

Geognostische Jahreshefte.

Achtunddreißigster Jahrgang

1925.



Herausgegeben

im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe

vom

Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.



München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1926.

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
K. Boden: Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern	1—38
(Mit 1 geologischen Karte, 1 Tafel und 1 Textbild.)	
Dr. Joseph Stadler: Geologie der Umgebung von Passau	39—118
(Mit 1 geologischen Karte 1 : 25 000.)	
Philipp Herbig: Zur Stratigraphie und Tektonik der Muschelkalkschollen östlich von Kronach	119—196
(Mit 1 Kärtchen und 1 Profiltafel.)	
Theodor Heller: Die Fauna des obersilurischen Orthocerenkalks von Elbersreuth	197—278
Dr. Otto M. Reis: Über das Lößprofil und einen altsteinzeitlichen Fund im Löß bei Haßfurt	279—284
(Mit 6 Figuren.)	
A. Wurm: Über weitere Funde von fossilführendem Mittelkambrium im bayerischen Frankenwald	285—286

Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern.

Von

K. Boden.

Mit 1 geologischen Karte, 1 Tafel und 1 Textbild.

1. Der Verlauf der südlichen Flyschgrenze.

Bereits von HAHN wurde festgestellt, daß sich der Vogelkopf östlich von Benediktbeuern aus Trias- und Juragesteinen aufbaut.¹⁾ Dunkle Liassmergel und auch helle, kieselige, gefleckte Liaskalkbänke stehen am Wege unterhalb der 1100 m Kurve am Westabhang des Vogelkopfes an. Rote Radiolarite fanden sich am Wege oberhalb der Kurve, während nördlich Flysch-Kieselkalke sichtbar werden. Die Flyschgrenze liegt also am Nordabhang vom Vogelkopf und verläuft daher vom Arzbach,²⁾ in dem dieselben Flysch-Kieselkalke an dunkle Liasschiefer und belemnitenführende Fleckenmergel grenzen, gradlinig in ostwestlicher Richtung.

Der nächste Aufschluß, der den unmittelbaren Kontakt von Flysch und kalkalpinen Gesteinen zeigt, findet sich wesentlich nach Süden gerückt in der Schmiedlaine etwa 700 m oberhalb der Einmündung in den Lainbach. Ein steilgestellter schmaler Streifen rhätischer Schichten stößt hier an den Flysch. Konkordant über den Kössener Schichten folgt im Süden, Lias mit unterliassischen Fossilien.³⁾

Stark verdrückte und verquetschte schwarze Liaskalke und Schiefer oft mit graphitisch glänzenden Tonhäuten (*Amaltheus margaritatus*. Querschnitt l. c. S. 113) stehen überall in der Kotlaine östlich der Lainbach-Hütte an, in einer Fazies, wie man dieselbe auch im Ringberg-Gebiet, nördlich vom Geigerstein und Fockenstein und bei Traunstein in unmittelbarer Nachbarschaft des Flysches häufig antrifft. Die Flyschgrenze dringt also in schräger Richtung von der Schmiedlaine bis zum Vogelkopf um etwa 2 km nach Norden vor.

Da die Liasschichten der Kotlaine ostwestliche Streichrichtung aufweisen und die in ihrem westlichen Fortstreichen liegenden Flysch-Kieselkalke der Schmiedlaine und unteren Kotlaine ebenfalls in den zahlreichen Aufschlüssen durchgehends dieses Streichen zeigen, kann das Zurückweichen der Flyschgrenze gegen Süden nicht durch eine einfache Abbiegung erklärt werden, sondern die Lagerungsverhältnisse zeigen

¹⁾ Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. d. D. Geolog. Ges. Bd. 64. 1912. Mon.-Ber. Nr. 11. S. 531.

²⁾ BODEN: Geolog. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung d. Bez. z. d. benachbarten Teilen d. oberbayr. Alpen. Geogn. Jahresh. 1915. XXVIII. Jahrg. S. 219 u. 220.

