgrauwacke des Harzes 273
Kulm-Kieselschiefer 275

Lahnmulde, Südliche 173
Lahn-Trog 180
Landoberfläche, eozäne 240
Langhecker Schiefer 200
Laufdorf 188
Lierensbach 143, 152
Lindener Schiefer 277
Lockermassen 405, 406, 408
—, Einfluß tektonischer Bewegungen 405
Lollar 273
Loreleygebiet 166
Loreley-Schichten 169
Loreley-Tunnel 168
Lornberg 167
Lutet 237

Magnetisierung, anomale 423
Magnetisierungsrichtung von Eruptivgesteinen, Eifel 415, 420
— — —, Siebengebirge 415, 421
— — —, Westerwald 422
Malborn 146
Manderscheider Schwelle 163, 170
Mardorf 235
Mayener Schichten 145
Meißner 87
Melanienton 233—239
Messel bei Darmstadt (Lutetium) 7
Migmatite, nördliche 262
Miocän-Grenze 104
Mississippian, USA (Kentucky), Crinoiden mit pilzförmigem Analsack 112
Mitteldevon, unt. 157
—, Eifel, isolierte Tubusplatten von Crinoiden (Gattung *Stegocrinus* n. g.) 106—107, 109—116
Mitteleozän (Insectivoren) 7
Mittelrhein 165
Montmorillonit 344, 346, 349
Monzelfeld 143, 144, 146, 151
Moselachse 150, 156, 157
Moselmulde 149, 157
Mudersbacher Schichten 292
Mülheim (Mosel) 145, 150
Mühleimer Mulde 150, 156
Muschelkalk des Meißners, oberer 87—92
Museum Münsterianum 94

Nauborn 279
—, Grube Amanda bei . . . 182
Nauborner Kopf 280
Neuoos 217, 223
Neustadt Krs. Marburg 237
Niederlauken/Taunus 357
Norddeutsches Oberoligocän 97
Notizblatt, 6. Folge 426
—, Verzeichnis der früheren Folgen 1—5 425—426
Notizblattbände der 6. Folge, Allgemeiner Teil 425—433
— — — —, Register 435—486
— — — — —, Allgemeine Geologie und Varia 449—455
— — — — —, Angewandte Geologie 431—432, 477—484
— — — — —, Erdgeschichte und Paläontologie 430—431, 455—477
— — — — —, Hessisches Landesamt für Bodenforschung 432, 484—486
— — — — —, Regionale Geologie 427—429, 433—449

Oberkleen 273
Oberrosbach/Taunus 328
Odenwaldquelle 395, 402
Oligozän 233
Oos–Duppach, Straße 211
Oos–Scheuern, Straße 216
Ooser Nase 218
— Plattenkalke 210—216, 229
— Wasen 216
Osburger Hochwald 137, 139, 142, 143, 153
— — Sattel 149, 153, 157, 158

„palaeomagnetic error" 417
Paläomagnetische Untersuchungen 412—424
— —, Eifel 414
— —, Siebengebirge 414
— —, Westerwald 414
Paläontologie, Crinoiden 106—116
Paragneis 259
Papiermühle 139, 142, 143, 151, 157
Pennsylvanian, USA (Kansas, Oklahoma, Arkansas, Texas), Crinoiden mit pilzförmigem Analsack 108, 112
Perm, Timor, Crinoiden mit pilzförmigem Analsack 106, 107, 108, 111, 112
Petrefacta Germaniae 93
Phyllonite 248
Plattensandstein 167
Porphyroid (von Unterems-Alter) 167
prä-Vallendar-Relief 242
Porphyroid der Rigedill 167, 168
Prosterath 139, 143, 144, 154
Prümer Mulde 210—232

Quarzit-Blockströme 242
Quarzite 258
— und Glimmerschiefer 257
Quarzitsorten, Brennverhalten 338
Quarzporphyr von Gornhausen 150

Ranzenkopf 140, 144
Rapperath 143, 144, 153
reichi/splendens-Interregnum 221, 229
Rheinisches Schiefergebirge, südl. 158
Rheintalgraben 394
—, Abschiebung 396
—, Erdbeben 402
—, Hauptverwerfungszone in Heppenheim 402
Rigedill 167
Rigedill-Porphyroid 168
Römel-Mulde 293, 294
Röntgenanalyse und Differentialthermoanalyse 370—376
— — —, Profilreihe auf Basalt 372
— — —, — — Tonschiefer 370
Roßstein-Lennig-Zug 166

Salzauslaugung, Alter der Auslaugung 324
—, Ausfüllung des Trichters 322
—, Beginn 320
—, Begriffsbestimmung 319
—, Bildung eines Salzhanges 323
—, Erdfall-Stadium 321
—, Trichter-Stadium 322
—, weitere Auslaugung 322
Salzauslaugungstrichter, Formentwicklung 319—326
Salzhang 320

Sandstein, quarzitischer 135, 136
Sand- und Tonserie, Ältere 234
Sannois 237
Sauertaler Schichten 145
Salzböden 284
Sausteigweg, Steinbruch 330, 331, 332, 334
Schalstein 184
Schalsteinlager-Zone 184
Schanze 166
Schieferung, erste Schieferung (s_1) 150, 151, 152, 154, 155, 156
—, zweite Schieferung (s_2) 155, 156
Schlänger-Mulde 293
Schleichsand 235
Schönecker Dolomit 210
Schumadia (Serbien) 347
Schuppenzone von Veldenz-Burgen-Gornhausen 149, 150
Sedimentwanderung 407, 409
Serie von Hoxel-Deuselbach-Malborn 145, 154
Serizit 328
Serizitschiefer 331, 333
—, Analyse 333
Setzungen, ungleichförmig 399
—, Ursache 407
Setzungsschäden 401
Siegen Taf. 28
Siegen-Ems, Grenze 166
Siegen-Ems-Mischfaunen 169
Siegen Stufe, mittlere bis obere 133, 140, 147, 148, 157, 158
— —, oberste 135, 157
Siegener Hauptüberschiebung 287, 289, 290, 293, 313, 315, Taf. 28
— Schichten 290, 291
— —, Leitschichtenpartien 291, 315
— —, tiefste 291
— —, Untere 289, 310, 315
Silicaerzeugnisse 327
Silicasteine, Gütenormen 336
Simmbach 145, 146, 154
Smonica 341—351
Smonica, Biologische Aktivität 349
—, Bodenbildungsfaktoren 348
—, Chemische und physikalische Analyse 345
—, C 14-Bestimmung 347
—, Definition 342, 351
—, Dynamik 349
—, Farbe 346
—, Genese 350
—, Gliederung 351
—, Mikromorphologie 344
—, Mineralogische Bestimmung 346
—, Morphologie 343
—, Phänologie 349
—, Pollenanalytischer Befund 345
—, Profil 343
—, Rubifizierung 348
—, Selbstmischeffekt 350
—, Synonyme 341
—, Typenbezeichnung 351
—, Vegetation 348
Smonica, Verbraunung 349
—, Verbreitung 347
—, Wasserbewegung 349
—, Wasserkapazität 349
Smonicaähnlich 351
Solmsbach-Tal 277
Sorptionskapazität (T-Wert) 366—368
Spessart-Kristallin 246—272
—, Ablauf der Metamorphorsevorgänge 268
—, Ausgangsgesteine und stratigraphische Einordnung 270
—, Tektonik 264
Spezialfaltung 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156
Spitznack 167
Spitznacksattel 167
Spitznack-Schichten 165—172
— mit Cypricardellenbänken und *pila*-Bank 167
splendens-Subzone 221, 222
Staurolithgneis, Staurolithfreie Einschaltungen 253
—, Umkristallisationsfolge 269
Staurolithgneise 248, 249
Steindorf, Westausgang von 182
Stolzenbach Krs. Fritzlar-Homberg 233
Stolzenbacher Flöz 235
Stronzbuscher Haardt 137, 138, 140, 144, 151, 157
Subtransversa-Mergel, Gerolstein (Eifel), Crinoiden 107, 112, 114
Südwesteifel 240
Tätigkeitsbericht, Archiv 511
—, Bibliothek 511
—, Bodenkunde 511
—, Chemisches Laboratorium 509
—, Geologische Landesaufnahme 506
—, Geophysik 507
—, Hydrogeologie 509
—, Ingenieurgeologie 509
—, Lagerstättenkunde 507
—, Paläontologie und Biostratigraphie 507
—, Petrographie und Geochemie 508

Talverschüttung 242
Tanner Grauwacke 273
„Taunushinterland-Decke“ 282
Taunusquarzit 133, 134, 145, 147, 148, 154, 155, 156, 157, 158, 328
—, Feuerfestigkeit 334
—, geochemisches Profil 320
—, oberer 136
—, unterer 136
Tektonik, spät- und nacholigozäne 240
Thalfang 133, 146
Thalfanger Hardtwald 139, 140, 143, 144, 153
— Mulde 149, 154, 155, 156, 157
Tiefenbach 145, 146, 152
Timor, Perm, Crinoiden, Einzelplatten aus pilzförmigen Analsäcken (Gattung *Teratocrinus* WANNER) 106, 107, 108, 111, 112
Tonkolloide (Tonminerale) 356
—, Molekularverhältnisse 364

Tonkolloide, y-Wert 369
Trnava (Serbien) 343
Tubusplatten von Crinoiden, Karbon und Perm 106, 107, 108, 111, 112
— — —, Mitteldevon der Eifel (*Stegocrinus* n. g.) 106—107, 109—116

Ulmen Gruppe 135, 140, 144, 163, 169
Ulmen-Zeit 169
Unterdevon, mittelrheinisches 166
—, Oberes 182
Unterems-Basisporphyroid 170
Unterems Stufe 135, 140, 141
Unterkarbon, Liegende Alaunschiefer 491, 492
Untermiocän 99
Untermosel-Porphyroid 170
Untersuchungen, chemische und kolloidchemische 354—392

Vallendar-Stromsystem 242, 244
Vallendarer Schotter 240—245
— —, Basis der 242, 243
— —, Mächtigkeiten der 243
Veldenz 142, 146, 150, 156
Vereinigte Staaten, Karbon, Crinoiden mit pilzförmigem Analsack 108, 112
Vergenz 150, 155
Vergenzfächer 156
Vergenzmeiler 156
Verna 235
Veröffentlichungen, amtliche 512
Verwitterung, tropische oder subtropische 242
Vierland-Stufe 95, 104
Villmar, Blatt 5615 173
Vorspessart, nördlicher kristalliner 248

Wahlen südl. Neustadt 237
Wallersheimer Dolomit 216
Wälzebachtal 235
Weinberg bei Steindorf 279, 280
Weinheim 395
Weiperath 144
„Weißblauer Ton“ 235
Werbe-Bach 499
Wese-Tal 493
Wetzlarer Hauptüberschiebung 180
— Kulm-Mulde 277
Wilden 289
„Wolkenbrüche“ 321, 322

Zechstein-Konglomerat im Wesetal 491—493
Zementquarzit 337
Zerfer Schichten 134, 135, 136, 137, 140, 145, 146, 148, 151, 152, 153, 154, 157, 158
— —, obere 141, 146, 150, 151, 154
— —, untere 141, 147, 150, 151, 154, 157
— —, ungegliederte 141, 142, 147, 153
— —, Abgrenzung 142
— —, fazielles Verhalten 144
— —, Lithologie 141
— —, Vorkommen 142
Ziegenhain 235

Fossilregister

Aculeodens 19
Adapis 47
Adapisorex 22, 28, 34, 43
Amphidozotherium 21, 25
Amphilemuridae 22, 41
Amphilemur 22, 47
Amussium (Amussium) corneum 94
— *woodi* 95
Anagale 18, 21
Ancyrodella buckeyensis 194, 198, 215
— *curvata* 185, 194
— *gigas* 185, 194, 198
— cf. *gigas* 194
— cf. *ioides* 198
— *lobata* 194, 198
— *nodosa* 194, 223
— cf. *quadrata* 215
— *rotundiloba* 177, 185, 194
— cf. *rotundiloba* 194
— *rugosa* 185
— sp. 215
Ancyrognathus asymmetrica 194, 198
— *bifurcata* 185, 194
— *triangularis* 185, 194, 201
Ancyroides asymmetrica 223
Ancyropenta curvata 223, 228
Asteropyge (Asteropyge) neodevonica 215
— — *supradevonica* 212, 213, 215
Belodus devonicus 215
— *erectus* 185
— *triangularis* 185, 215, 228
— sp. 185

Buchiola angulifera 216

Cadocrinus variabilis 112
Camptonectes 99
Ceciliolemur 43
Ceratites armatus 87—92
— cf. *armatus* 89
— *robustus* 89
— — *terminus* 89
Chlamys aquaetranquillae 104
— *cancellata* 104
— *decussata* 95, 101, 103, 104
— *exlaevigata* 102, 104
— *hausmanni* 103, 104
— *macrotis* 103

Chlamys picta 104
— *semistriata* 98, 104
— *striatocostata* 99, 102
— sp. 104
— *(Aequipecten)* sp. 103
— *(Camptonectes) ambiga* 100
— — *aquaetranquillae* 99
— — *cancellata* 99
— — *crinita* 100
— — *decussata* 100, 104
— — *hausmanni decemplicata* 102, 104
— — — *exlaevigata* 101, 104
— — — *hausmanni* 101
— — *semistriata* 102
Chonchidiella 1939
Chondrites intricatus 495
— *palaeozoicus* 494, 495
— sp. 495

Echinosorex 42
Entomolestes 22
Entomoprimitia concentrica 214, 221
— *kayseri* 221
— *nitida* 214
— *splendens* 222
— *variostriata* 221, 222
— sp. 214
—? *paeckelmanni* 214, 221
—? *sandbergeri* 224, 225, 228
Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis 223, 224, 225
— — *pseudophthalmus* 214, 221
— — *pseudorichterina* 214, 221
— — *tenera* 214, 221, 222, 223, 224, 225
— *(Richteria) serratostriata* 223, 224, 225, 228
Eucalyptocrinus rosaceus 112

Franklinella calcarata 201
— *latesulcata* 214

Geolabidinae 22, 42
Gipidulinae 120
Gisacanthostega expansa 112

Hindeodella brevis 228
Hydreionocrinus depressus 112
— *wetherbyi* 112
Hylomys 42

Leptictidium 27
Icriodus curvatus 177
— *nodosus* 224, 228, 229
— *symmetricus* 229
Leiorhynchus formosus 212, 213
Leptacodon 42
Leptictidae 21, 33
Lonchodina sp. 228

Macrocranion 8, 41, 42
Messelina 27, 35

Neochilina parvula 201
Nothognathella typicalis 202
Nessariostoma granulosum 80
Neurogymnurus 22
Novakia fuchsi 68
Nyctitherium 22, 25, 43

Omomys 22, 25, 44
Orthoceras sp. 182, 184
Ozarkodina regularis 228

Palliolum hauchecornei 95
— *(Similipecten) pygmaeum* 95
Palmatolepis basilica deflectens 196, 197, 202, 203, 204
— *distorta* 196, 197, 203
— *foliacea* 194, 198
— *glabra elongata* 196, 197, 203
— — *glabra* 196, 197, 201, 202
— — *inflexoidea* 202
— — *pectinata* 196, 197, 202, 203
— *hassi* 185, 194, 198, 201, 215
— *inflexa* 196, 197, 204
— *martenbergensis* 185, 194
— cf. *maxima* 197
— *minuta* 197, 201
— *perlobata grossi* 197
— *perlobata schindewolfi* 196, 197, 204
— — ssp. indet. 197, 224
— *proversa* 194, 198, 215
— *quadrantinodosa marginifera* 196, 203
— *quadrantinodosalobata* 197, 201, 229
— *rhenana* 194, 198, 223
— *rhomboidea* 197
— *rudosa trachytera* 197
— *rugosa ampla* 204
— *subperlobata* 194, 197, 225, 229
— *subrecta* 185, 194, 198, 201, 215, 223
— *tenuipunctata* 197, 229
— *transitans* 185, 215
— cf. *transitans* 194
— *unicornis* 194, 198
— cf. *unicornis* 198
— sp. 224
Paraplesiobatis heinrichsi 78
Pecten acuticostatus 103
— *bifidus* 97, 98, 103
— *cancellatus* 99
— *crinitus* 100
— *decemplicatus* 102
— *hofmanni* 103
— *impar* 95
— *janus* 97
— *laevigatus* 101, 102
— *limatus* 99
— *lucidus* 103
— *macrotus* 101
— *menkei* 101
— *pectoralis* 101
— *praehofmanni* 103
— *pygmaeus* 101
— *schnitgeri* 98, 99, 102

Pecten semicingulatus 95
— *semicostatus* 99, 102, 103
— *semistriatus* 98, 99, 101, 103
— *soellingensis* 103
— *solea* 94
— *striatocostatus* 99
— *striatus* 99
— *tringularis* 103
— *propinquus* 101
— *(Hilberia) bifidus* 96
— — *bifidus acuticostatus* 97
— — *bifidus lucidus* 97
— — *bifidus praehofmanni* 97
— — *hofmanni* 98
— — *janus* 98
— — *semicostatus* 98
— — *semicostata* 104
— — *semistriata* 98
Pectininae 96
Pentameridae 120
Pentameracea 119, 120
Phacopidella (Denckmannites) micromma 182
Pirasocrinus 112
Philippsastraea hennahi 189
Polygnathus cf. *amana* 197, 198
— *ancyrognathoidea* 185, 194, 215
— cf. *angusta* 196
— *brevilamina* 228
— cf. *brevilamina* 229
— cf. *brevis* 194
— *caelata* 194
— *cristata* 185
— *decorosa* 185, 194, 198, 215, 223, 228
— *dengleri* 185, 194
— *diversa* 197
— *dubia asymmetrica* 185, 194
— *dubia dubia* 185, 194
— *glaber* 201. 202
— *glabra* 185, 196, 197
— *glabra glabra* 224
— *granulosa* 197
— *linguiformis* 185, 194
— *nodocostata nodocostata* 201
— *nodocostata ovata* 201
— *nodocostata* ssp. 196, 197
— *normalis* 185, 194, 202, 215, 223
— *ordinata* 185
— *pennata* 185, 194
— *pennatuloidea* 197
— *peracuta* 185
— cf. *perplexa* 197
— *rugosa* 185, 194
— *procerus* 202, 229
— *styriaca* 204
— *varca* 184, 185, 194
— ? *variabilis* 194
— *varinodosa* 185, 197
— *webbi* 185, 194
— *xylus* 182
— sp. 228
Posidonia venusta 225
Proterix 22, 42
Proterixoides 22, 35, 42
Pseudopetalichthys problematicus 66
Pseudopolygnathus dentilineata 202
— *granulosa* 202
— *hofensi* (nom. nud. THURSCH) 202
— *striata* 204

Richteria (Fossirichterina)? sp. 224
Richterina (Volkina) zimmermanni 201, 214, 221

Saturninia 21, 25, 43
Scaphignathus velifera 197, 202
Scenopagus 22, 42
Scadiocrinus? *crassacanthus* 112
—? sp. 112
Schistocrinus confertus 112
— *parvus* 112
Sespedectes 25
Spathognathodus altus 196, 204
— *amplus* 204
— *brevis* 185
— cf. *brevis* 196
— *costatus* 202
— *inornatus* 196
— cf. *jugosus* 202
— *mediocris* 196
— *stabilis* 196, 204
— sp. 185
Spirifer assimilis 166, 170
— *paradoxus* 182
— *primaevus* 166
— *prohystericus* 170
— *verneuili* 189
Stegocrinus 106, 107, 109, 110, 111, 112, 116
— *bloosi* 107, 109, 110, 114, 115
— *dohmi* 107, 109, 110, 112, 115
— cf. *dohmi* 110, 111, 114
— sp. 114
Stensiöellida (Arthrodira, Unterdevon) 48
Stensiöella heintzi 50
Stringocephalus burtini 183

Teratocrinus 106, 111, 112
— (?) *bulbosus* 112
— *spathulifer* 108, 109, 111, 112
— (?) *triangulatus* 112
Tholocrinus 112
Tupaiodon 22, 42
Tupajidae 21, 32

Waldeckella cicatricosa 201, 214

Xystocrinus ? 112

Zdimir BARRANDE 117—131
— *hercynicus* 129
— cf. *hercynicus* 127
— *rhenanus* 125
— *robustus* 123
Zeacrinus acicularis 108, 112

Tafel 1

Erklärung zu Tafel 1

Fig. 1. *Leptictidium auderiense* n. g. n. sp. Skelett; Paratypus Me 6224. Nat. Größe.

Fig. 2. *Macrocranion tupaiodon* WTZL. Röntgenaufnahme des Typus-Skelettes nach Aushebung der OK-Zähne. Me 4403a. Nat. Größe.

Fig. 3. *Messelina tenera* n. g. n. sp. a: Skelett, b: Röntgenaufnahme hierzu mit J^2 sin. (bzw. DJ^2) in situ, aber nach Aushebung des J^3 sin. Anschließend folgen: DC sup. sin., P^1 sin., Lücke für den fehlenden P^2 sin., P^3 sin., sowie undeutlich sichtbar: P^4—M^3 sin. Me 1288. Nat. Größe.

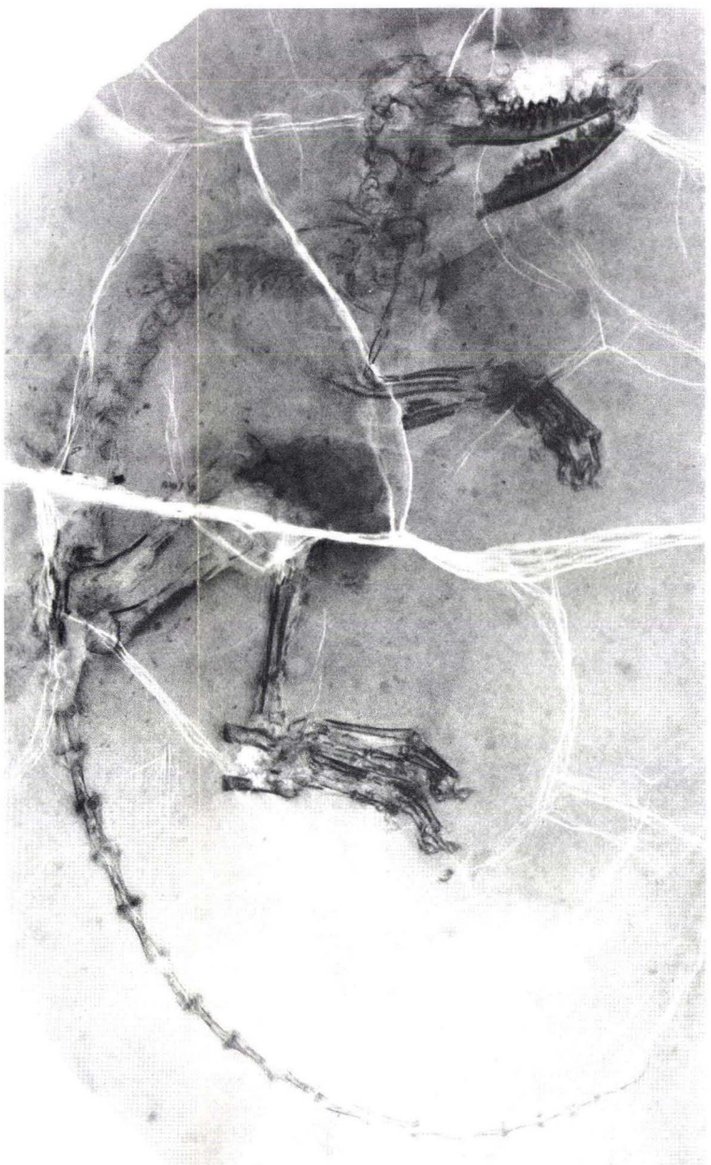
Lutetium, Grube Messel bei Darmstadt

Originale in der Geolog.-Paläontologischen Abteilung des Hess. Landesmuseums, Darmstadt.

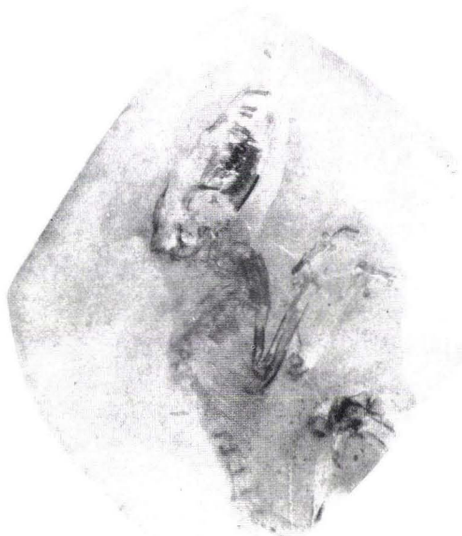
Anm.: Das Skelett zu Fig. 1 wurde nach dem von SOLLE 1952 angegebenen Verfahren mit Ence-Grün angefärbt (vgl. TOBIEN 1960a:8).



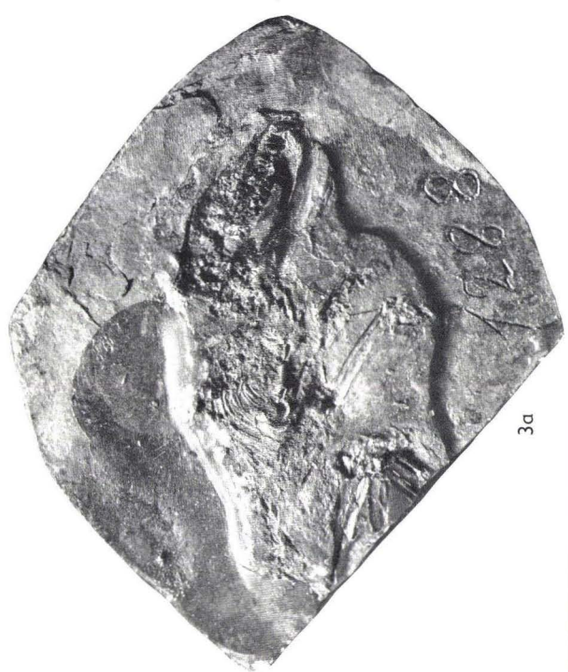
1



2



3b



3a

Tafel 2

Erklärung zu Tafel 2

Macrocranion tupaiodon WTZL.

Lutetium, Grube Messel bei Darmstadt

Fig. 1a. C sup. sin.—M^3 sin., von occlusal. Zusammengestellt aus: C sup. dext., P^1 dext. spiegelbildlich: Me 515/III; P^2 und P^3 sin.: Me 515/II; P^4 sin.: kombiniert aus Me 4403a (labiale Hälfte, dext., spiegelbildlich) und Me 515/II (linguale Hälfte); M^1—M^3 sin.: Me 11; ca. ×10.

Fig. 1b. C sup. sin.—M^3 sin., von labial. Zusammengestellt wie unter Fig. 1. ca. ×10.

Fig. 2a. J_1—M_3 sin., von occlusal. Me 515/II; zusammengehörige Zahnreihe. ×7,5.

Fig. 2b. Wie Fig. 2a; von lingual. ×7,5.

Fig. 2c. Wie Fig. 2a und 2b; von labial. ×7,5.

Fig. 3. J^3 dext., a: von lingual, b: von labial. Me 515/III; ca. ×10.

Fig. 4. P^2 sin., von lingual. Me 515/II; ca. ×10.

Fig. 5. C sup. dext., von lingual. Me 515/III. ×12,5.

Fig. 6. DC sup. sin., a: von labial, b: von lingual. Me 11; ca. ×10.

Fig. 7. P^1 dext., von lingual. Me 515/III; ca. ×10.

Fig. 8. P^3 sin., von lingual. Me 515/II; ca. ×10.

Fig. 9—12. Zusammengehörige J inf., von lingual: Fig. 9: DJ_1 sin.; Fig. 10: DJ_1 dext., Wurzel mit Resorptionsmarke von J_1 dext.; Fig. 11: J_1 dext. (Keim); Fig. 12: J_2 dext. Me 4403a; ca. ×10.

Fig. 13—16. Zusammengehörige J, von lingual: Fig. 13: DJ_3 sin., Wurzel mit Resorptionsmarke; Fig. 14: DJ_2 sin., Krone mesial defekt; Fig. 15: J_2 sin., (Keim); Fig. 16: $DJ^{1\,(2)}$ sin. Me 11. ca. ×10.

Fig. 17. P_3 dext., a: von lingual; b: von labial. Me 4403a; ca. ×10.

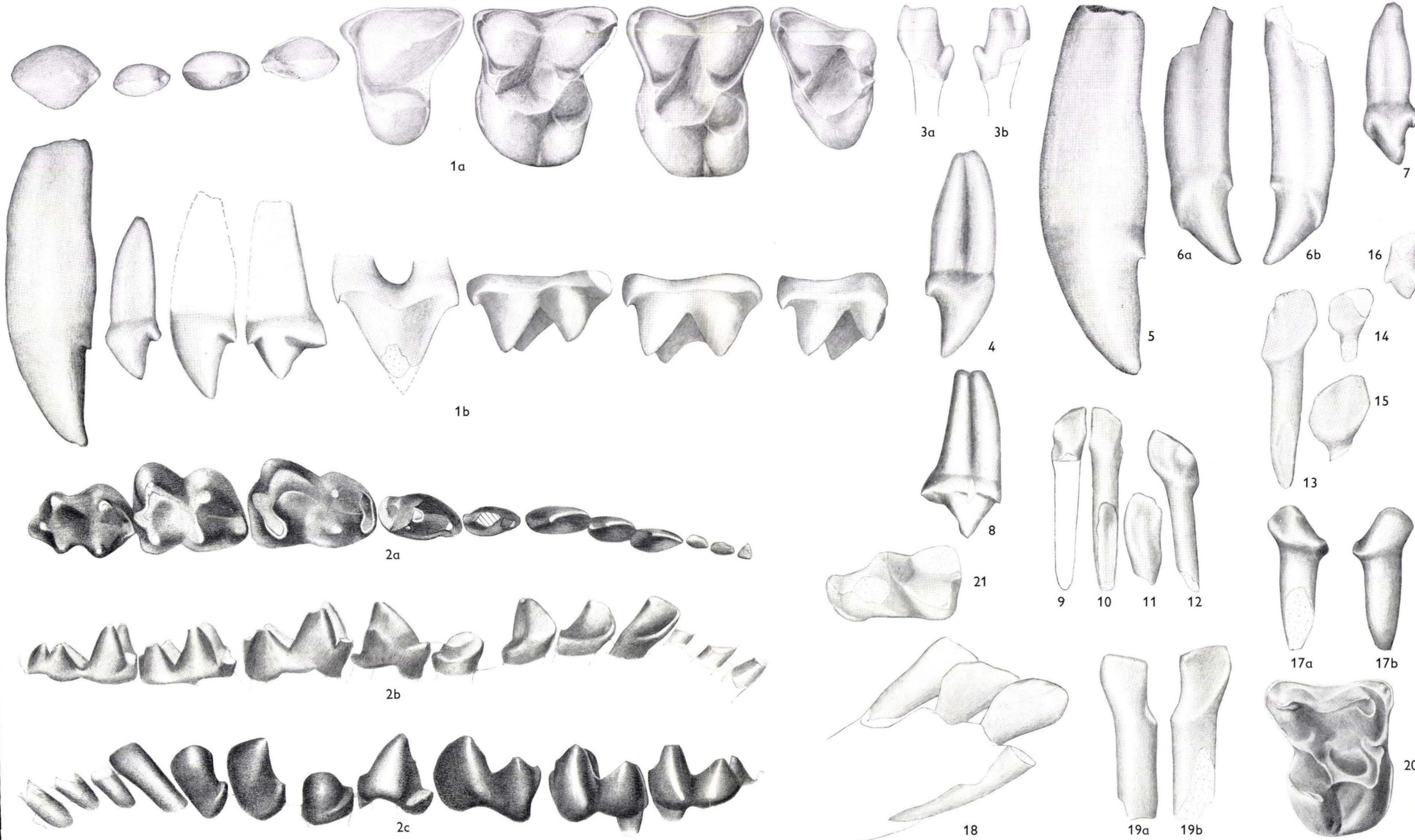
Fig. 18. Unterkiefer-Vorderende mit J_1 (Krone weggebrochen), J_2—C inf. dext. Me 515/II; ca. ×10.

Fig. 19. C inf. sin., a: von labial; b: von lingual. Me 515/II; ca. ×10.

Fig. 20. M^1 dext., von occlusal. Me 4403a; ca. ×10.

Fig. 21. D_4 sin., von occlusal. Me 11; ca. ×10.

Originale in der Geolog.-Paläontologischen Abteilung des Hessischen Landesmuseums, Darmstadt.


1a
1b
2a
2b
2c
3a
3b
4
5
6a
6b
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17a
17b
18
19a
19b
20
21

Tafel 3

Erklärungen zu Tafel 3

Leptictidium auderiense n. g. n. sp.
Lutetium, Grube Messel bei Darmstadt

Fig. 1a. Beide Unterkieferäste. Oben: Rechter Ramus horizontalis, von labial (P_1 vor Anfertigung des Fotos ausgehoben); unten: linker Ramus horizont., von lingual. In den Taloniden der linken UK-Zähne sind die zugehörigen OK-Zähne z. T. sichtbar. Holotypus. Me 4420; ×2.

Fig. 1b. Röntgenaufnahme zu Fig. 1a. P_1 dext. in situ sichtbar. ×2.

Fig. 2. P_3—M_2 sin., von lingual; Risse im Schmelz und Brüche weggelassen. Me 4420; ca. ×5.

Fig. 3a. P_2—M_1 dext., von occlusal; Risse im Schmelz und Brüche weggelassen. Me 4420; ca. ×5.

Fig. 3b. P_1—M_1 dext., von labial; die in die Talonide eingreifenden OK-Zähne weggelassen, ebenso Risse im Schmelz und Brüche. Me 4420; ca. ×5.

Fig. 4. J sup., a: von labial; b: von lingual. Me 4420; ca. ×10.

Fig. 5. P^2 (rechts) und P^3 (links, Umrisse nach Fragment rekonstruiert) dext., von labial. Me 4420; ca. ×5.

Fig. 6. C sup. dext., von lingual. Me 6224; ca. ×10.

Fig. 7. C inf. dext. fragm., von labial. Me 4420; ca. ×10.

Fig. 8. J_3 dext., von lingual. Me 4420; ca. ×10.

Fig. 9. M^2 sin., Lingualpartie, schräg von innen und hinten. Me 4420; ca. ×5.

Fig. 10. M^1 dext. linguale Kronenpartie; von occlusal. Me 4420; ×10.

Messelina tenera n. g. n. sp.
Lutetium; Grube Messel bei Darmstadt

Fig. 11. Von links nach rechts: DC sup. sin., P^1 sin., (P^2 fehlt), P^3—M^3 sin., von occlusal. Schmelzrisse und Brüche weggelassen. Me 1288; ×10.

Fig. 12. P^3 sin., von lingual. Me 1288; ×10.

Fig. 13. P^1 sin., von lingual. Me 1288; ×10.

Fig. 14. DC sup. sin., von lingual; Wurzel mit Resorptionsmarke. Me 1288; ×10.

Fig. 15. J^3 sup. sin., von lingual. Me 1288; ×10.

Fig. 16. J^2 (oder DJ^2) sup. sin., von lingual. Me 1288; ×10.

Fig. 17. P_4 dext. (Keim); a: von occlusal, b: von lingual. Me 1288; ×10.

Fig. 18. D_4 sin., von occlusal. Me 1288; ×10.

Fig. 19. M_1—M_3 sin., a: von occlusal, b: von lingual. Me 1288; ×10.

Fig. 20. UK-Fragment dext., a: von occlusal mit Alveolen für M_2, M_1, D_4 bzw. P_4, und Spuren vorderer Alveolen; b: von labial mit großer Alveole für D_4, P_4 und 2 For. mentalia. Me 1288; ×4.

Macrocranion tupaiodon Wtzl.
Lutetium; Grube Messel bei Darmstadt

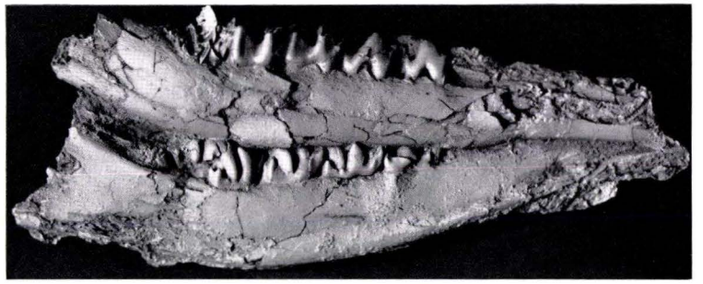
Fig. 21. Tibia sin., von hinten mit Ansatz der Fibula, rechts davon Tibia und Fibula dext. von lateral. Me 515/I; ×2.

Fig. 22. Kralle des rechten (oder linken) Hinterfußes, a: von dorsal, b: von der Seite. Me 4403a; ×10.

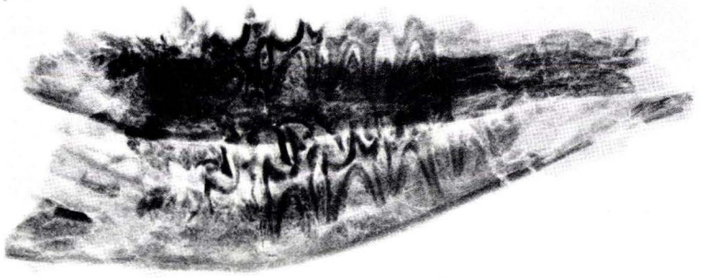
Fig. 23. Röntgenfoto des Schädels von Me 571 (Beleg zu „*Aculeodens gracilis*". Nat. Gr.).

Anm.: Die Objekte zu den Figuren 1a; 20a, b; 21 wurden nach dem von Solle 1952 angegebenen Verfahren mit Ence-Grün angefärbt (vgl. Tobien 1960a:8).

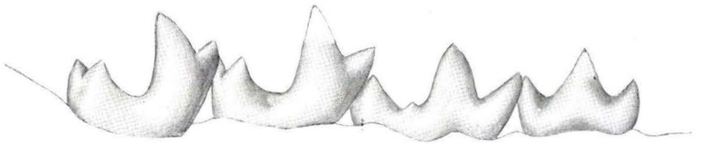
Originale in der Geolog.-Paläontologischen Abteilung des Hessischen Landesmuseums, Darmstadt.



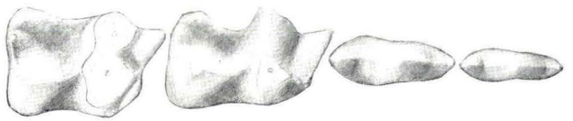
1a



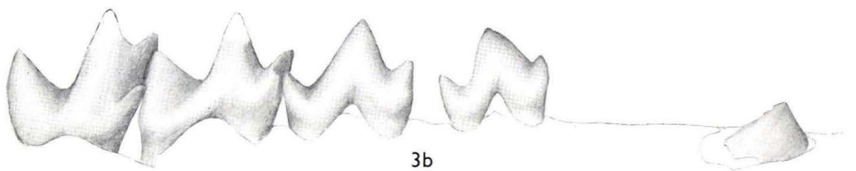
1b



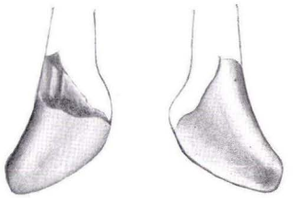
2



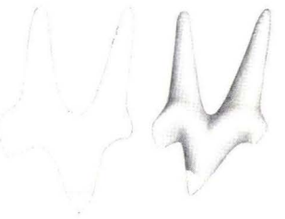
3a



3b

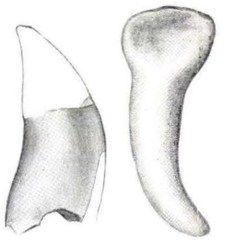


4a 4b



5

6



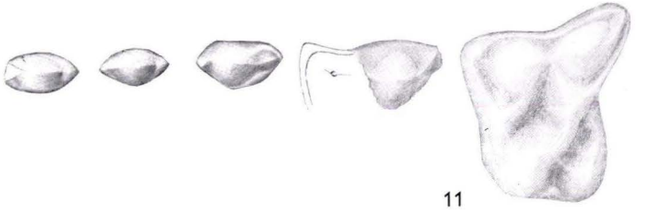
7 8



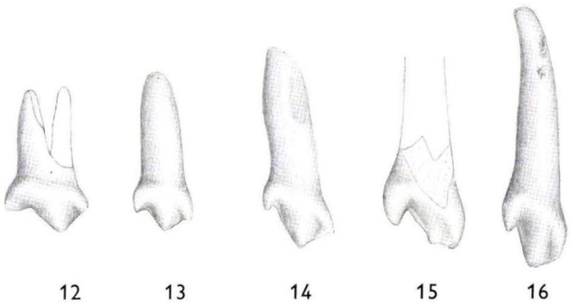
9



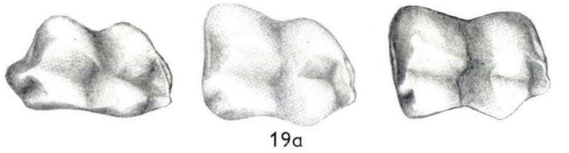
10



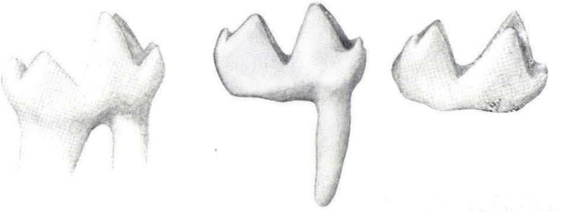
11



12 13 14 15 16



19a



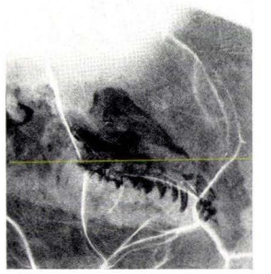
19b



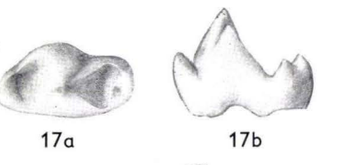
20a



20b



23



17a 17b



18



21



22a



22b

Tafel 4

Tafel 4

Stensiöella heintzi Broili. Dorsalseite des Holotypus, dessen Brustflossen und Bauchflossen erst 1961 vollständig freigelegt wurden (vgl. Broili 1933 a, Taf. 3); × 0,8. Staatl. Smlg. Paläont. u. hist. Geol. München, Nr. 1932 I 65.