³⁾ ROTHPLETZ: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 110 u. 111.

uns eine erhebliche Querstörung, welche die Flyschgrenze zerschneidet und den östlichen Gebirgsteil um 2 km nach Norden verschiebt. Westlich vom Vogelkopf findet sich am Südhang des Buchenauer Kopfes an dem Wege oberhalb der Bauernhütte überall Kieselkalkflysch, der bis zur Moränenbedeckung herunterreicht. Die Störung muß also eine schräge etwa ostnordöstliche Richtung besitzen und nordwestlich des Lias der Kotlaine nahe beim Punkt 823 durchziehen.

Diese Störung liegt genau in der Streichrichtung der südöstlichen Kesselbergstörung, deren Fortsetzung dieselbe bildet. Nach der Kartierung von KNAUER¹⁾ verläuft dieselbe am Westrand des Zwieselshofen und im Osten des Kiensteins und verschiebt diese ursprünglich zusammengehörigen Wettersteinkalkzüge ebenfalls um 2 km (l. c. S. 16). Zwischen dem zerrissenen Wettersteinkalk kommen an der Verschiebung Kössener Schichten und Raibler mit Hauptdolomit in Berührung.

Die nordwestliche Kesselbergspalte schneidet im Osten die Wettersteinkalkmulde am südlichen Kochelsee, die im Norden von Aptychenschichten, im Süden von Hauptdolomit begrenzt wird und in deren zertrümmertem Kern Raibler, Hauptdolomit und Kössener erscheinen und deren Nordflügel von Partnachschichten und Muschelkalk unterlagert wird,²⁾ gegen den Hauptdolomit im Osten ab. Die Fortsetzung dieser Wettersteinkalkmulde³⁾ liegt verzerrt und teilweise stark von Schutt verhüllt im Nordosten eingeklemmt zwischen den beiden Störungslinien des Kesselberges. Der Wettersteinkalk des Kiensteins bildet die Fortsetzung des südlichen, derjenige des Stutzensteins die Fortsetzung des nördlichen Muldenflügels. Zu den höchst unregelmäßig gelagerten obertriassischen Muldenschichten gesellt sich noch der Jura (Kesselberg l. c. S. 11).

Die Lagerungsverhältnisse sind klar zu übersehen, insbesondere da sich der helle Wettersteinkalk von den dunkleren Hauptdolomitmassen scharf abhebt und an dem Vorhandensein der beiden Parallelstörungen, welche die Wettersteinkalkmulde vom Kesselberg bis zum Zwieselshofen um 4 km verschieben, wobei auf jede derselben 2 km Vorschubweite entfallen, nicht zu zweifeln.

Schwieriger ist der Verlauf der Störungen in den südlichen monotonen Hauptdolomitmassen festzulegen, da hier lediglich starke Ruschelzonen als Wegweiser dienen können. Nach einer früheren Annahme sollte die nordwestliche Kesselbergspalte zuerst im Hauptdolomit und Plattenkalkgebiet bei den Herzogstandhäusern in die Erscheinung treten und dann bis über die Kesselbergstraße hinaus ein weites Hauptdolomitgebiet durchfurchen (Kesselberg S. 13, 14 und 15). Der südwestliche Verlauf der südöstlichen Spalte war durch zahlreiche Rutschflächen und Brekzienbildungen im Hauptdolomit an der Kesselbergstraße und nördlich derselben gekennzeichnet. Die stark gestörten und von vielen nordöstlich streichenden Rutschflächen durchsetzten Schichten am Nordwestufer des Walchensees am Ostfuß der Kirchel-

¹⁾ Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Landeskundl. Forschungen, herausgeg. v. d. Geogr. Gesellsch. in München. Heft 9. 1910.

²⁾ AIGNER: Das Benediktenwandgebirge. Landeskundliche Forschungen, herausgeg. v. d. Geogr. Ges. in München. Heft 16. 1912. S. 78, 79.