Tafel 5

Tafel 5

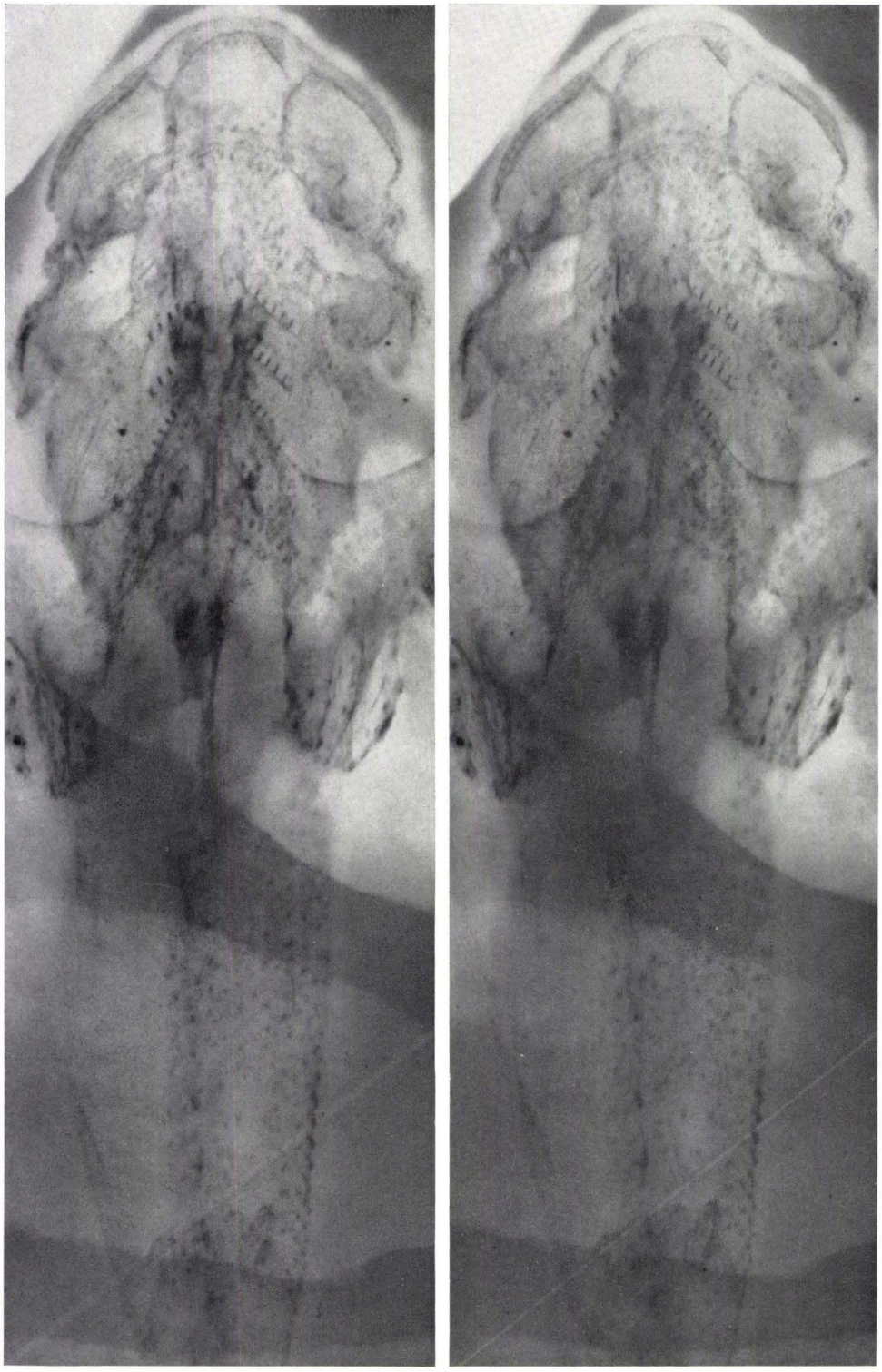
Stensiöella heintzi Broili. Dorsalseite des Schädels und Vorderrumpfes des Holotypus, vor der 1961 durchgeführten Präparation der Brustflossen; × 1,2.



Tafel 6

Tafel 6

Stensiöella heintzi Broili. Stereoskopische Röntgenaufnahmen von dorsal. Ausschnitt zur stereoskopischen Betrachtung; × 1. Die stereoskopische Wirkung tritt bald ein, wenn man mit gänzlich entspannten Augen auf einen Punkt der Linie zwischen beiden Bildern sieht, wobei man die Nebenbilder links und rechts nicht beachtet. Nach Vertauschung beider Figuren würde man das Spiegelbild der Ventralseite sehen. Fortsetzung des Bildes siehe Taf. 5 Fig. 2.



Tafel 7

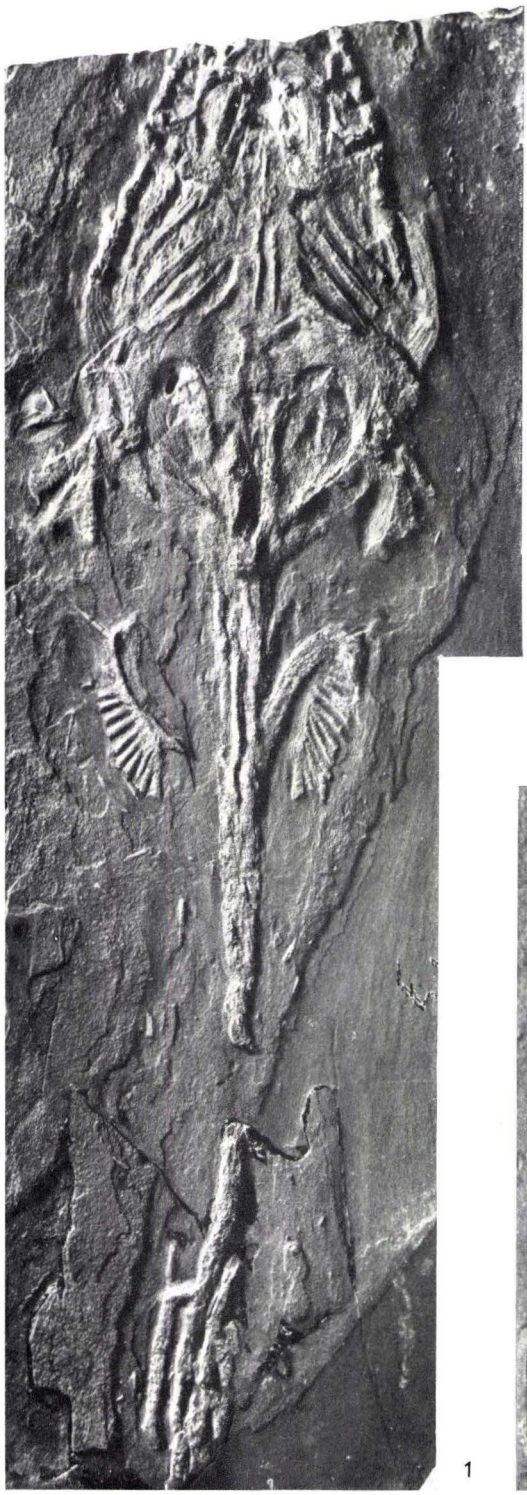
Tafel 7

Pseudopetalichthys problematicus Moy-Thomas. Karl-Geib-Museum in Kreuznach.

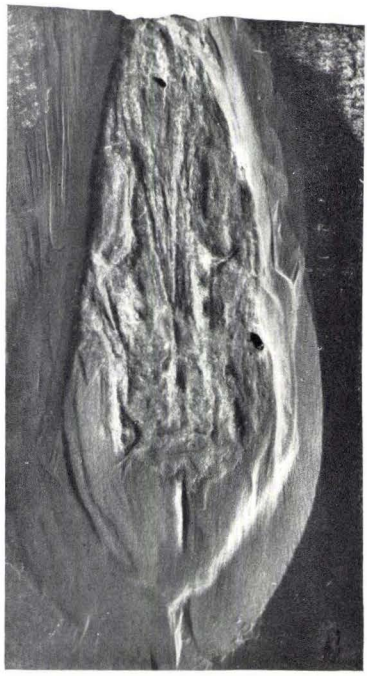
Fig. 1. Ventralseite des Holotypus; × 1,3.

Fig. 2. Freigelegter Teil des Schädeldaches; × 1,3.

Fig. 3. Visceralskelett und Schuppenpaare der rechten Schädelhälfte; × 3. Ausschnitt aus Fig. 1, retuschiert.



1



2



3

Tafel 8

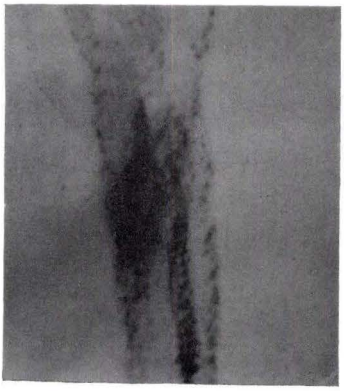
Tafel 8

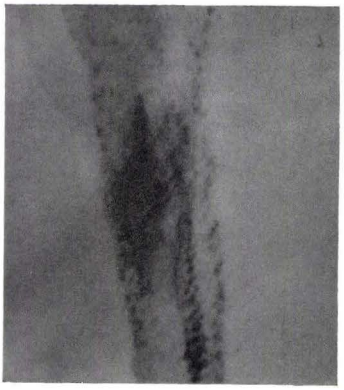
Fig. 1. *Paraplesiobatis heinrichsi* Broili. Dorsalseite des Holotypus; × 1,4. Karl-Geib-Museum in Kreuznach.

Fig. 2. *Stensiöella heintzi* Broili. Stereoskopische Röntgenaufnahmen des Schwanzes; × 1. Fortsetzung von Tafel 3.



1





2

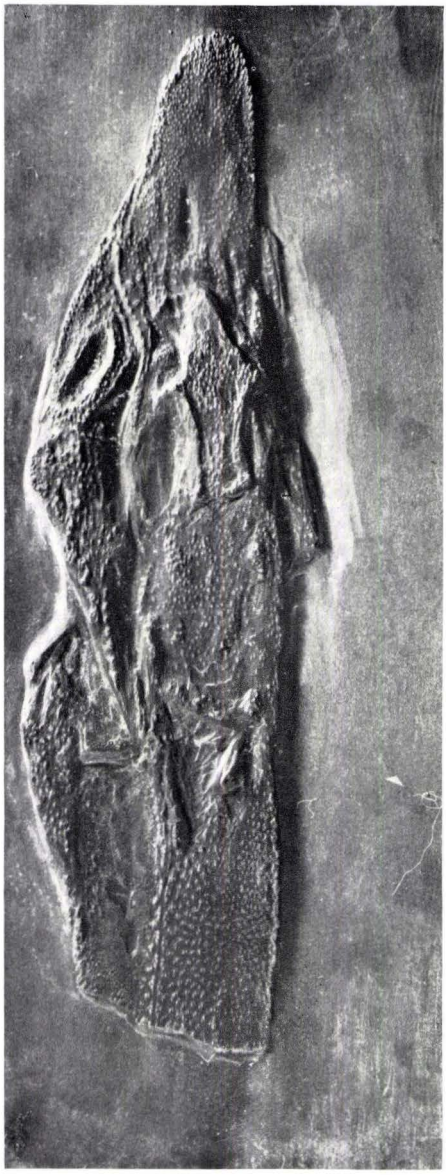
Tafel 9

Tafel 9

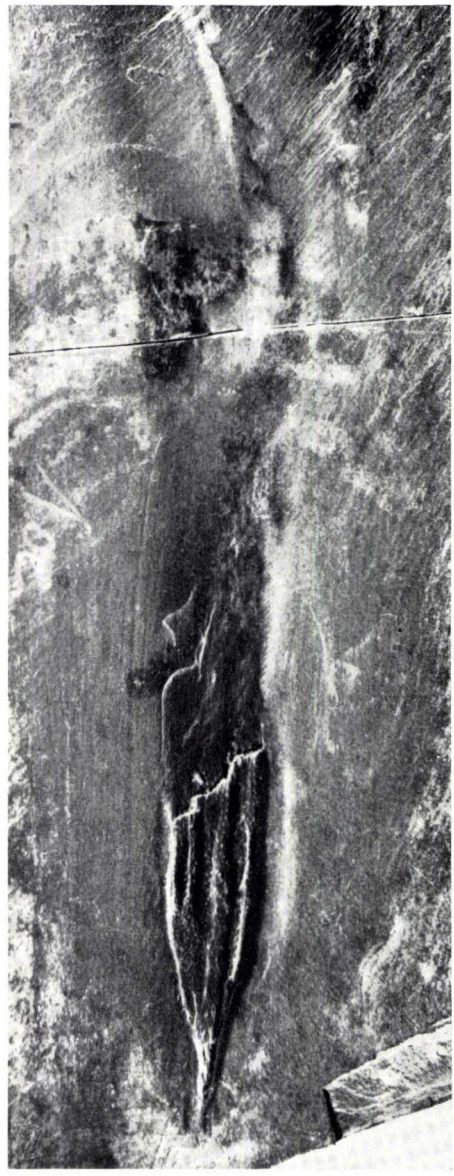
Nessariostoma granulosum Broili. Holotypus; × 1,4. Karl-Geib-Museum in Kreuznach.

Fig. 1. Dorsalseite des Kopfes und Vorderrumpfes.

Fig. 2. Ventralseite des Schwanzendes.



1



2

Tafel 10

Tafel 10

Fig. 1. (Sammel-Nr. 77) (Wiederholung aus Busse 1954, Taf. 7 Fig. 3) – *Ceratites robustus terminus* Wenger – Obere *robustus*-Zone (Profil 21b), Eichliede bei Trubenhausen.

Fig. 2. (Sammel-Nr. 134) *Ceratites* cf. *armatus* – obere *robustus* – oder untere *compressus*-Zone, Eisenberg/NO.

Fig. 3. (Sammel-Nr. 135) – *Ceratites armatus* Philippi – untere *evolutus*-Zone, Eichliede/NO.

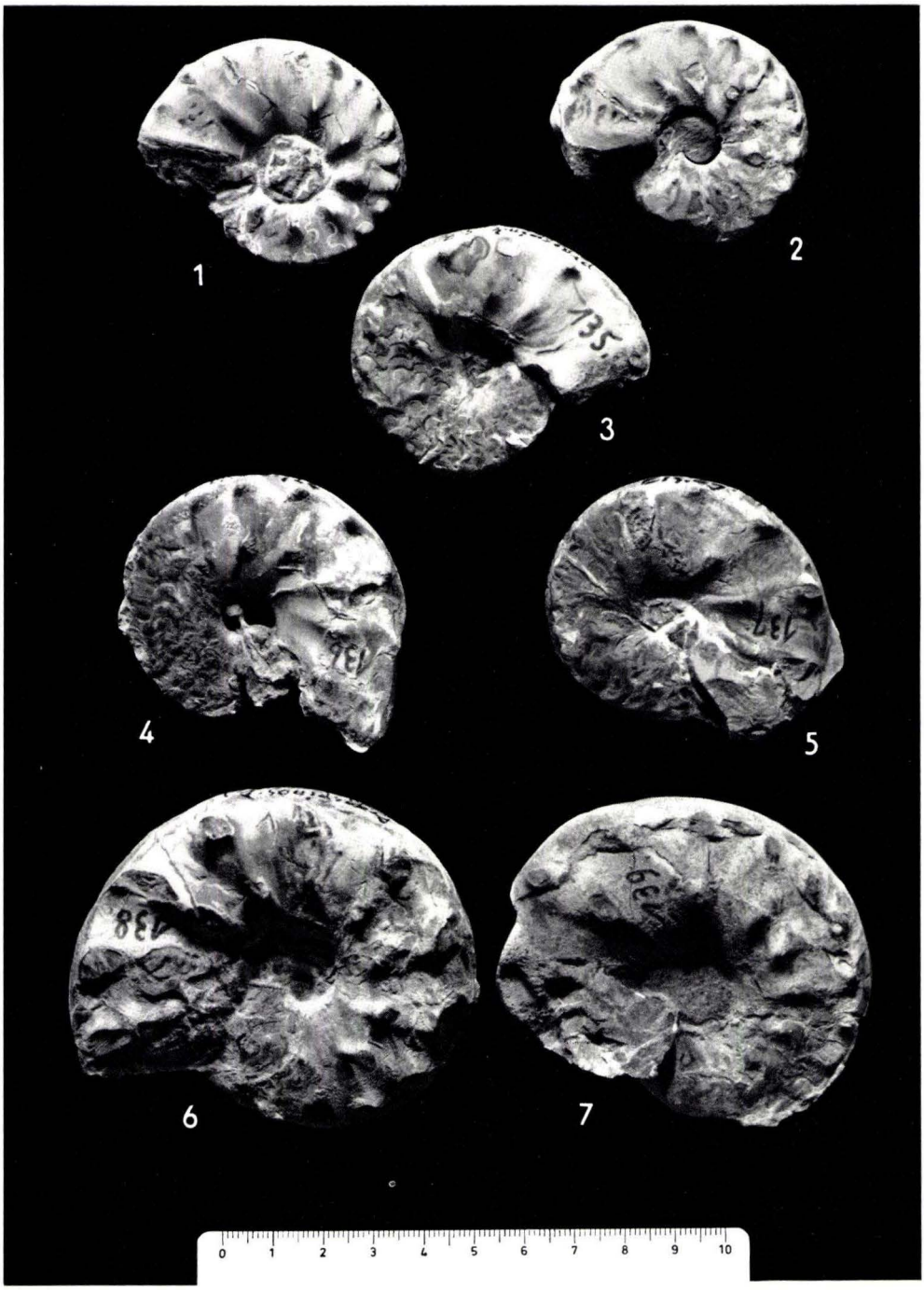
Fig. 4. (Sammel-Nr. 136) – *Ceratites armatus* Philippi – obere *compressus*-Zone, Eichliede/SW.

Fig. 5. (Sammel-Nr. 137) – *Ceratites armatus* Philippi – untere *evolutus*-Zone, Eisenberg/Mitte/S.

Fig. 6. (Sammel-Nr. 138) – *Ceratites armatus* Philippi – obere (?) *evolutus*-Zone – Eichliede/SW.

Fig. 7. (Sammel-Nr. 139) – *Ceratites* cf. *armatus* – obere (?) *evolutus*-Zone – Eisenberg/Mitte/S. –

sämtlich: Größe etwa $^3/_4$ – Sammlung Busse


1
2
3
4
5
6
7
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Tafel 11

Tafel 11

Pecten (Hilberia) bifidus (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Fig. 1. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus, Bayer. Staatssammlung München AS VII 56
Original zu GOLDFUSS: Taf. 97, Fig. 10 c

Pecten (Hilberia) bifidus lucidus (GOLDFUSS 1835)

Fig. 2. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus, Bayer. Staatssammlung München AS VII 62

Fig. 3. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Paratypoid, Bayer. Staatssammlung München AS VII 63
Originale zu GOLDFUSS: Taf. 97, Fig. 11 a, b

Pecten (Hilberia) janus (MÜNSTER in GOLDFUSS 1834)

Fig. 4. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus, Bayer. Staatssammlung München AS VII 68
Original zu GOLDFUSS: Taf. 95, Fig. 4 b

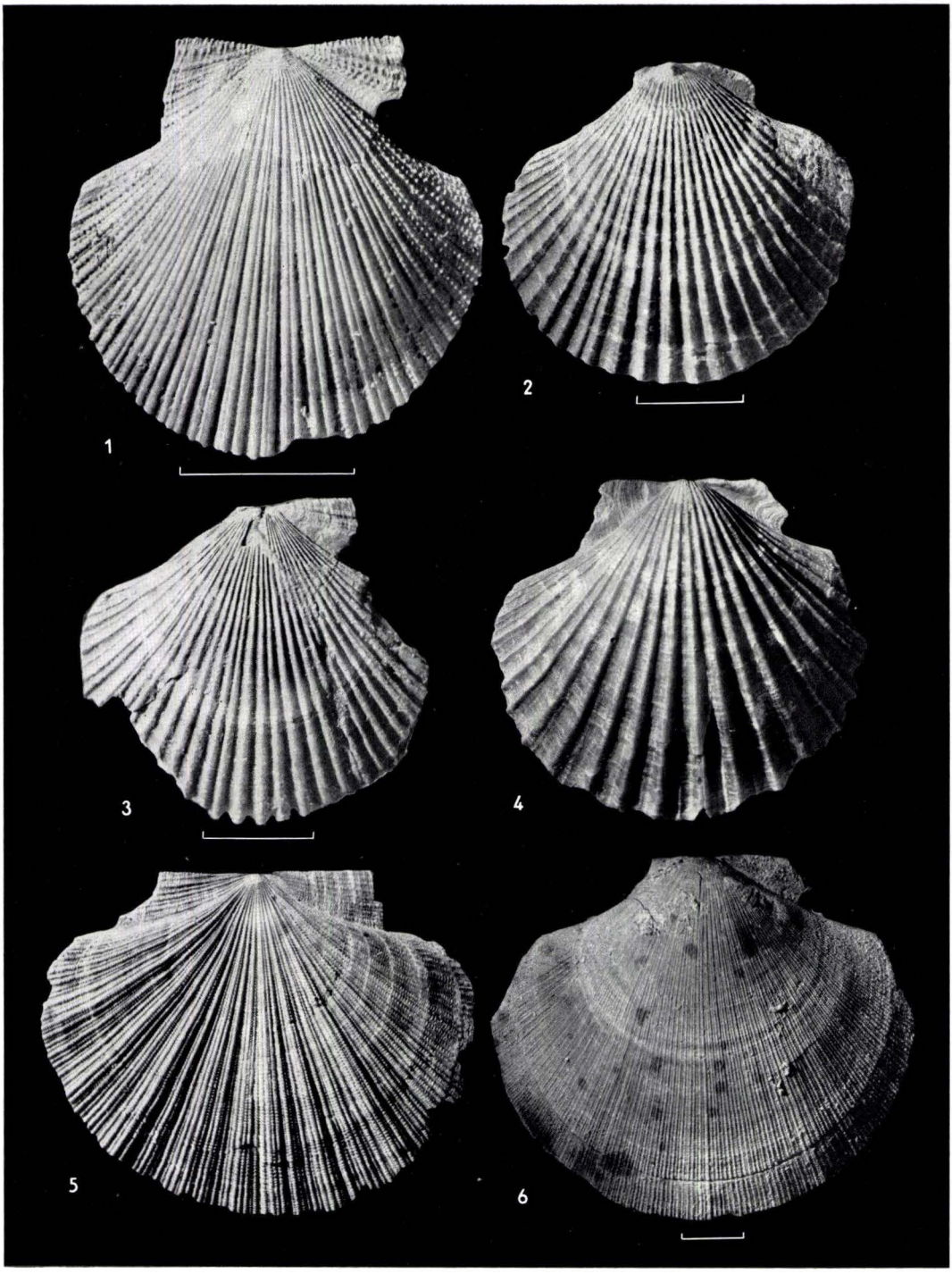
Fig. 5. Linke Klappe, Doberg bei Bünde
Paratypoid, Bayer. Staatssammlung München AS VII 67
Original zu GOLDFUSS: Taf. 95, Fig. 4 a

Pecten (Hilberia) hofmanni (GOLDFUSS 1834)

Fig. 6. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Paratypoid, Bayer. Staatssammlung München AS VII 66
Original zu GOLDFUSS: Taf. 96, Fig. 4 a—c

Maßstäbe jeweils = 1 cm

Fig. 1—6, 8, 9, 11, 12, 13, 16 phot. cand. geol. H. K. NACHTIGALL, Kiel; Fig. 7, 10, 14, 15, 17—19 phot. Dr. R. KÖSTER, Kiel.