³⁾ Entgegen der früher von mir dargelegten Ansicht (Geigerstein-Fockenstein l. c.) rechnet KNAUER den Hauptdolomit des Kesselberges mit zur kalkalpinen Vorzone (Walchenseekraftwerk s. u. S. 48, 49). Der Südrand der Wettersteinkalkmulde am Kochelsee entspricht jedoch der Südgrenze des Wettersteinkalkes an der Benediktenwand, die hier als die Südgrenze der stark gestörten Vorzone gegen die südlich anschließenden Hauptdolomitmassen angesehen werden muß. Nun fehlen bei KNAUER auch alle Angaben, wo im Walchensee-Kochelsee-Gebiet die enggepreßte und zerstückelte Vorzone gegen die breiten Falten an der Jochberg-Spitze abzugrenzen ist und wie sich dann die Grenze gegen Osten fortsetzt.

wand zeigten die südwestlichste Fortsetzung dieser Störung (Kesselberg S. 17 und 18), welche die Rhätschichten von Sachenbach gegenüber deren westlichen Fortsetzungen am Südfuß des Fahrenbergkopfes ebenfalls wie weiter im Norden den Wettersteinkalk und auch die Flyschgrenze um 2 km nach Norden verlagert (Kesselberg S. 12 u. 13).

Nach einer neueren Annahme werden die beiden Kesselbergspalten als eine Störungszone aufgefaßt, die bei Urfeld durchzieht.¹⁾ Zweifellos zwingen jedoch die Lagerungsverhältnisse nordöstlich vom Kesselberg zur Annahme von zwei Parallelstörungen, wie sie früher von KNAUER bereits dargestellt sind (Geol. Karte des Kesselberges l. c.). Bestätigt wird diese Auffassung, da dieselben auch die Flyschfalten zerschneiden als zwei gegen Nordosten mehr und mehr divergierende Blattverschiebungen.²⁾ Ein von KNAUER angenommenes Zerschlagen in der Flyschzone (l. c. S. 49) findet nicht statt, sondern die Störungen lassen sich bis zum Nordrand des Flysches verfolgen, wie im folgenden noch gezeigt werden soll. Über den Verlauf und das Verhalten der Kesselbergspalten gegen Südwesten bringt vielleicht die genaue Kartierung des gesamten Gebietes um den Walchensee noch mehr Klarheit. —

Westlich der Schmiedlaine finden sich nur wenig Aufschlüsse, da die Schichten stark von Moränen verhüllt sind. „Auf der Rast“ stehen noch Kieselkalke an (Benediktenwandgebirge S. 103), ebenso an den östlichen Hängen, sowie an dem Wege, der um die Höhe 1073 herumführt. Südöstlich von Roth-Moos beobachtet man an den Hängen jedoch rote oberjurassische Radiolarite, nördlich von denen die Flyschgrenze liegen muß. Weiter im Südwesten finden sich die ersten kalkalpinen Gesteine im oberen Pessenbach. Etwa in der Mitte zwischen den Zahlen 826 und 846, kurz bevor der Weg den Bach überschreitet, sind an der linken Talseite dunkle braunverwitternde Schiefer aufgeschlossen und dickbankige Kieselkalke, die dem Lias angehören. Gegenüber auf der anderen Bachseite treten am Talhang mehrere steilgestellte grobe Brekzienbänke als Rippen heraus, die lediglich aus eckigen kalkalpinen Bestandteilen bestehen und ähnlich wie die Brekzien in der Schmiedlaine (Geigerstein—Fockenstein l. c. S. 213) und im Sattelbach (Querschnitt S. 113, Benediktenwand S. 51), denen sie völlig gleichen, zum Cenoman gerechnet werden können. Weiter östlich beim Punkt 846 an der Mündung des Kreuzgrabens in den Pessenbach beobachtet man die steilgestellten Schichten des oberen Jura als rote, reichlich Hornsteine führende Plattenkalke von Moränen umrahmt. Da am nördlichen Talgehänge an den Wegen Flysch-Kieselkalke in Bruchstücken und auch anstehend zu finden sind, ist hierdurch die Flyschgrenze gekennzeichnet, die also von der Schmiedlaine einen gegen Südwest gebogenen Verlauf nimmt.

Nordwestlich vom Ortererwald sind die Schichten völlig von Schutt verhüllt. An der Höhe 790 zeigen sich jedoch überall die grauen Verwitterungsprodukte vom Flysch-Kieselkalk. Leidlich tritt die Flyschgrenze weiter im Süden in die Erscheinung, da in dem vom Stutzenstein herunterziehenden Bachbett liassische Kieselkalke und Schiefer freigelegt sind, während im unteren Kalmbach die Flysch-Kieselkalke überall an den Bachhängen, zum Teil mit eingelagerten roten Flyschletten anstehen. Weiter

¹⁾ KNAUER: Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes. Geogn. Jahresh. 1924. XXXVII. Jahrg. S. 48, 49, 51.