1
2
3
4
5
6

Tafel 12

Tafel 12

Chlamys (Camptonectes) cancellata (GOLDFUSS 1834)

Fig. 7. Linke Klappe, Doberg bei Bünde
Holotypus, Geol. Paläont. Inst. Bonn: GOLDF. 583
Original zu GOLDFUSS: Taf. 94, Fig. 6 a, b

Fig. 8. Linke Klappe, Doberg bei Bünde
Holotypus zu *Pecten limatus* GOLDFUSS 1834
Bayer. Staatssammlung München AS VII 134
Original zu GOLDFUSS: Taf. 94, Fig. 6 a, b

Chlamys (Camptonectes) ambigna (PHILIPPI 1843)

Fig. 9. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Paratypoid, Bayer. Staatssammlung München AS VII 82
Original zu GOLDFUSS: Taf. 96, Fig. 2 b

Fig. 10. Linke Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus, Geol. Paläont. Inst. Bonn: GOLDF. 589
Original zu GOLDFUSS: Taf. 96, Fig. 2 a

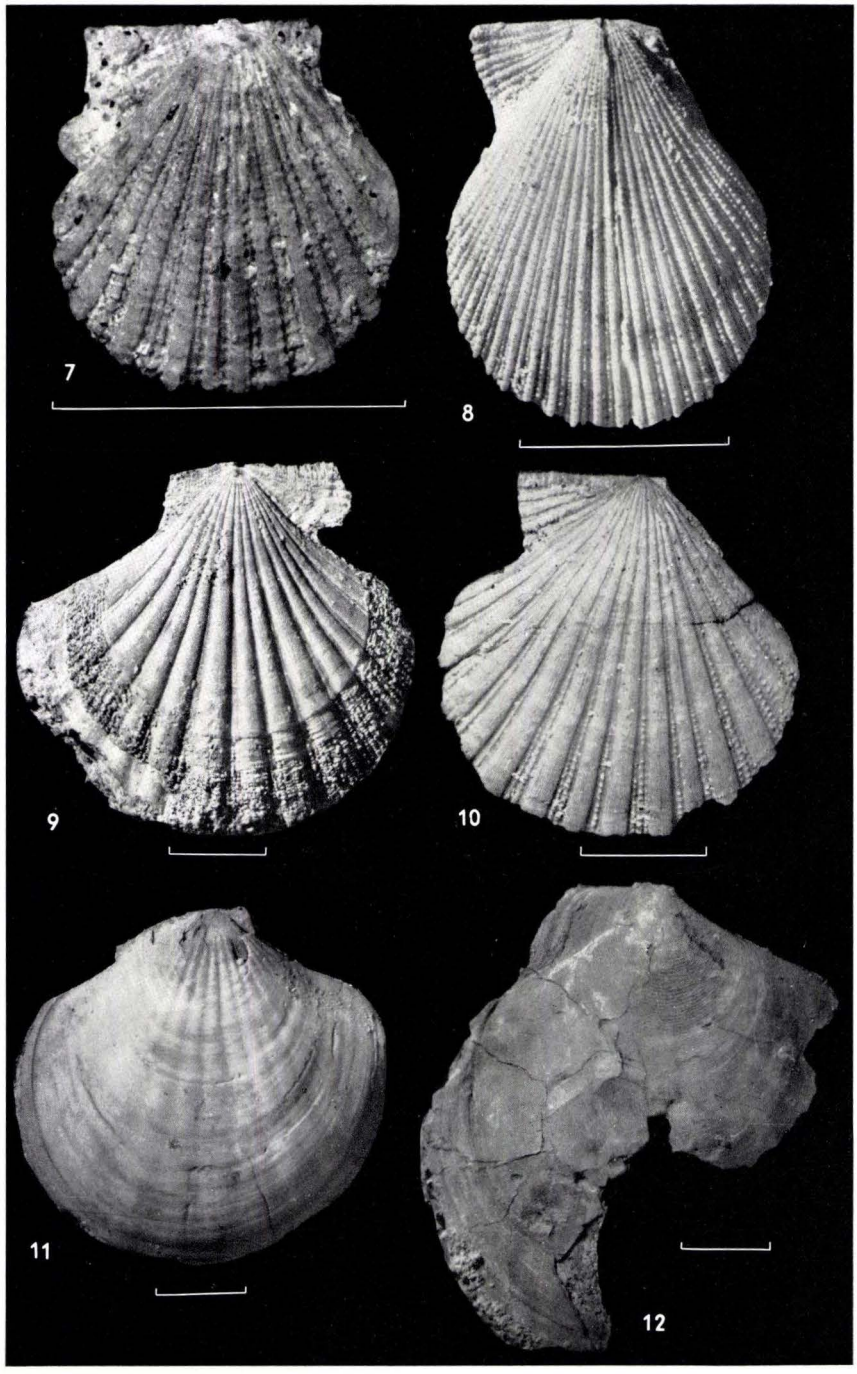
Pecten (Hilberia) semicostatus (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Fig. 11. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Holotypus, Bayer. Staatssammlung München AS VII 132
Original zu GOLDFUSS: Taf. 98, Fig. 7

Amussium (Amussium) corneum (SOWERBY 1818)

Fig. 12. Rechte Klappe, Astrup bei Osnabrück
Holotypus zu *Pecten semicingulatus* MÜNSTER in GOLDFUSS 1835
Bayer. Staatssammlung München AS VII 54
Original zu GOLDFUSS: Taf. 99, Fig. 11

Maßstab jeweils = 1 cm


7
8
9
10
11
12

Tafel 13

Tafel 13

Chlamys (Camptonectes) semistriata (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

Fig. 13. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Holotypus, Bayer. Staatssammlung München AS VII 73
Original zu GOLDFUSS: Taf. 98, Fig. 5 c—e

Chlamys (Camptonectes) decussata (MÜNSTER in GOLDFUSS 1834)

Fig. 14. Linke Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus zu *Pecten münsteri* GOLDFUSS 1835
Geol. Paläont. Inst. Univers. Bonn: GOLDF. 605
Original zu GOLDFUSS: Taf. 98, Fig. 3 b

Chlamys (Camptonectes) hausmanni hausmanni (GOLDFUSS 1835)

Fig. 15. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus zu *Pecten menkei* GOLDFUSS 1935
Geol. Paläont. Inst. Bonn: GOLDF. 603
Original zu GOLDFUSS: Taf. 98, Fig. 1 a

Fig. 16. Linke Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus zu *Pecten hausmanni* GOLDFUSS 1835
Bayer. Staatssammlung München AS VII 98
Original zu GOLDFUSS: Taf. 97, Fig. 8 a—d

Chlamys (Camptonectes) hausmanni decemplicata (MÜNSTER in GOLDFUSS 1835)

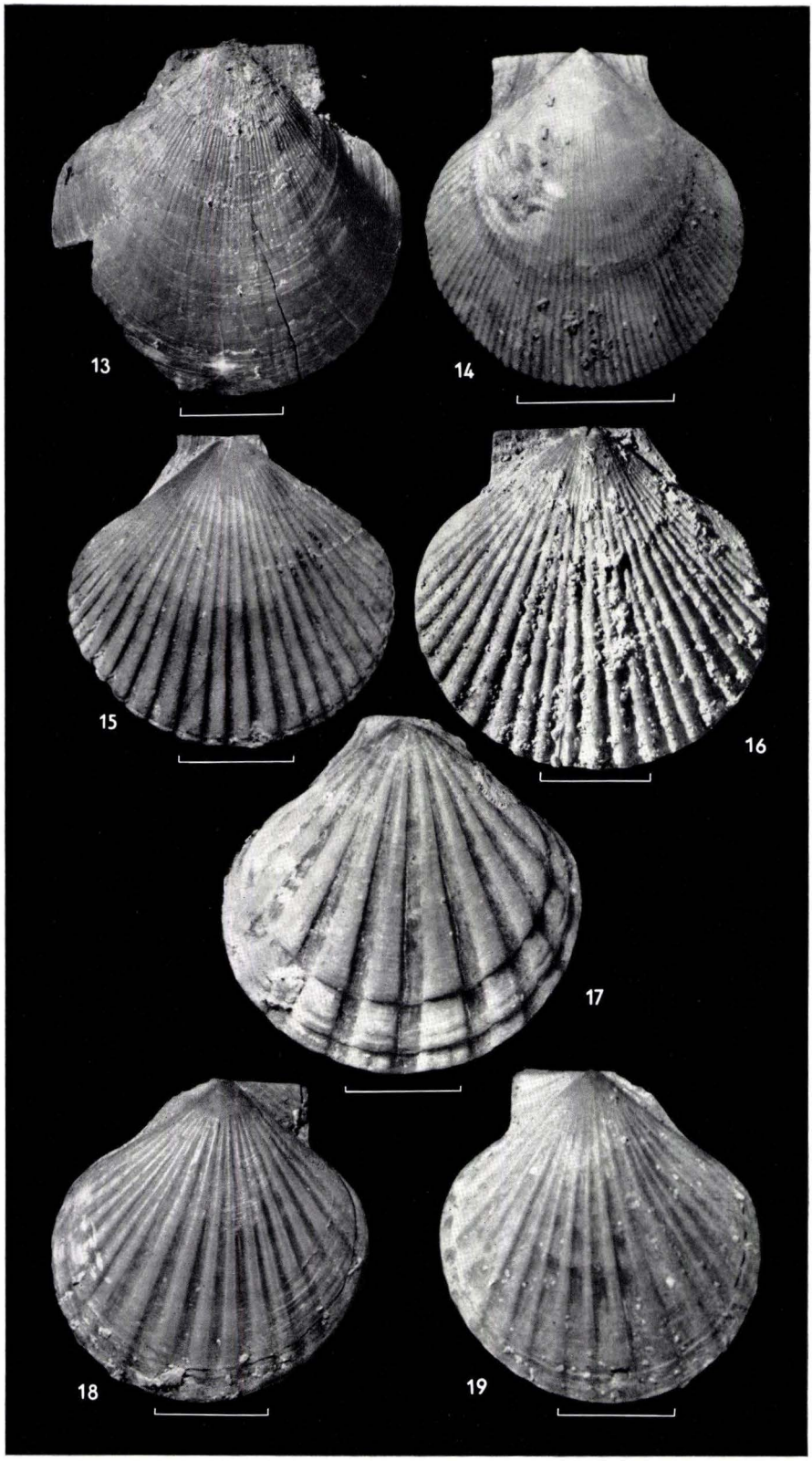
Fig. 17. Rechte Klappe, Doberg bei Bünde
Lectotypus, Geol. Paläont. Inst. Bonn: GOLDF. 599
Original zu GOLDFUSS, Taf. 97, Fig. 5 b, d

Chlamys (Camptonectes) hausmanni exlaevigata (SACCO 1897)

Fig. 18. Rechte Klappe einer Doppelklappe, Doberg bei Bünde

Fig. 19. Linke Klappe derselben Doppelklappe
Holotypus, Geol. Paläont. Inst. Bonn: GOLDF. 600
Original zu GOLDFUSS: Taf. 97, Fig. 6 a—d

Maßstab jeweils = 1 cm


13
14
15
16
17
18
19

Tafel 14

Tafel 14

Isolierte Proboscis-Platten von *Stegocrinus*
Unteres und oberes Mitteldevon, Umgebung von Gerolstein, Eifel
a von oben, × 2; b von unten, × 1,9; c von der Seite, × 3,6

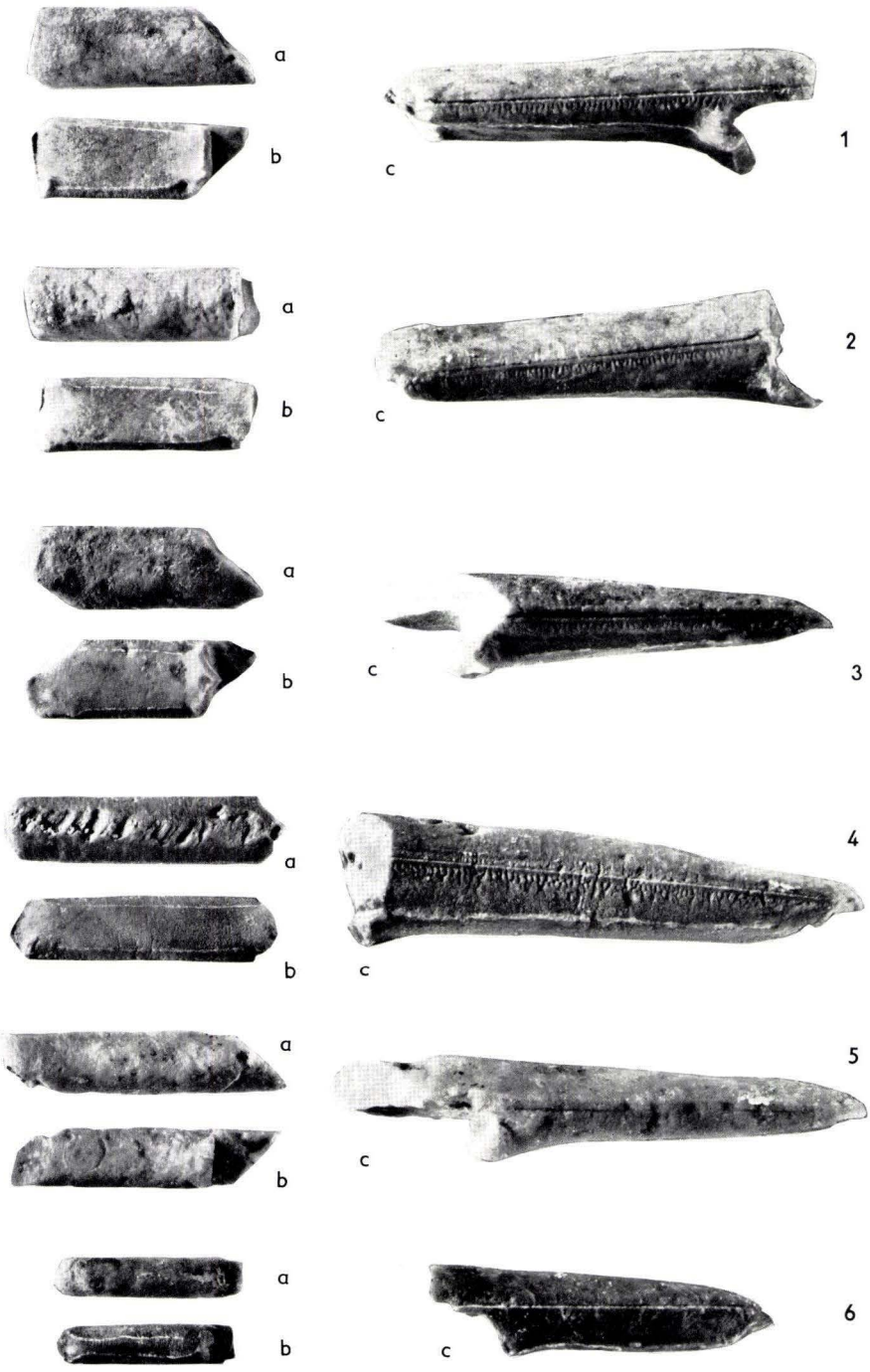
Fig. 1—3. *Stegocrinus dohmi* n. sp. 112

Fig. 4. *Stegocrinus* cf. *dohmi* n. sp. 114

Fig. 5. *Stegocrinus* sp. 114

Fig. 6. *Stegocrinus bloosi* n. sp. 115

Photographien: Landesbildstelle, Stuttgart.


a
b
c
1
a
b
c
2
a
b
c
3
a
b
c
4
a
b
c
5
a
b
c
6

Tafel 15

Plate 15

Zdimir rhenanus (F. ROEMER 1856), *Pentamerus*-Quarzit (? Givetian), ca. 1500 m SE of Greifenstein near Wetzlar, Germany. Figs. 1—6

Fig. 1. Holotype. Impression of interior of brachial valve (× 1). Longitudinally elongated specimen, showing well separated septal lamellae with muscle-marks in its posterior part. Geol. Inst. Bonn No. 1.

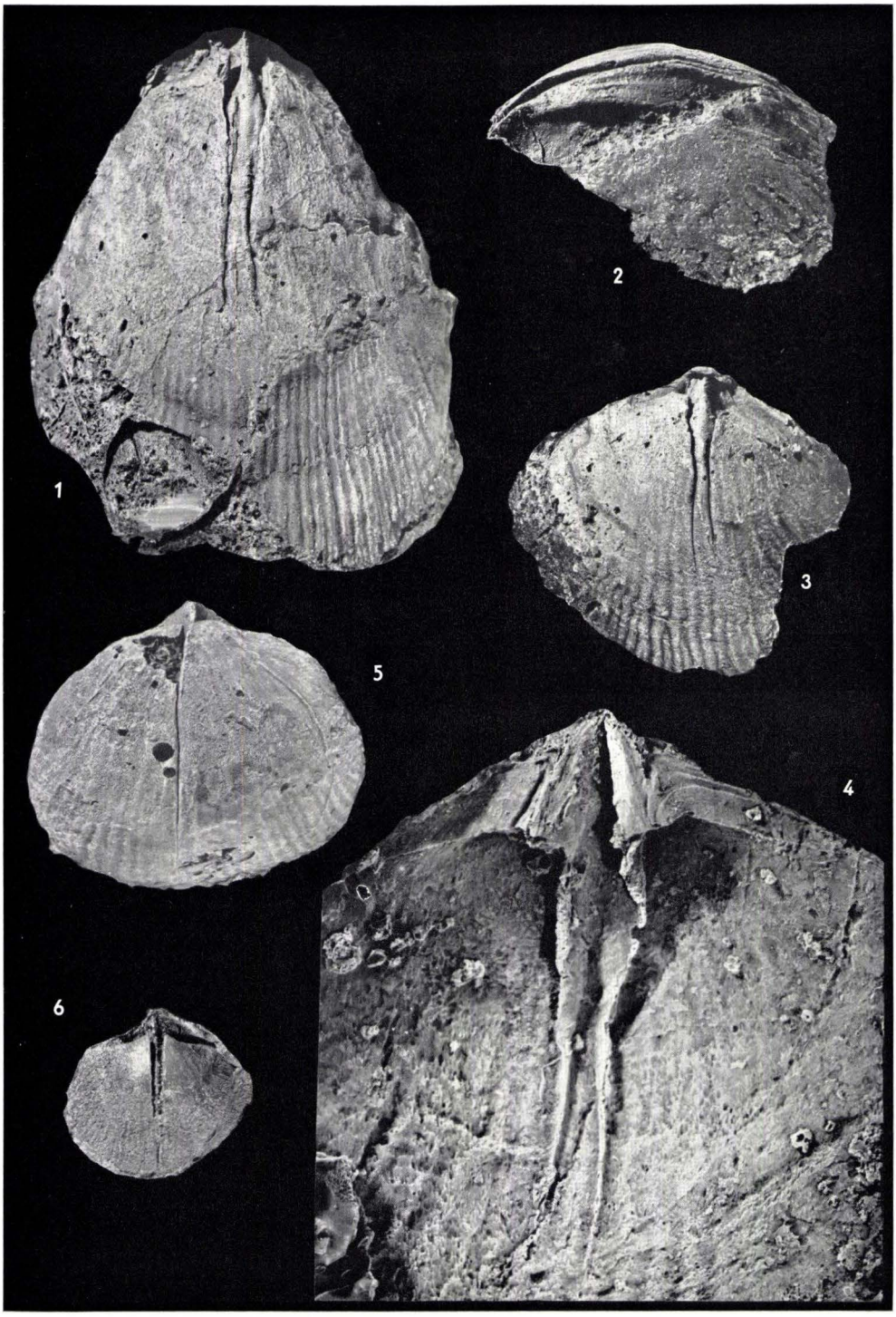
Fig. 2. Impression of interior of brachial valve (× 1). Viewed from the side, showing inner plate, outer plate (in shadow) and septal plate with longitudinal muscle groove. Geol. Inst. Bonn No. 2.