²⁾ Über die durch die Kartierung des Flyschgebietes zwischen Isar und Loisach festgelegte Tatsache, daß die großen Störungen des Kesselberges in die Flyschzone übersetzen, wurde bereits kurz berichtet. (Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1922. S. 379.) Auch KNAUER hebt dieses hervor (Walchenseekraftwerk l. c. S. 49). Den Ausführungen ist jedoch nicht zu entnehmen, ob diese Überzeugung durch eigene Aufnahmen gewonnen wurde.

südwestlich zeigt sich der Kontakt von Lias und Flysch am Ufer des Kochelsee südlich der Überfahrt in einem nicht mehr zugänglichen Aufschluß. Die Flyschgrenze besitzt auch hier einen ostnordöstlichen Verlauf, entsprechend der im Kalmbach und an dem Hügel mit dem Dessauer Schloß südlich Kochel zumeist vorherrschenden ostnordöstlichen Streichrichtung der Kieselkalkschichten.

Dieses weite Zurückweichen der Flyschgrenze von den Aufschlüssen in der Schmiedlaine, bei Roth-Moos und im Pessenbach bis südlich von Kochel läßt sich nur durch eine nordöstlich gerichtete Störung deuten, an der die östlichen Teile weit nach Norden verschoben wurden, und diese Störung fällt genau mit der Streichrichtung der nordwestlichen Kesselbergspalte zusammen, deren Fortsetzung dieselbe bildet.

2. Das südöstliche Feld der Flyschzone.

Die zerschnittenen und gegeneinander verschobenen Flyschfalten zeigen den Verlauf der nordwestlichen Störung, die in derselben Nordostrichtung weiterzieht und das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach in ein nordwestliches und ein südöstliches Feld zerteilt.

Im Südosten der Störung ist die südlichste Flyschmulde im Murner Bach in einer Breite von etwa 700 m recht günstig entblößt. Ein Aufschluß in den Sandsteinen findet sich am linken Talgehänge südlich vom Punkt 903. Oberhalb desselben sind die Schichten von Moränen verhüllt. Östlich von der Einmündung des Tiefengrabens erscheinen jedoch die dickbankigen Flyschsandsteine völlig senkrecht stehend in einer klammförmigen Eintiefung des Baches. Im Quertal des Murner Baches sind von der Mündung des Wischetsgraben gegen Süden unter starker Moränenbedeckung abwechselnde Folgen von Kieselkalk- und Sandsteinflysch angeschnitten, begleitet und zuweilen unterbrochen von erheblichen Schutttanhäufungen. Nordwestlich vom Punkt 984,3 schaltet sich eine Schichtfolge aus abwechselnden Lagen von dünnen Kieselkalkbänken und roten Letten in das Profil ein. Die zumeist senkrechten oder auch steilen südlichen Fallwinkel deuten auf eine steil gestellte zwischen den Kieselkalken eingeklemmte Mulde hin. Steiles südliches Einfallen zeigen auch die im Süden an die Sandsteinmulde sich anschließenden dünnplattigen, mit Mergelschiefen wechsellagernden Kieselkalke. Dieselben bilden den Nordflügel des südlich folgenden Kieselkalksattels.

Östlich des Murner Baches zerteilt sich die Mulde in zwei Arme. Der nördliche ist als die eigentliche Fortsetzung der Mulde des Murner Baches anzusehen und verläuft am Nordabhang des Hochtannenkopfes. In dem Hohlwege am östlichen Hochtannenkopf sind die glimmerreichen Sandsteine mit südlichem Einfallen aufgeschlossen und endigen mit einer dünnen Lage von roten Flyschletten, in denen rote Kalke eingeschaltet sind am südlich anschließenden Kieselkalkflysch. Nördlich vom Hohlweg beobachtet man Wechsellagerungen von Kieselkalk- und Sandsteinflysch. Am Wege südlich vom Wischetsgraben zeigt sich der Sandsteinzug in derselben Breite. Beim Punkt 984,3 stehen jedoch Kieselkalke an, die zum Hochtannenkopf hinaufstreichen und sich am Wege bis zu dem schmalen südlichen Zweig der Mulde verfolgen lassen, an dessen südlichem Rande etwas roter Flyschletten am Wege austritt. Auch an dem über den Hochtannenkopf hinüberführenden Wege kann der schmale südliche Zweig der Sandsteinmulde nochmals festgestellt werden. Gegen Osten hebt sich derselbe jedoch heraus, da im obersten Tiefengraben westlich der Brunnlocher Alm lediglich Kieselkalkbänke wechsellagernd mit Zementmergelschiefen unter der Moränenbedeckung hervortreten.