Fig. 3. Impression of interior of brachial valve (× 1). Transversally elongated specimen, showing bifurcation of ribs in the anterior part. Geol. Inst. Bonn No. 3.

Fig. 4. Latex replica of 3. (× 2.6), showing nothothyrium, striated interarea and curvature of the brachial lamellae. Geol. Inst. Bonn No. 3.

Fig. 5. Impression of interior of pedicle valve (× 1), subcircular specimen, showing long thin median ridge. Geol. Inst. Bonn No. 4.

Fig. 6. Impression of interior of pedicle valve (× 1), small specimen, showing septum duplex. Geol. Inst. Bonn No. 5.


1
2
3
4
5
6

Tafel 16

Plate 16

Zdimir rhenanus (F. ROEMER 1856), type locality and -strata, figs. 1—4

Fig. 1. Impression of exterior of pedicle valve (× 1), showing ornamentation. Geol. Inst. Bonn No. 6.

Fig. 2. Latex replica of pedicle posterior region (× 1,8), showing beak, interarea, spondylium and short septum which prolongs into a low ridge. Geol. Inst. Bonn No. 7.

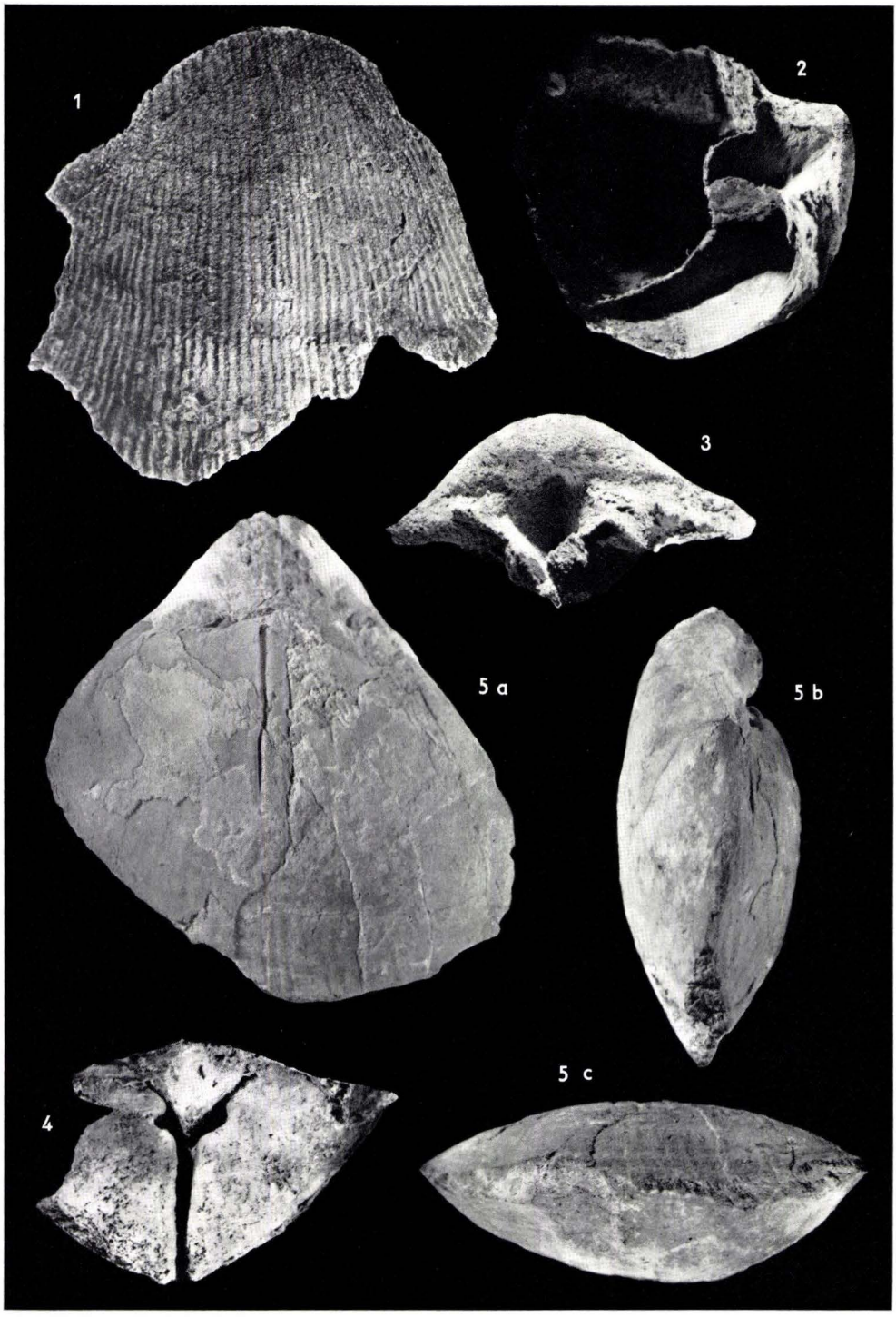
Fig. 3. Latex replica of pedicle posterior region (× 1,5), showing beak, interarea and spondylium. Geol. Inst. Bonn No. 8.

Fig. 4. Impression of interior of pedicle valve (× 1,4), viewed from posterior. Showing prominent dental lamellae thickened at their junction with the septum. Median ridge long and thick. Geol. Inst. Bonn No. 9.

Zdimir cf. *hercynicus* (HALFAR 1879), *Pentamerus*-Kalke (Givetian?), QuarryGeltner at the Fiefenmühle, Tal-Winkel near Graz, Austria. fig. 5.

Fig. 5. Subcircular, strongly deformed specimen with partly preserved shell (× 1). Geol. Inst. Graz No. 1933/XI/9.

a) dorsal view showing well separated brachial lamellae.
b) side view.
c) anterior view showing faintly sulcate commissure.


1
2
3
5 a
5 b
5 c
4

Tafel 17

Plate 17

Zdimir cf. *hercynicus* (HALFAR 1879), *Pentamerus*-Kalke (?Givetian), Quarry Geltner at the Fiefenmühle, Tal-Winkel near Graz, Austria. Figs. 1—3, 5, 6.

Fig. 1. Subcircular specimen (× 1), showing ornamentation, ventral view. Joanneum Graz No. 9308.

Fig. 2. "Steinkern" of longitudinally elongated specimen (× 1,4). Posterior view showing curvature of separated brachial lamellae, thin dental lamellae and thin, short median septum. Joanneum Graz No. 20069.

Fig. 3. Pedicle valve (× 1), dorsal view, showing incurved beak, interarea and spondylium. Geol. Inst. Graz No. 1933/IX/10.

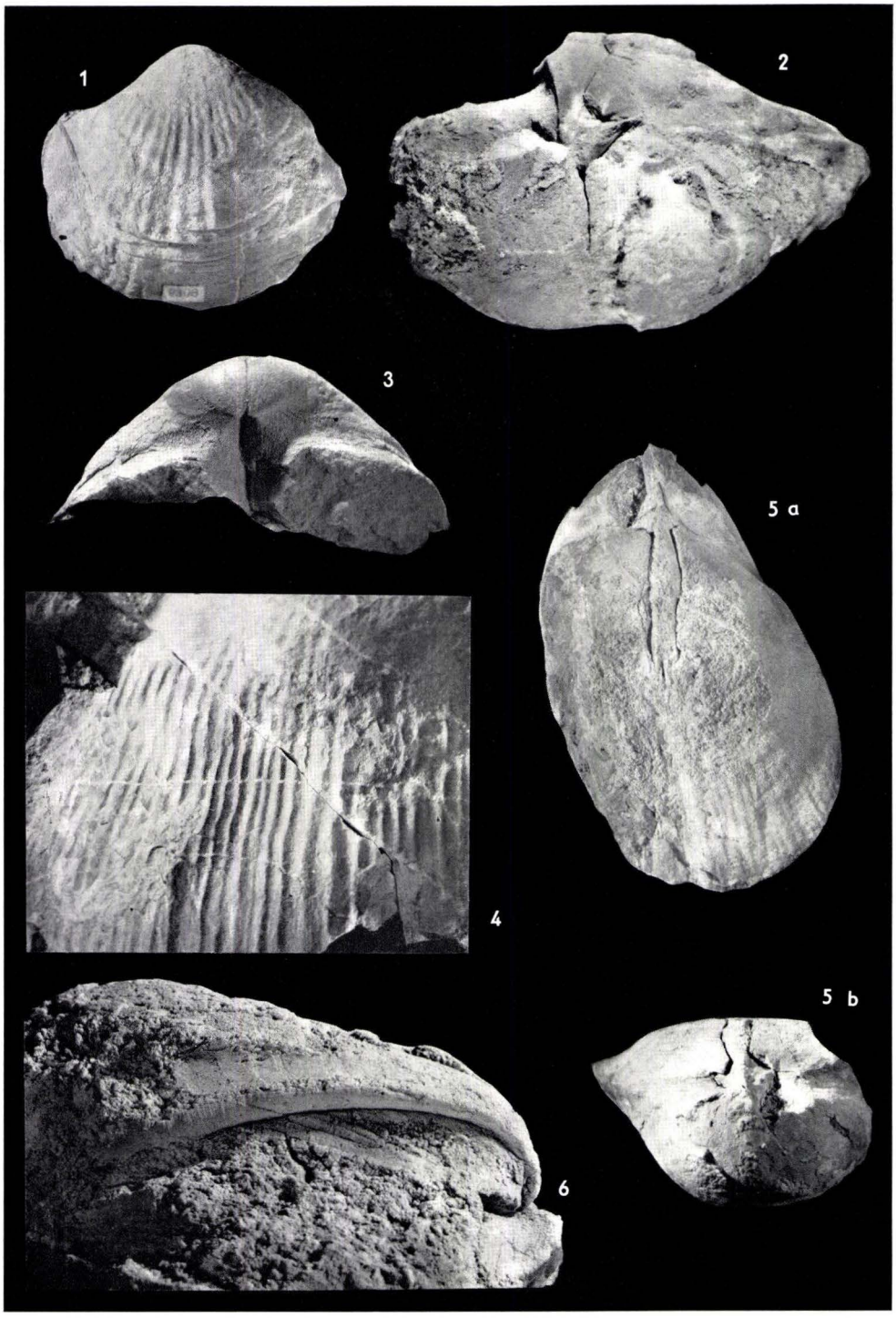
Fig. 4. Exterior impression of pedicle valve of a very big specimen (× 1), showing ornamentation. Pentamerenkalke (Givetian ?), Quarry at the saddle between Gainsberg and Kollersberg, near Graz, Austria. Geol. Inst. Graz No. 1892/XXIX/34.

Fig. 5. Longitudinally elongated specimen (× 1) with partly preserved shell.

a) posterior view showing curvature of brachial lamellae, thin dental lamellae and thin, short median septum.

b) dorsal view showing brachial lamellae and ornamentation. Joanneum Graz No. 20068.

Fig. 6. Side view of brachial lamellae (× 2,1), showing short, concave inner plates (longitudinally striated), long convex outer plates (transversally striated) and shorter, faintly concave septal plates (transversally striated). Joanneum Graz No. 20069.


1
2
3
4
5 a
5 b
6

Tafel 18

Plate 18

Zdimir robustus (BARRANDE 1879), Uppermost part of the Trebotov-limestone. Hlubočepy, near Prague, Czechoslovakia. Figs. 1—7. The specimens are housed in the "Barrandeum", Prague.

Fig. 1. Almost completely exfoliated brachial valve (× 1). Note the discrete nature of the septal plates, and the presence of costellae peripherally where the shell is preserved. Shell material still fills the anterior portion of the slits for the plates, but posteriorly the lyre-shaped cross-section could be observed by tilting this specimen. CF-1455. This is the specimen figured by BARRANDE (1879, pl. 94, fig. VII).

Fig. 2. Lectotype. Partially exfoliated brachial valve (× 1). Note the discrete nature of the septal plates, and the presence of anteriorly bifurcating radial costae. CF-1456. This is the specimen figured by BARRANDE (1879, pl. 80, fig. IIa—b).

Fig. 3. Exterior view of pedicle valve (× 1). Note the strong costae. It is not possible to be certain about the presence or absence of a fold.

Fig. 4. View of interior of pedicle valve (× 1). Note the relatively short spondylium, and the presence of a short interarea.

Fig. 5. Side view of pedicle valve (× 1). Figures 3—6 are of the specimen figured by NOVAK (1888).

Fig. 6. Side view of spondylium (× 1). Note the short spondylium and the very short median septum bearing crescentic growth lines.

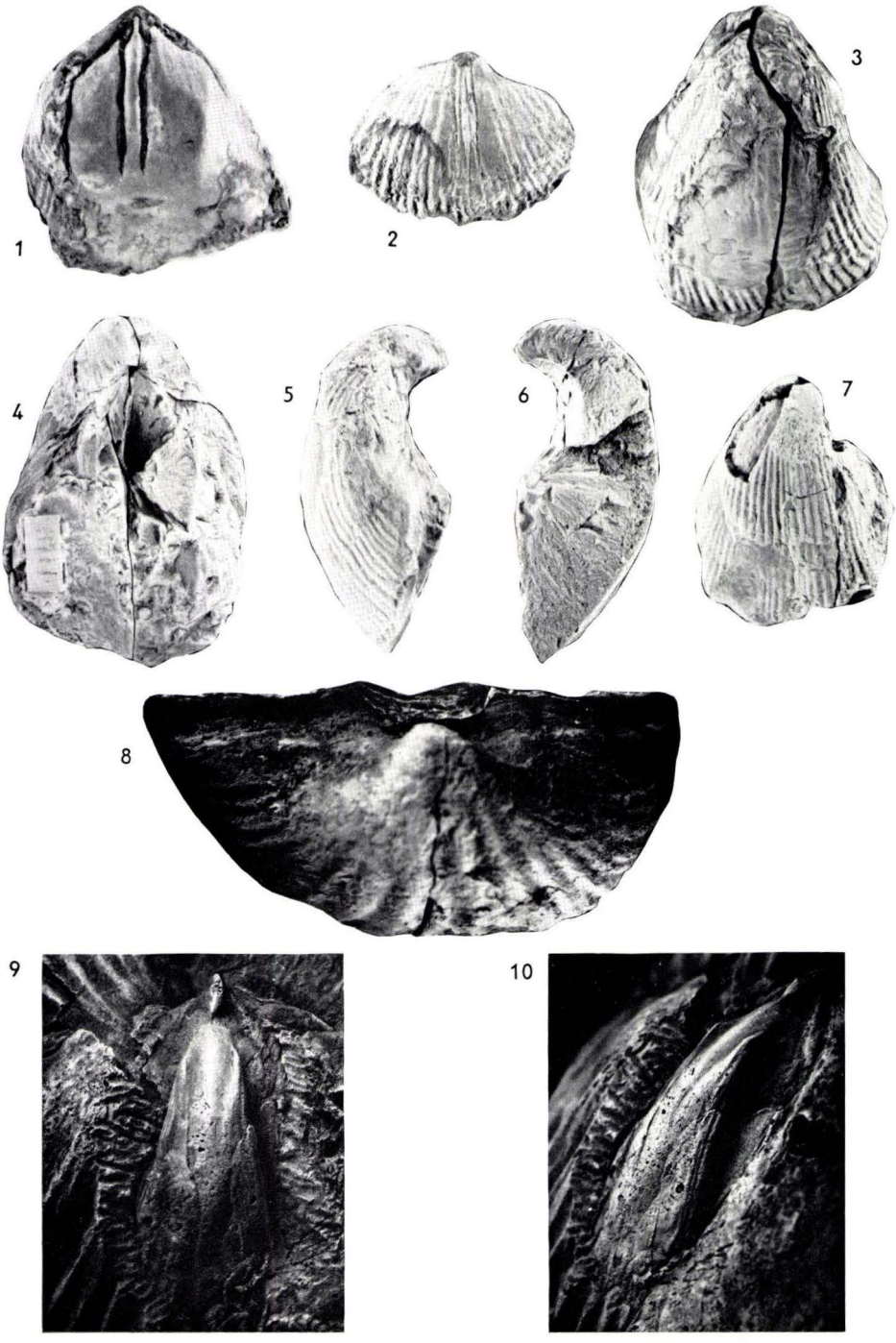
Fig. 7. Exterior view of pedicle valve (× 1). Note the strong radial ornamentation.

Zdimir hercynicus (HALFAR 1879), Assise de Bure. Figs. 8—10. The specimens are housed in the Musée d'Histoire Naturelle du Belge.

Fig. 8. Posterior view of pedicle valve (× 2). Note the presence of a moderately wide interarea. M. H. N. B. No. 585. Pl. Rochefort 31 (6), Jemelle, au N. de 31(5), Colb., I. G. 8390.

Fig. 9. Impression of interior of brachial valve (× 2). The material laterally bounding the brachial plates has been removed to show the impression of the brachial plates. Note the fact that the septal plates are almost parallel the floor of the valve whereas the outer plates are sharply inflected normal to the floor of the valve at the junction with the brachial processes, and the inner plates are recurved so as to be almost parallel again with the floor of the valve. Note also the small, posterior umbonal chamber. M. H. N. B. No. 587. Pl. Rochefort 31 (6), Jemelle, au N. de 31 (5), Colb, I. G. 8390.

Fig. 10. Impression of interior of brachial valve (× 2). The material laterally bounding the brachial plates has been removed so as to show the low inclination of the septal plates, the linear impression of the brachial process, and the steep inclination of the inner plates. M. H. N. B. No. 586. Pl. Rochefort 31 (6), Jemelle, au N. de 31 (5), Colb, I. G. 8390.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 19

Plate 19

Zdimir hercynicus (HALFAR 1879), Assise de Bure. Figs. 1—8. The specimens are housed in the Musée d'Histoire Naturelle du Belge.

Fig. 1. Impression of interior of pedicle valve (× 1). Note the short median septum and the relatively coarse costae. M. H. N. B. No. 588. Pl. Rochefort 31 (6), Jemelle, au N. de 31 (5), Colb, I. G. 8390.

Fig. 2. Anterior view of impression of interior of pedicle valve (× 1). Note the relatively coarse costae and median fold. M. H. N. B. No. 590. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.

Fig. 3. Posterior view of impression of interior of pedicle valve (× 1). Note the relatively short median septum and short spondylium. M. H. N. B. No. 589. Pl. Rochefort 31 (6), Jemelle, au N. de 31 (5), Colb, I. G. 8390.

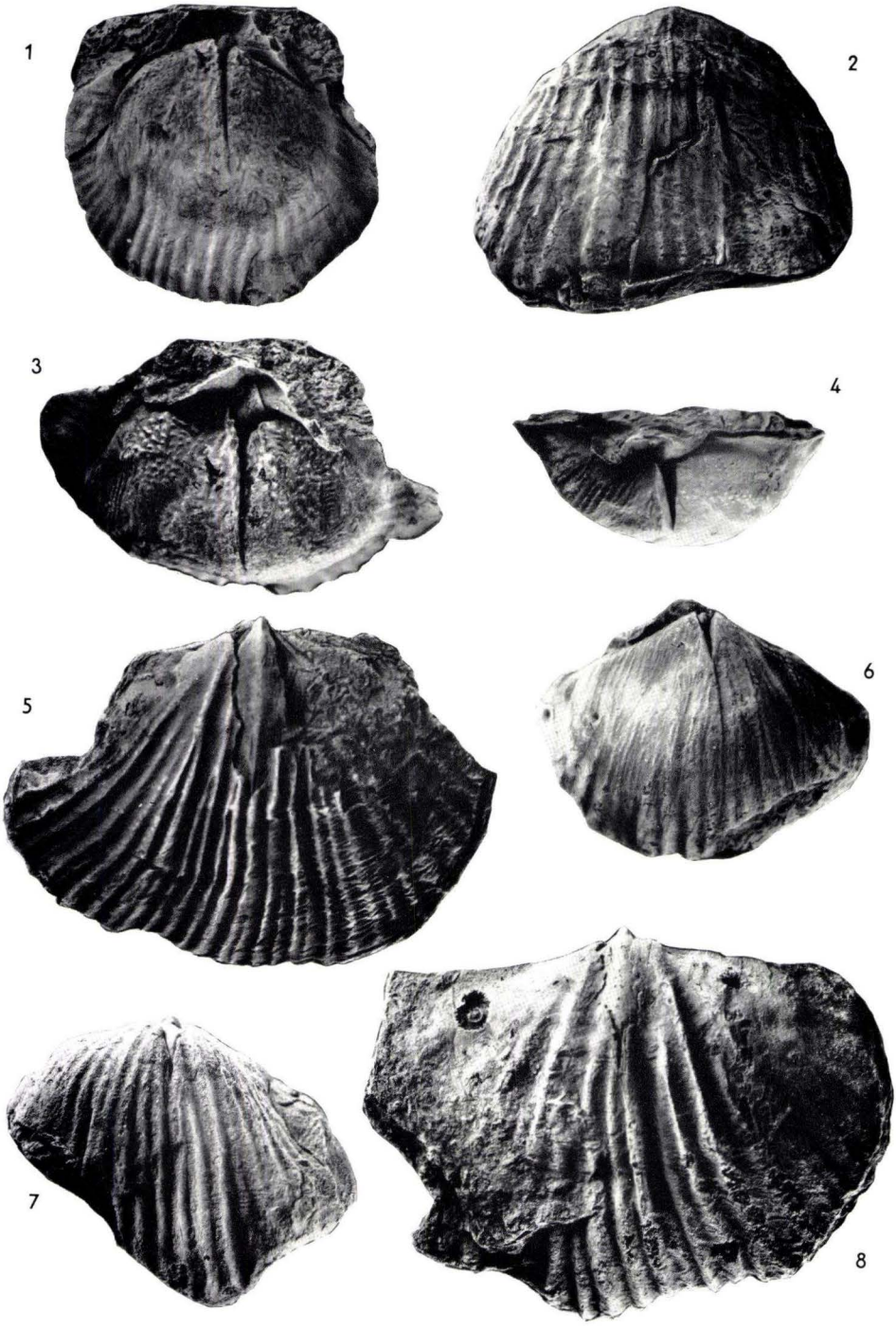
Fig. 4. Posterior view of interior of pedicle valve (× 1). Note the very short median septum, and small spondylium. M. H. N. B. No. 592. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.

Fig. 5. Impression of interior of brachial valve (× 1). Note the impression of the anteriorly bifurcating costae, and the low angle between the floor of the valve and the septal plates, M. H. N. B. No. 593. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.

Fig. 6. Impression of interior of pedicle valve (× 1). Note the short median septum and the low fold. M. H. N. B. No. 591. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.

Fig. 7. Impression of interior of brachial valve (× 1). Note the presence of a sulcus, relatively coarse costae, and the antero-median fusion of the septal plates. M. H. N. B. No. 598. Pl. Rochefort 31 (5), Jemelle, au N. de 31 (4), Colb, I. G. 8390.

Fig. 8. Impression of interior of brachial valve (× 2). Note the presence of anteriorly bifurcating costae and the fact that the septal plates fuse medially near their anterior extremities. M. H. N. B. No. 594. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.


1
2
3
4
5
6
7
8

Tafel 20

Plate 20

Zdimir hercynicus (HALFAR 1879), Assise de Bure. Figs. 1—5. The specimens are housed in the Musée d'Historie Naturelle du Belge.

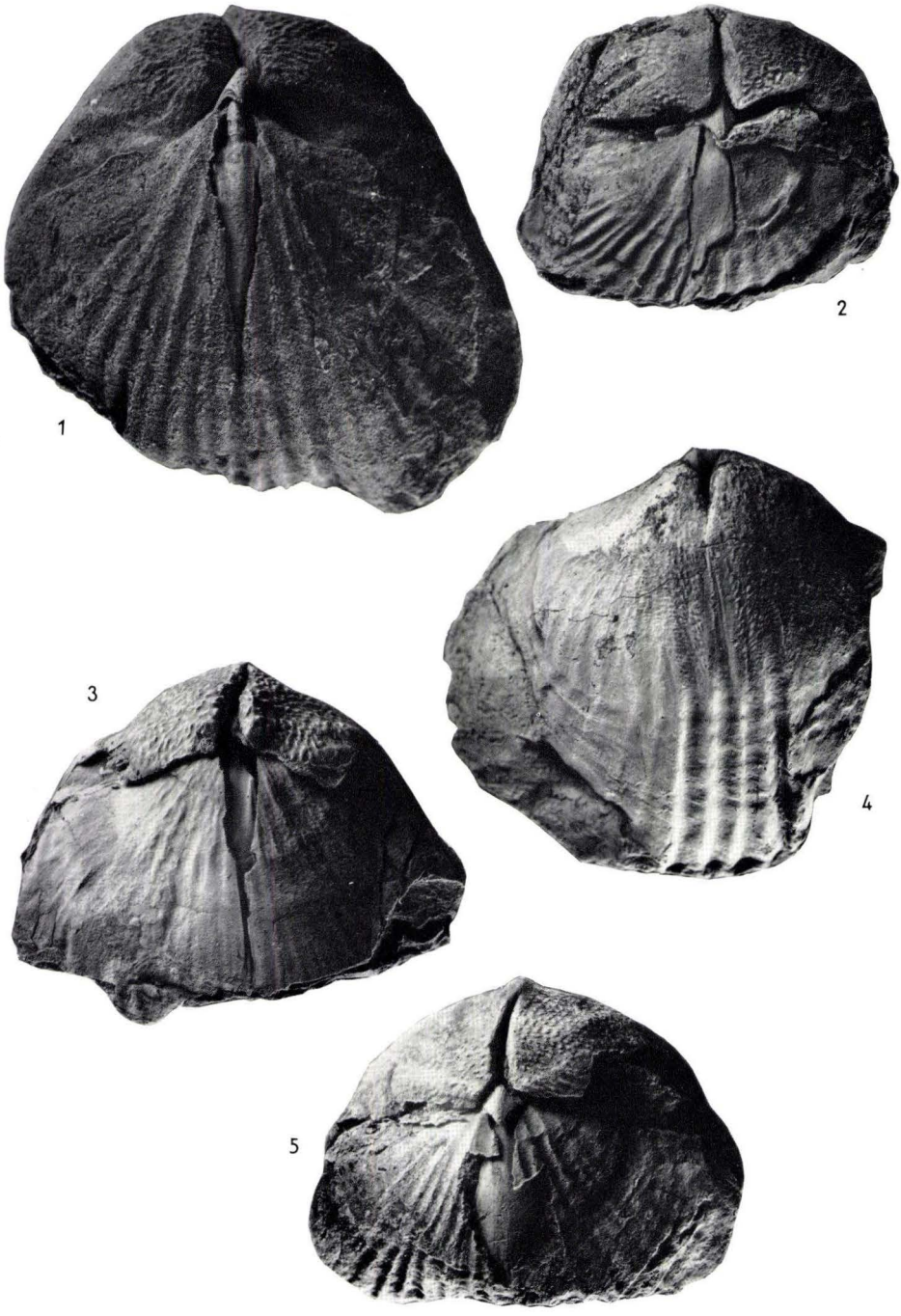
Fig. 1. Brachial view of impression of interior (× 2). Note the well developed sulcus, anteriorly bifurcating costae, and the antero-median fusion of the septal plates. M. H. N. B. No. 596. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.

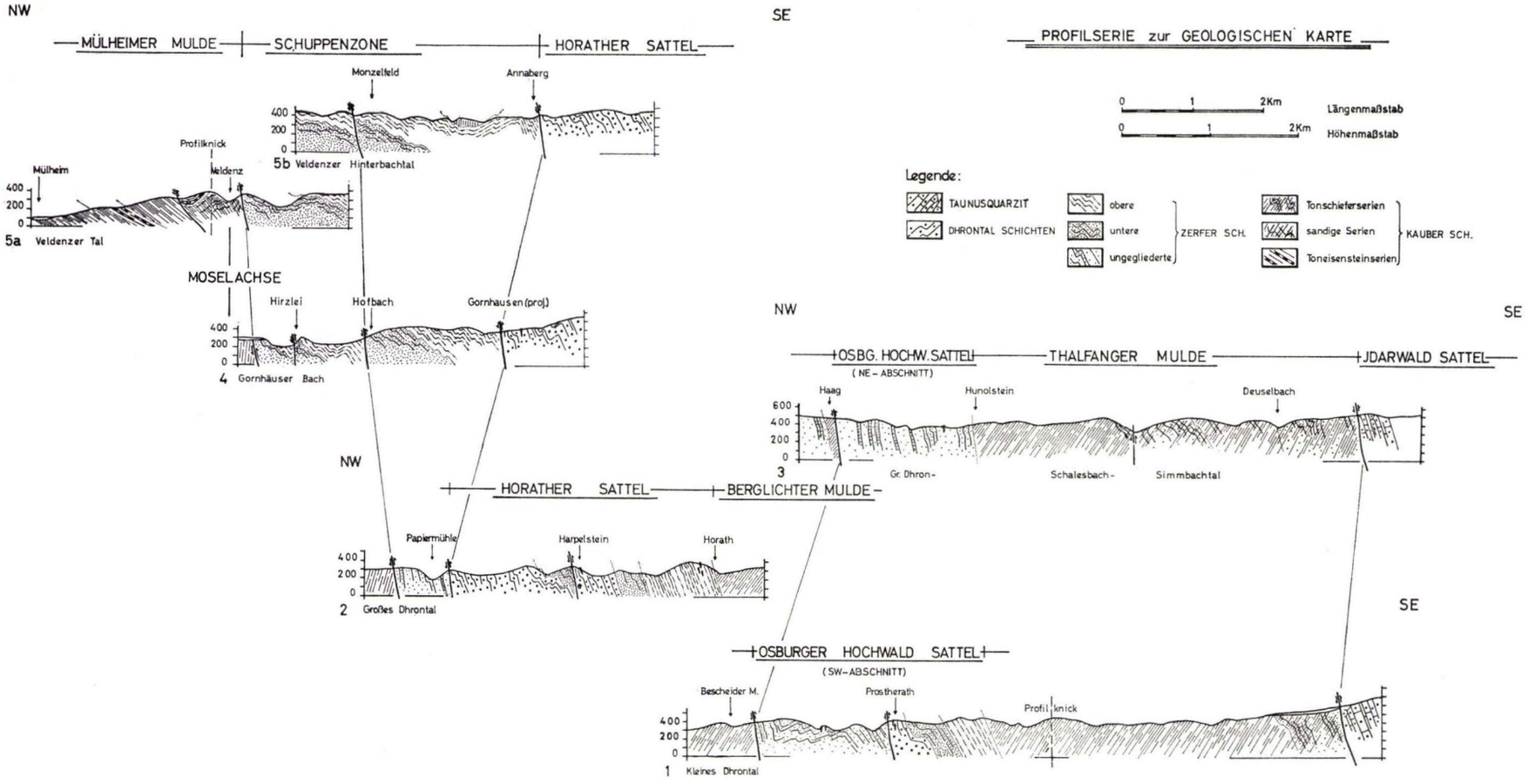
Fig. 2. Posterior view of impression of interior (× 1). Note the short median septum and small spondylium in the pedicle valve, and the anteriorly bifurcating costae visible on the brachial valve. M. H. N. B. No. 600. Pl. Rochefort 31 (6), Jemelle, au N. de 31 (5), Colb, I. G. 8390.

Fig. 3. Posterior view of impression of interior (× 1). Note the relatively short median septum in the pedicle valve, and the antero-median fusion of the septal plates in the brachial valve. M. H. N. B. No. 595. Pl. Rochefort 31 (7), Jemelle, au N. de 31 (6), Colb, I. G. 8701.

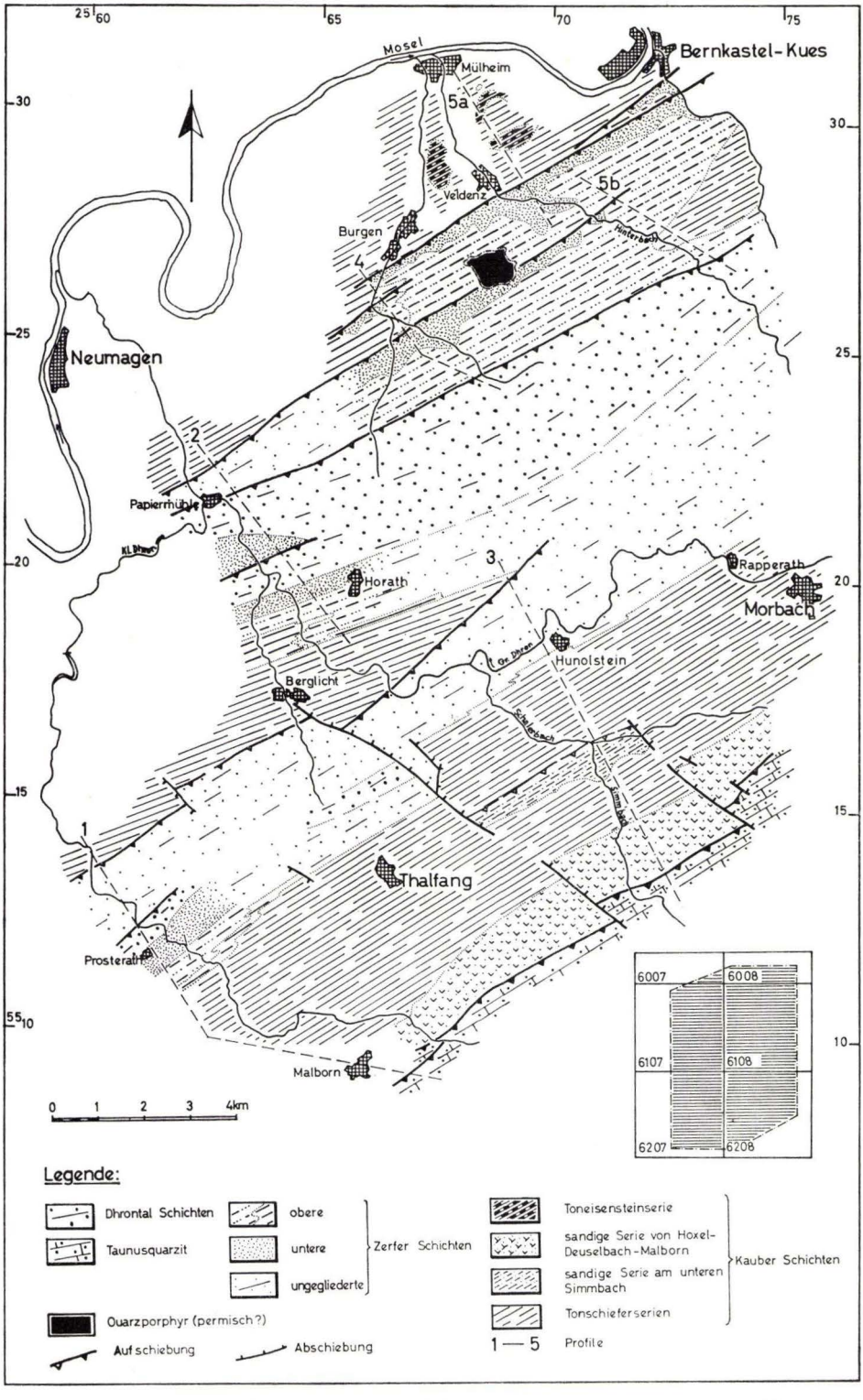
Fig. 4. Impression of pedicle valve (× 1). Note the coarse costae, the presence of a fold and the short median septum. M. H. N. B. No. 597. Pl. Rochefort 31 (2), Jemelle, au N. de 31 (1), Colb, I. G. 8390.

Fig. 5. Posterior view of impression of interior (× 1). Note the short median septum and small spondylium in the pedicle valve, and the septal plates in the brachial valve which almost parallel the floor of the valve. M. H. N. B. No. 599. Pl. Rochefort 31 (7), Jemelle, au N. de 31 (6), Colb, I. G. 8741.


1
2
3
4
5



Profilserie zur Geologischen Karte



Geologische Karte des Arbeitsgebietes zwischen Mosel und Idarwald

Tafel 23

Tafel 23

Fig. 1. Riffschutt. Brocken von rötlichem und grauem Kalk in teilweise vererzter Schalstein-Grundmasse.
Bohrung Eisenfeld 37, nördlich Franzzeche b. Philippstein.

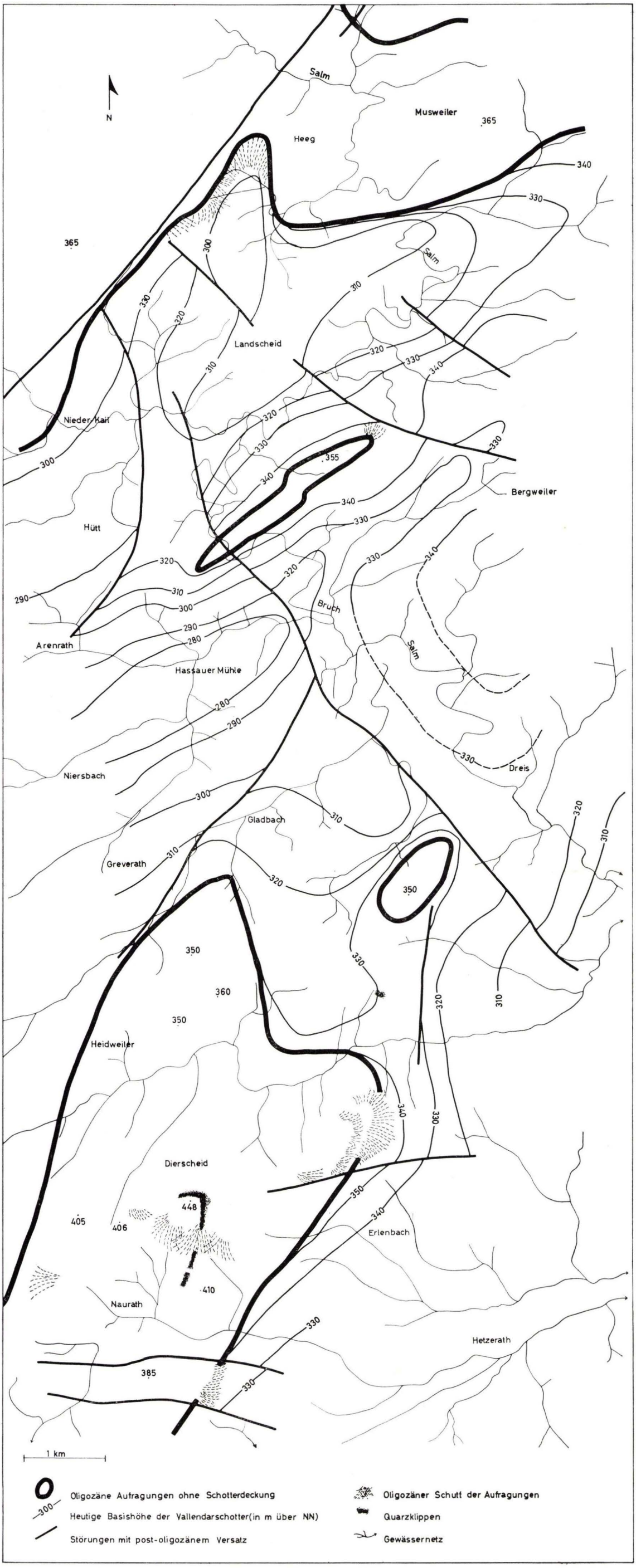
Fig. 2. Quarzit-Block in Adorf-Bänderschiefern. Grube Eisenfeld, Betriebspunkt Ottilie, Stollensohle bei 237 m ab Stollenmundloch.
(Das Ende des Zollstocks weist nach oben).