Die westliche Fortsetzung der Mulde im Murner Bach findet sich fast um die Hälfte verschmälert im unteren Steingraben. Oberhalb der 920 Kurve liegen zunächst einige kleinere Ausbisse von Flyschsandstein, dann folgt an der linken Talseite ein langer Abrutsch von sehr feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen. Einen guten Aufschluß im massigen Flyschsandstein beobachtet man oberhalb der Kurve 860, stellenweise wird derselbe konglomeratisch und führt gröbere Quarzkörner und Glimmerschieferfetzen. Von 890 m aufwärts werden nach einzelnen kleineren Ausstrichen von schwarzen Schiefeln und Kieselkalken die beiden Talseiten von harten steil südlich geneigten Kieselkalkbänken mit zwischengeschalteten dünnen Mergellagen eingenommen, welche die Fortsetzung des im Murner Bach beobachteten überkippten südlich folgenden Sattelschenkels bilden.

In dem westlich folgenden linken Seitengraben des Steinbaches, der südlich der Bichler Hütten einmündet, sucht man vergeblich nach der Fortsetzung der tief eingemuldeten Sandsteinzone und ebensowenig findet man Anzeichen im Gebiete des Krummgrabens. Die steil stehende Sandsteinmulde wird daher von der nordwestlichen Störung abgeschnitten.

Genau in der streichenden Fortsetzung der Sandsteinmulde am Nordhang des Hochtannenkopfes tritt die Kieselkalkgruppe in einem tief eingeschnittenen Tälchen etwa 600 m westlich vom Wiesbauern mit steilem südlichen Einfallen in längerem Aufschluß unter der Überdeckung zutage aus. Nordwestlich von diesem isolierten Vorkommen muß die südöstliche Störung durchziehen. Die Gesteine, welche den Hügel beim Lexbauern aufbauen, gehören der Sandsteingruppe an und bilden die nach Nordosten vorgeschobene Fortsetzung der Mulde am Hochtannenkopf. Nördlich vom Wiesbauer finden sich am Bachrande mehrere kleine Ausbisse von Kieselkalk, im übrigen beobachtet man lediglich Flyschsandsteine, die hinter dem Hof des Lexbauern in dicken, grobe Quarzkörner führenden Bänken anstehen.

Von dem zwischen der Sandsteinmulde des Murner Baches und dem Kalkalpengebiet liegenden Kieselkalkstreifen wird im südöstlichen Feld lediglich der nördlichste Teil im Steingraben und Murner Bach (s. o.) als ein nach Norden überkippter Sattelschenkel sichtbar, der im oberen Tiefengraben eine nördliche Neigung annimmt. Im Gebiet des Buchenauer Kopfes bis hinunter zur Moränenbedeckung am Nordgehänge der unteren Kotlaine lassen sich über den Bau dieser Zone keine näheren Anhaltspunkte gewinnen, da günstigere Entblößungen fehlen, erst in den tiefen Einfurchungen der Schmiedlaine und der unteren Kotlaine sind die südlichsten an die Kalkalpen grenzenden Kieselkalkschichten in steiler oder senkrechter Stellung zuweilen von Kleinfaltung beunruhigt erschlossen.

In der unteren Kotlaine vom Punkt 751 aufwärts bis zur Einmündung des Markgrabens walten blaue Zementmergel ganz wesentlich vor. Harte Bänke treten zurück und stark kieselige mit splittrigem Bruch fehlen fast vollständig. Kurz oberhalb der Einmündung des Markgrabens streichen zu beiden Seiten des Tales dicke Feinbrekzienbänke aus (S. 30), die ebensowohl im Bachbett angeschnitten sind und als Blöcke im Markgraben liegen. Einer dieser Blöcke zeigt gröberes Gefüge und läßt Einsprenglinge von oberjurassischem Kalk erkennen. Begleitet sind diese brekziösen Schichten von roten Letten, welche in den nahe am Kalkalpenrand sedimentierten Flyschablagerungen eine nicht seltene Erscheinung bilden. Die Fortsetzung dieser für den Südrand der Kieselkalkgruppe charakteristischen Feinbrekzien finden sich in der Schmiedlaine als steile Schichten nahe der Flyschgrenze im Bachbett anstehend.

Die Ausbildung der Kieselkalkgruppe im Arzbach wurde bereits früher geschildert (Geigerstein-Fockenstein S. 219 und 220). Auch im westlich einmündenden unteren Lettenbach liegen mehrere Aufschlüsse im Flysch-Kieselkalk und an der südlichen Beugung stehen Flyschkonglomerate an, aus vornehmlich grünen und schwarzen Hornsteinen. Außerdem sind roter oberer Jura und Liasfleckenmergel beigemischt. In einem Kieselkalkblock fanden sich grobe, mehrere Zentimeter dicke Quarzgerölle eingebettet. Der obere Teil des Baches ist lediglich in Moränen eingeschnitten, die auch die flachen Almwiesen zu beiden Seiten dieses und des oberen Murner Baches aufbauen. Am Wege von der Baunalm zur Lexenalm wurden viele große zentralalpine Blöcke beobachtet, die auf der Karte nicht eingetragen sind.

Nördlich der tiefen Sandsteinmulde des Murner Baches zeigt sich eine viel flachere und weniger gut aufgeschlossene Einmündung von Sandsteinflysch in den Kieselkalcken am westlichen Lehenbauernberg. Westlich der Quelle zweigt ein Weg von dem oberhalb der 1000 m-Kurve verlaufenden ab, in dessen Einschnitt lediglich Sandsteinflysch in Brocken dicht gedrängt liegt. Außerdem kreuzt weiter östlich die 1100 m-Kurve ein Hohlweg, in dessen oberen Teil verwitterte Sandsteine anstehen, während sich weiter südlich ein Gemisch von Kieselkalk- und Sandsteinbrocken einstellt, das etwa bis zur Wiese westlich vom Punkt 1002,5 reicht. An den Wegen und Gräben beim Punkt 1002,5 sowie auch am östlichen Lehenbauernberg sucht man jedoch vergeblich nach der östlichen Fortsetzung der Sandsteine. Nur zwischen der Greilinger Alm und dem Punkt 902,5 tritt unterhalb der 900 m-Kurve eine Sandsteinbank am Wege aus. Außerdem wird das Weiterstreichen der Mulde durch einen isolierten Aufschluß von glimmerreichem Sandstein im Lainbach 400 m westlich der Zahl 736 angedeutet.

Ein ebenfalls sehr flach eingemuldeter schwer zu umgrenzender Streifen der Sandsteingruppe liegt am Südabhang des Zwiesel. Leidlich sind die glimmerreichen Sandsteine am rechtwinkligen Knick des Weges zur Gassenhofer Alm bei der Kurve 1200 freigelegt. Auch noch 200 m westlich finden sich Kieselkalke untermischt mit Sandsteinen und am Weg zur Schnaitacher Alm stehen nördlich fallende Kieselkalke und blaue Zementmergel an mit einer feinkörnigen Kalkbrekzienbank und einer Glimmersandsteinbank. Am Südhang vom Zwiesel streichen oberhalb der 1200 m-Kurve in den Almwiesen die Schichtköpfe von Kieselkalcken und Zementmergeln sowie glimmerreichen Sandsteinbänken in mehrfacher Wechselagerung mit nördlichem Einfallen zu Tage aus. Von der Kurve 1290 aufwärts bis zum Gipfel gehören die Schichten jedoch der Kieselkalkgruppe an, da die glimmerreichen Sandsteinbänke fehlen, lediglich vereinzelte glimmerfreie feinkörnige Kalkbrekzienbänke schalten sich in den Kieselkalcken und Mergeln ein.