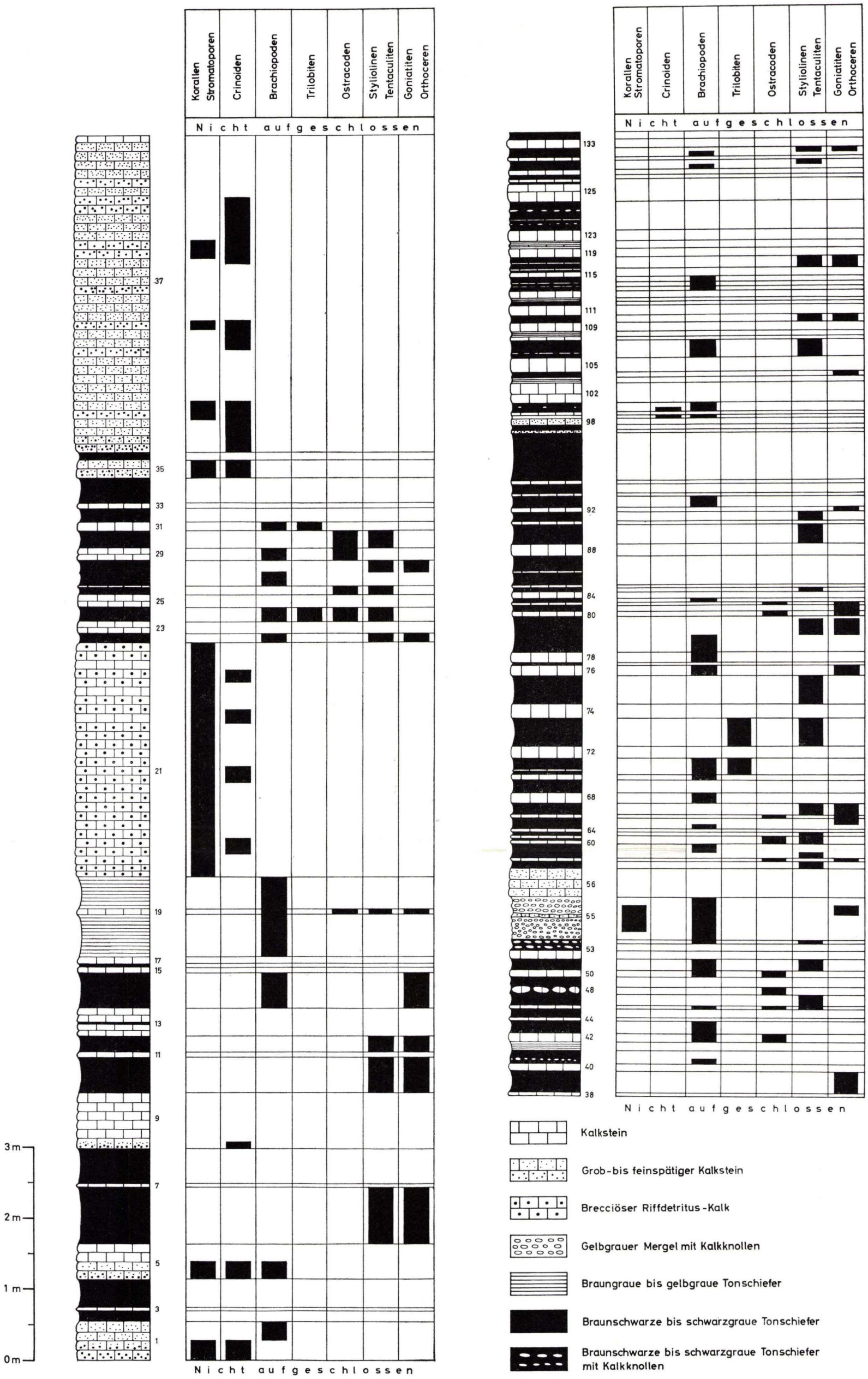
2



1

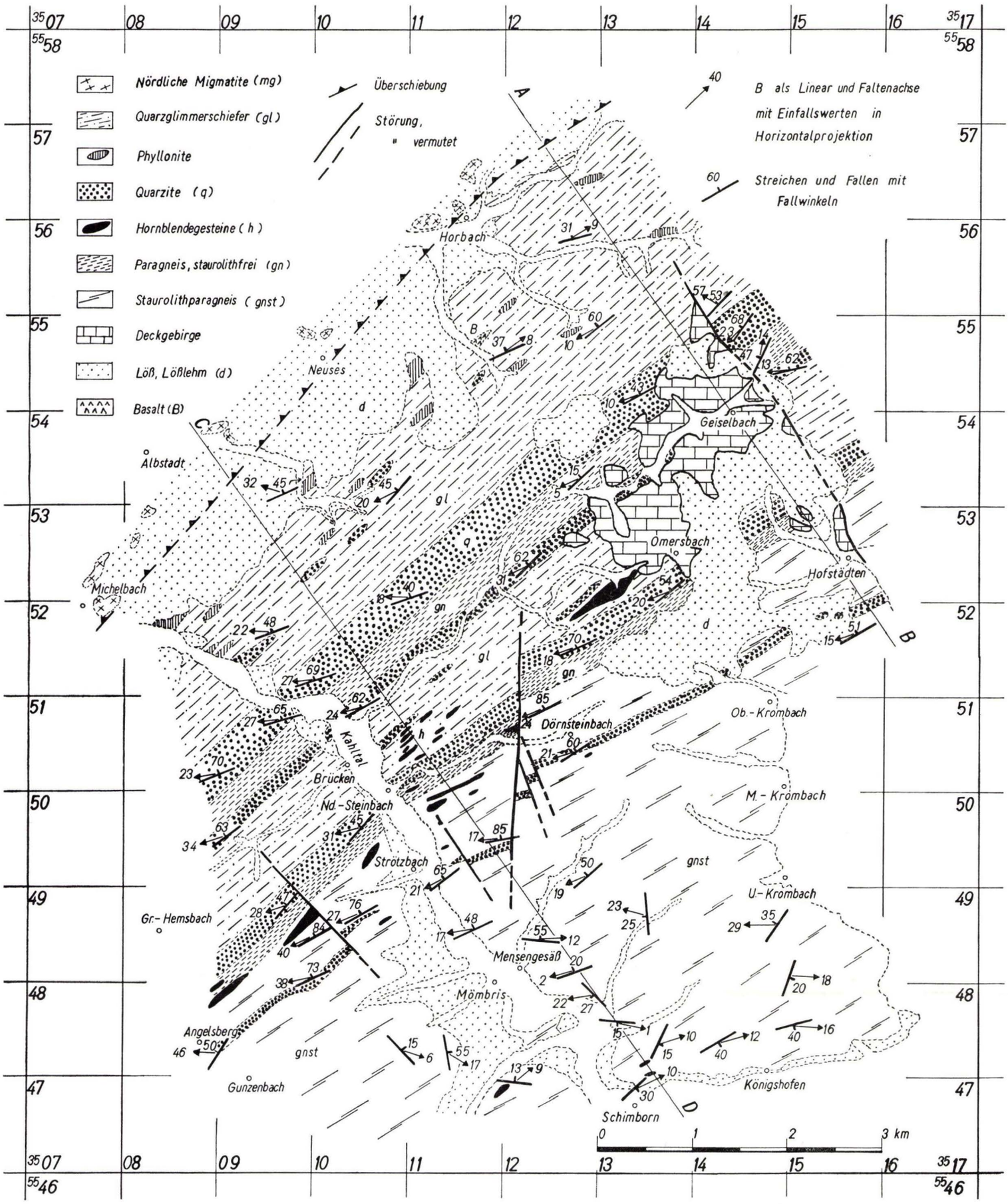


Die Verbreitung der Vallendarschotter im Salmgebiet (Südwesteifel)



Unterer Teil (Bank 1—37) und mittlerer Teil (Bank 38—134) der Ooser Plattenkalke an der Straße Büdesheim—Lissingen E Büdesheim (Prümer Mulde)

Wenige m unter Bank 1 folgt der Wallersheimer Dolomit. Zwischen Bank 37 und 38 sind etwa 2—3 m nicht aufgeschlossen



Geologisch-tektonische Karte des nördlichen Spessart-Kristallins

Tafel 27

Tafel 27

Fig. 1. Unverformte große Quarze mit Pflasterstruktur und eingelagerten Glimmern Quarzit des 1. Zuges, Bachrunse 500 m E Strötzbach. Schliff 19; Vergr. 42 ×; Nic. gekr.

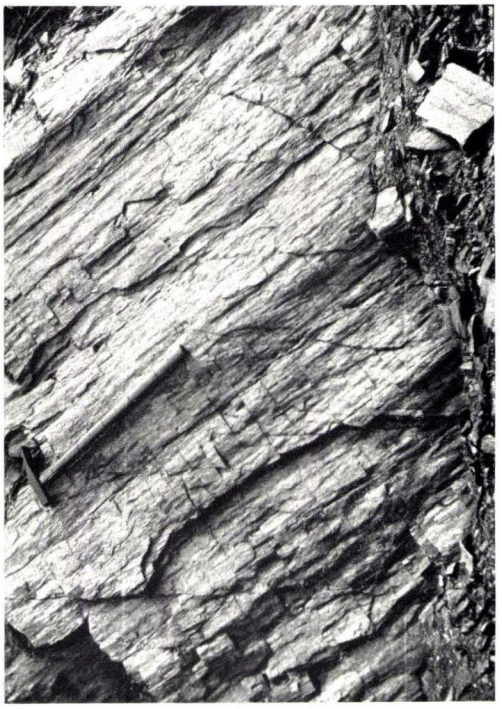
Fig. 2. Stark undulöse, geflammt wirkende Quarze im Glimmerschiefer. Stbr. Rauher Berg 1,5 km S Neuses. Schliff 2; Vergr. 45 ×; Nic. gekr.

Fig. 3. Beginnende Mylonitisierung und Diaphthorese im phyllonitischen Quarzglimmerschiefer. Schliff 59; Vergr. 75 ×; Nic. gekr.

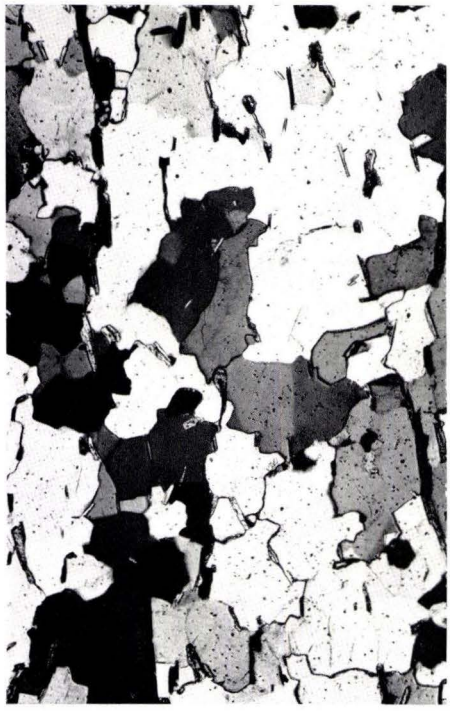
Fig. 4. Quarzit des 2. Zuges mit deutlichem Linear (Hammerstiel) und senkrecht dazu verlaufenden ac-Fugen. Stbr. südl. Omersbach.



2



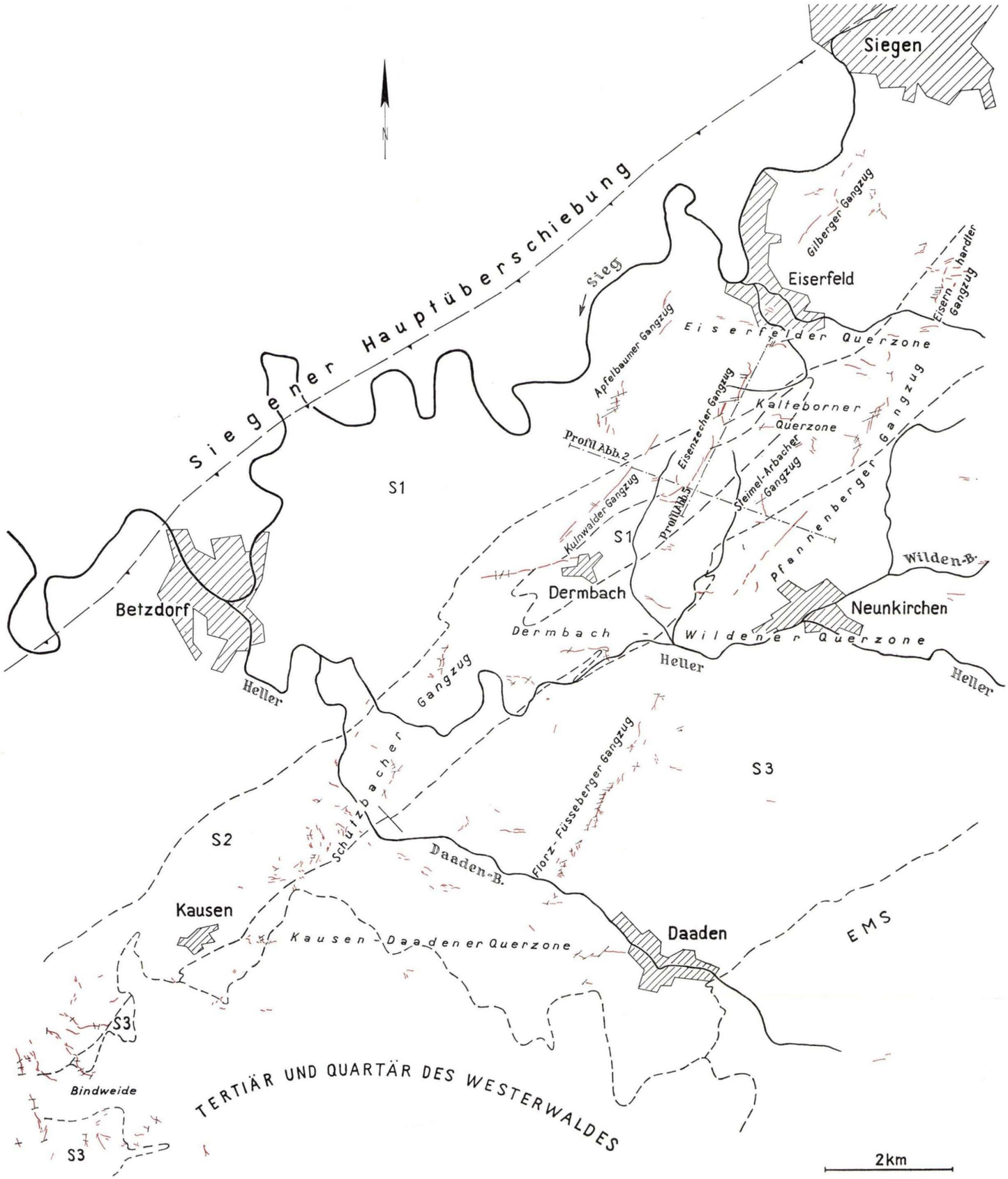
4



1

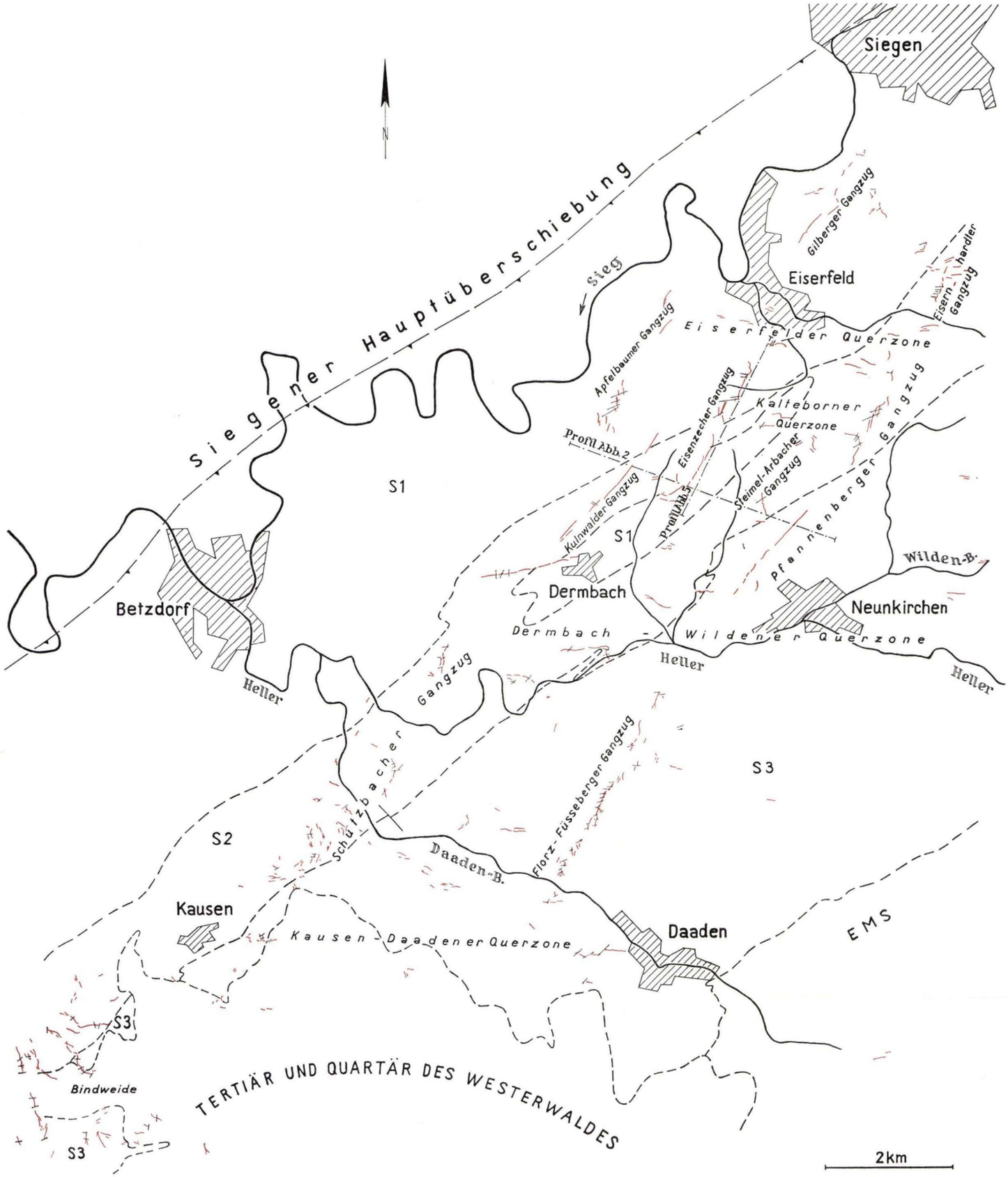


3



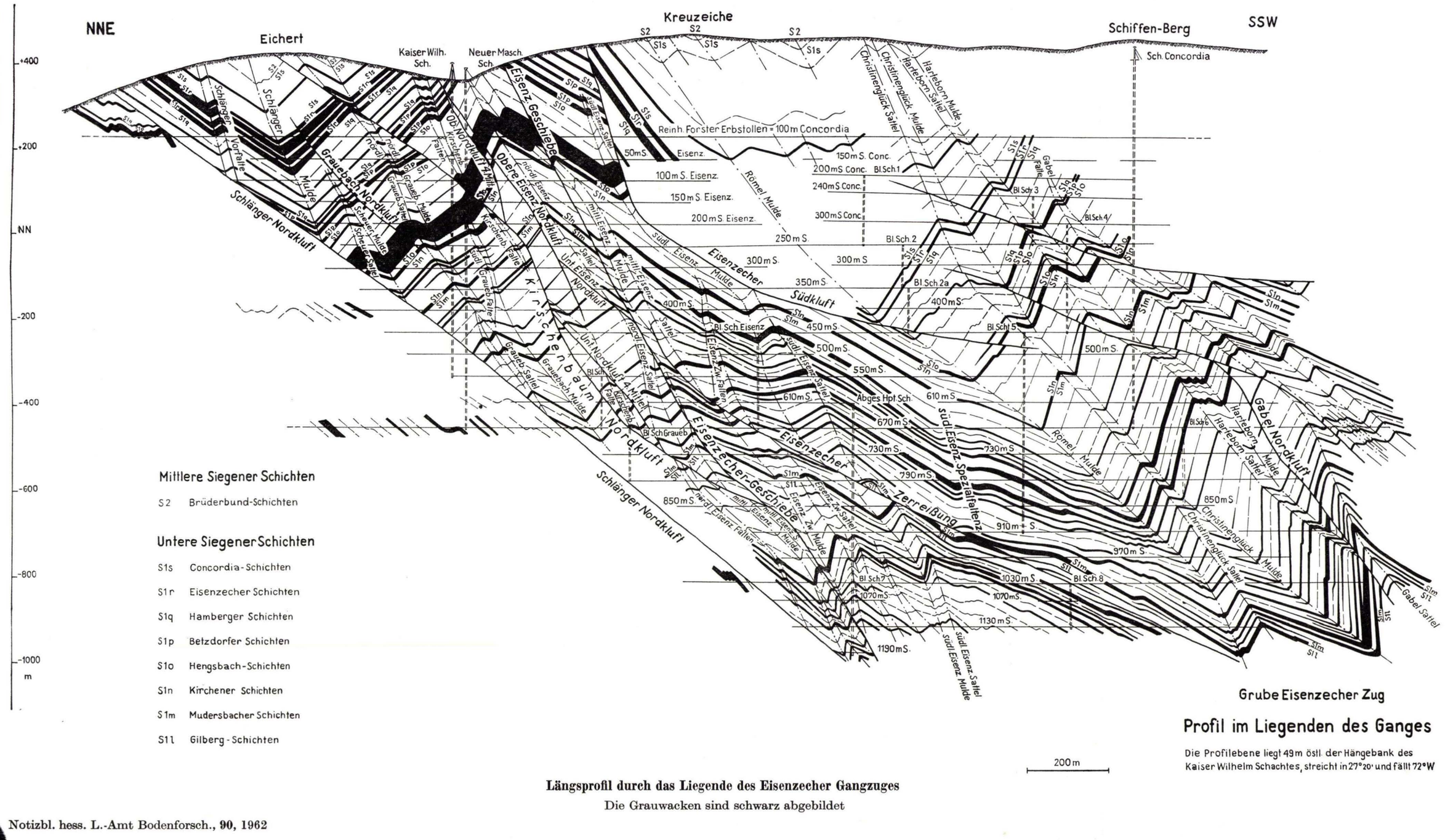
Die Gangzüge zwischen Siegen und dem Westerwald

Berichtigung: Anstatt Profil Abb. 2 muß es heißen: Profil Abb. 1
Anstatt Profil Abb. 5 muß es heißen: Profil Taf. 29



Die Gangzüge zwischen Siegen und dem Westerwald

Berichtigung: Anstatt Profil Abb. 2 muß es heißen: Profil Abb. 1
Anstatt Profil Abb. 5 muß es heißen: Profil Taf. 29



Grube Eisenzecher Zug

Profil im Liegenden des Ganges

Die Profilebene liegt 49 m östl. der Hängebank des Kaiser Wilhelm Schachtes, streicht in 27°20' und fällt 72°W

Längsprofil durch das Liegende des Eisenzecher Gangzuges

Die Grauwacken sind schwarz abgebildet

Tafel 31

Tafel 31

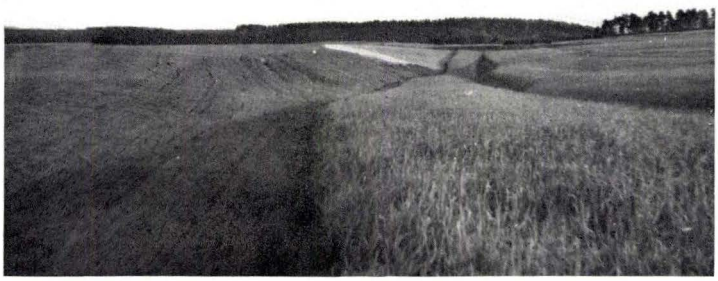
Fig. 1. Salzauslaugungstrichter mit einhängendem Rand (der Waldkulisse) im Mittleren Buntsandstein der Vorderrhön. — Bl. Eiterfeld, 5224, 2 km nordwestlich Rothenkirchen.

Fig. 2. Abrißzone von 200 m Länge. 500 m östlich des in Fig. 1 dargestellten Salzauslaugungstrichters.

Fig. 3. Abflußlose Senke im Gebiet der Chirotherien-Schichten, Gemarkung Hurasweiher, 1 km nordwestlich Steinbach, Bl. Eiterfeld 5224.



1



2



3

Tafel 33

Tafel 33

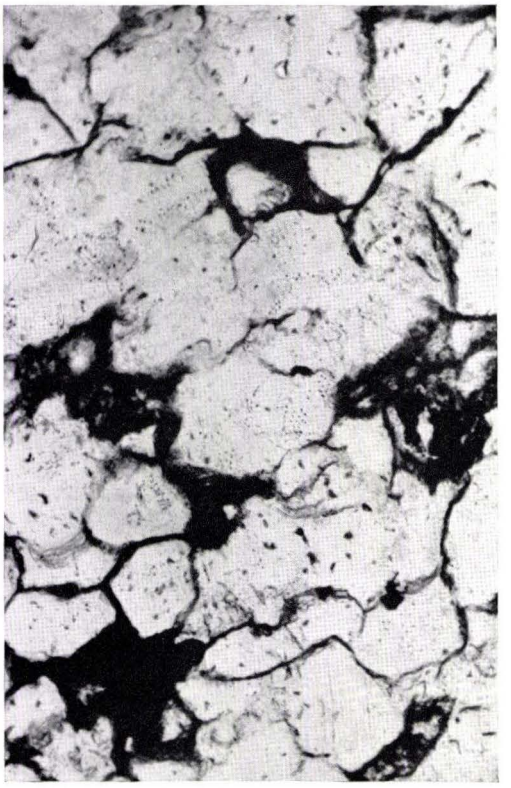
Fig. 1. Serizitreicher, plattiger Taunusquarzit.
In der Quarzgrundmasse mit Pflasterstruktur liegen bandförmig struierte Serizitaggregate.
Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.
Bohrung 4, 17,6 m Teufe.
x Pol., Vergr. 130 ×

Fig. 2. Roter Taunusquarzit.
Opaker Hämatit auf Korngrenzen und in Zwickelräumen der Quarzgrundmasse.
Salzberg bei Oberrosbach/Taunus.
″ Pol., Vergr. 130 ×

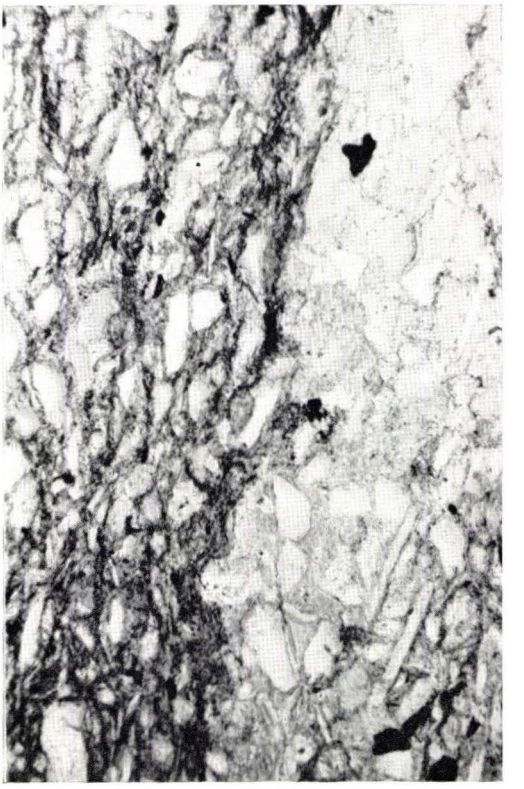
Fig. 3. Rötlicher Taunusquarzit.
Opaker Hämatit in feinem Adernetzwerk in Quarzgrundmasse.
Salzberg bei Oberrosbach/Taunus.
″ Pol., Vergr. 50 ×

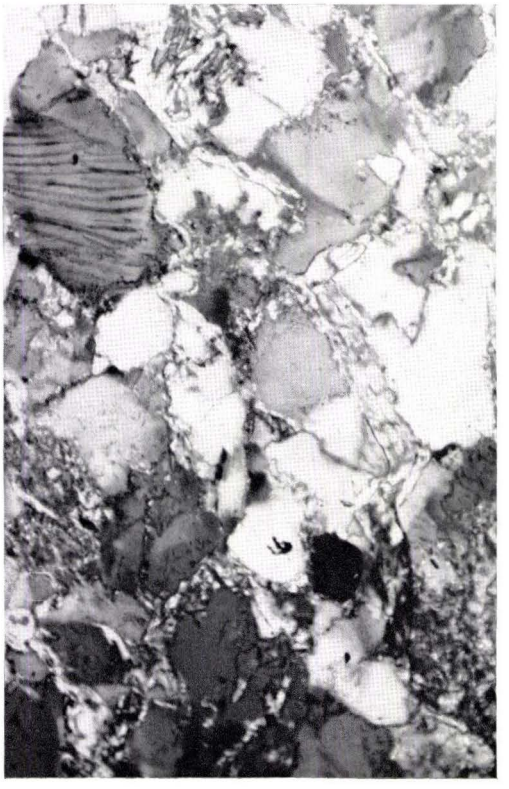
Fig. 4. Serizitschiefer.
In der durch opaken Limonit gefärbten feinkörnigen Serizitgrundmasse liegen eckige oder schwach gerundete farblose Quarzindividuen.
Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.
″ Pol., Vergr. 130 ×

2



4





1



3

Tafel 34

Tafel 34

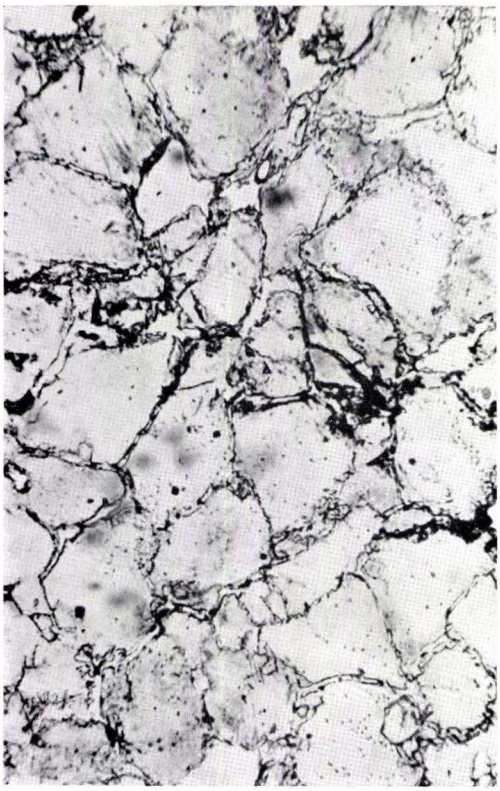
Fig. 1. Taunusquarzit.
Quarzgrundmasse mit Pflasterstruktur und feinkörnigen Serizitaggregaten auf den Quarzkorngrenzen und in Zwickelraumen.
Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.
x Pol., Vergr. 80 ×

Fig. 2. Taunusquarzit angewittert.
Der Serizitanteil ist durch Lösungsverwitterung entfernt und durch opakes Limonitpigment auf den Korngrenzen des Quarzes ersetzt worden.
Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.
" Pol., Vergr. 80 ×

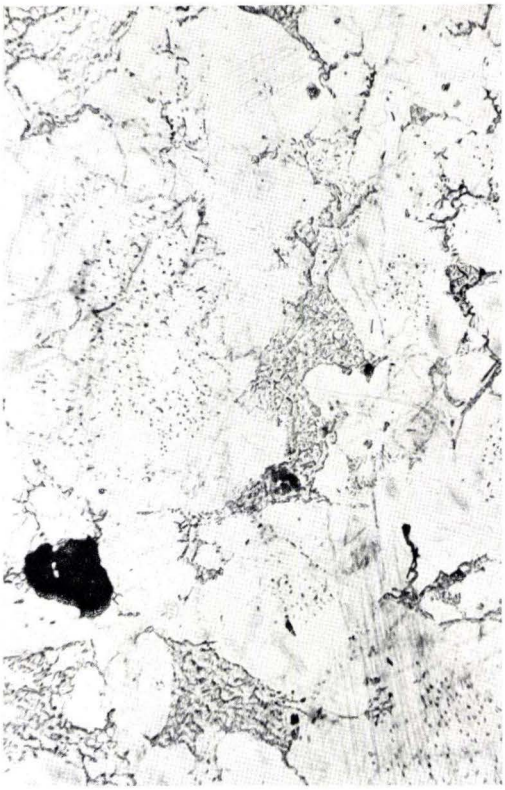
Fig. 3. Taunusquarzit.
Ungleichkörnige Quarzgrundmasse mit Pflasterstruktur.
Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.
Bohrung 4, 50,0 m Teufe.
x Pol., Vergr. 50 ×

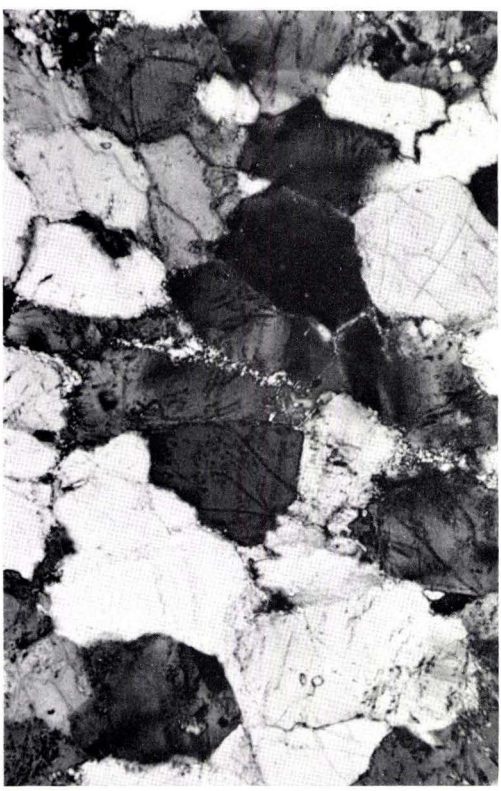
Fig. 4. Taunusquarzit.
Feinkörnige Serizitaggregate in schlieriger Anordnung auf Quarzkorngrenzen.
Steinbruch Sausteigweg bei Oberrosbach/Taunus.
Bohrung 4, 29,6 m Teufe.
" Pol., Vergr. 50 ×

2

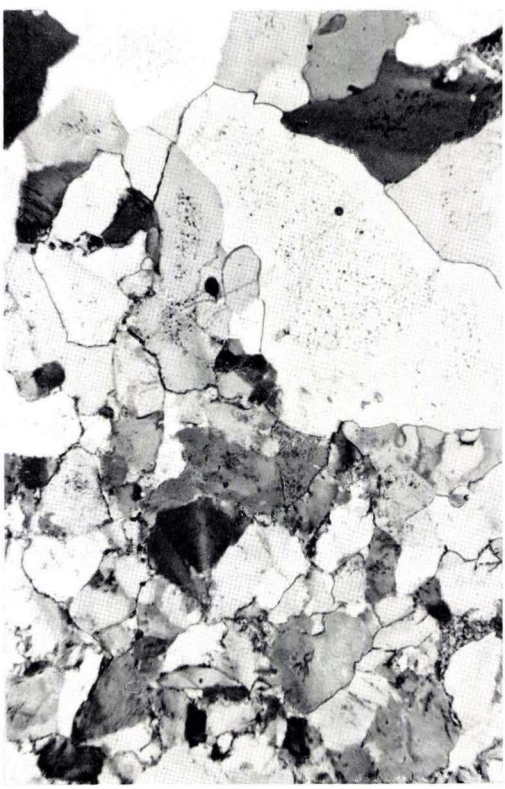


4





1

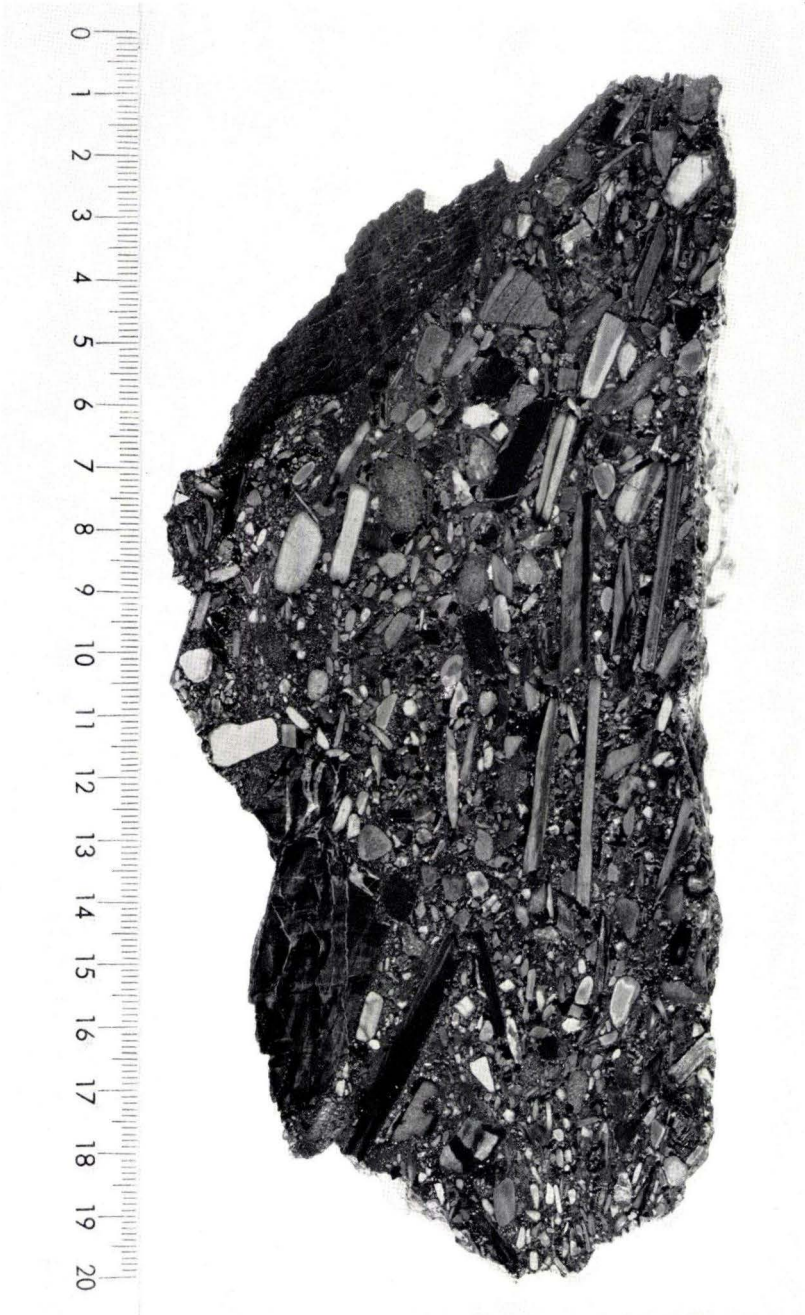


3

Tafel 35

Tafel 35

Anschliff des Konglomerates von Kleinern.
Die großen Stücke und Platten sind Liegende Alaunschiefer.


0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Tafel 36

Tafel 36

Fig. 1—4. Verschiedene Typen von Spurenfossilien. Einzelformen nicht bestimmt. Fundort: Leimbach-Tal nördlich Bacharach, Bl. Kaub 5912.
Die Photographien wurden von Herrn Professor A. SEILACHER zur Verfügung gestellt.



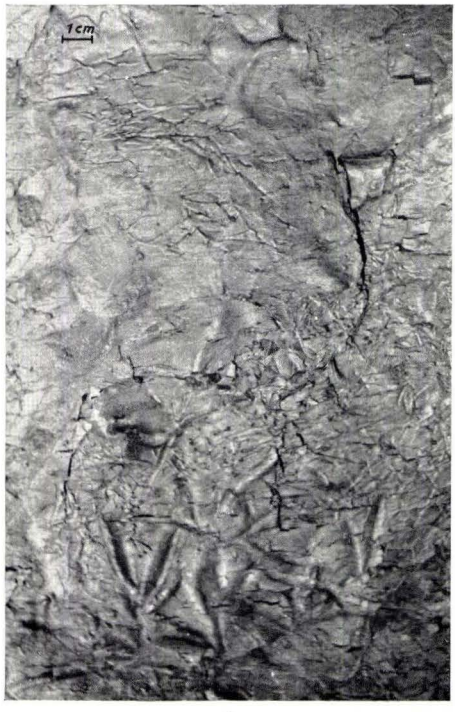
1



2



3



4

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 rhenoherzynischen 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 Dachschiefern 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. 68 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.

Heft 35: Matthess, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab. . . . . 7,60 DM

Heft 36: Stenger, Br.: 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 Condonten 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 nordöstlichen 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

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

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

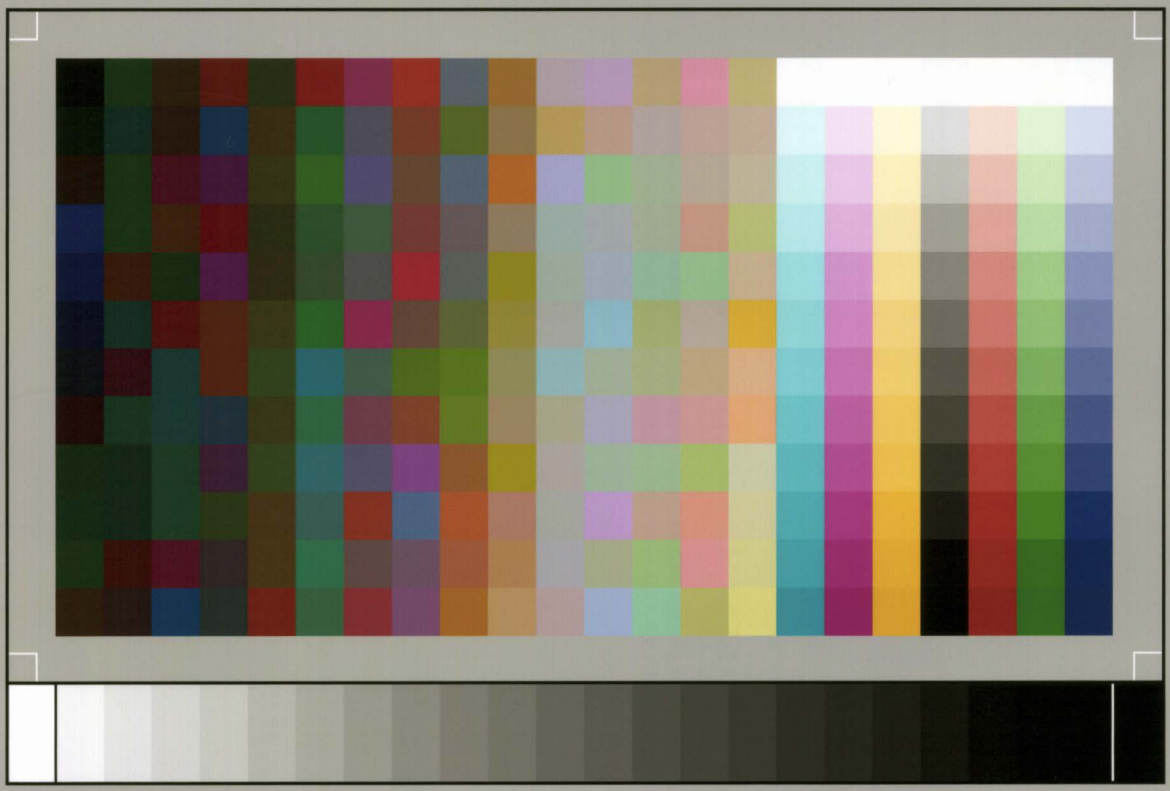
Geologische Karte der Lahnmulde im Gebiet Diez-Laurenburg 1:25000. Von E. Pauly. 1958. Aus: Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958 . . . . . 2,60 DM

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



SP050508001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0