An den Höhenwegen westlich der beschriebenen Vorkommen am Südwestabhang vom Zwiesel wurden nur mehr Gesteine der Kieselkalkgruppe beobachtet, während die Glimmersandsteine ganz fehlen. Die Mulde wird also ebenso wie die Lehenbauernmulde und die Mulde im Murner Bach in ihrer ganzen Breite von der nordwestlichen Störung abgeschnitten. Gegen Osten hebt sich die Sandsteinmulde aus den Kieselkalkschichten heraus, da weder an den Ostabhängen des Zwiesel noch im Großbach, in dem eine ununterbrochene Folge von senkrecht oder ganz steil stehenden Kieselkalkschichten entblößt ist, Sandsteine angetroffen wurden. Dagegen sind nördlich der Baumalm unterhalb der 900 m-Kurve am Wege nochmals steil nördlich fallende abwechselnde Lagen von Kieselkalk- und Sandsteinflysch

vorhanden, die genau in der Streichrichtung der Mulde am südlichen Zwiesel liegen und daher deren Fortsetzung bilden.

An dem Wege, der am Westabhang des Heigelkopfes herumführt, finden sich an der Wegekreuzung bei der 1060 m-Kurve große Blöcke und auch kleineres Gerümpel von Sandsteinflysch und weiter unterhalb stehen in einem Einschnitt am Wege stark verwitterte Glimmersandsteine an, die weiter südlich durch steil nördlich fallende Kieselkalke begrenzt sind. Weiter im Südosten liegen bei der 1000 m-Kurve am Waldrand mehrfach Aufschlüsse im Sandstein und oberhalb im Walde Sandstein- und Kieselkalkbrocken untermischt, so daß sich eine flache etwa nordöstlich streichende Spezialmulde am südlichen Heigelkopf heraushebt. Die obere Kuppe des Heigelkopfes ist lediglich aus Kieselkalken aufgebaut, die am Nord- und Ostabhang in den Wiesen austreten und im Osten an einem großen Abrutsch freigelegt sind.

Zwischen Heigelkopf und dem Einbach finden sich noch verschiedene isolierte Flyschvorkommen. Der Hügel, auf dem die Pest-Kapelle erbaut ist, besteht aus Kieselkalkflysch. Ein nordwestlich im oberen Teil des südlich vom Punkt 699 in den Einbach einmündenden Grabens gelegener Aufschluß gehört dagegen der Sandsteingruppe des Flysches an, da hier abwechselnde Lagen von Kieselkalkgesteinen und glimmerreichen Sandsteinbänken anstehen. Weiter südlich beobachtet man in dem westlich vom Lehenkirchel (Pest-Kapelle) vorbeiziehenden, am steileren Gehänge tief eingeschnittenen Graben in den tieferen Teilen glimmerreiche Sandsteine, während höher hinauf zumeist steilgestellte Kieselkalke sich einstellen mit einer glimmerführenden Bank. In dem Graben, der nördlich der Waldherralm herunterzieht, stürzt ein Wasserfall über eine Stufe, die aus dicken vollständig horizontal liegenden Kieselkalkbänken gebildet wird mit Einlagerung einer weichen Schieferlage. In einem Seitentälchen schaltet sich eine Bank von glimmerführendem Kieselkalk ein.

Die isolierten Aufschlüsse zeigen also zwei dicht hintereinanderliegende Sandsteinmulden, die jedoch am nördlichen Heigelkopf keine Fortsetzung finden, dagegen sehr wohl mit den beiden Sandsteinmulden am südlichen Heigelkopf in Zusammenhang gebracht werden können und entsprechend ihrer Lage nach Norden verschoben wurden an einer am Ostfuß dieses Berges verlaufenden Nordsüdstörung, die an der nordwestlichen Hauptstörung ihr Ende findet.

Der Faltenbau des Flysches im südöstlichen Feld ist also durch drei Sandsteinmulden gekennzeichnet, von denen die südlichste eine tiefe Einmündung bildet, während die beiden nördlicheren ganz flach eingesenkt sind und nur in den inneren höheren Teilen der Flyschberge in die Erscheinung treten.

3. Das nordwestliche Feld der Flyschzone.

Im Westen der großen Querstörung hebt sich die südlichste Sandsteinmulde im Osten von Pessenbach heraus. Am Wege durch die Bohnleite stehen am Waldrande reichlich Muskovit und auch viel Biotit führende typische Sandsteine der Sandsteingruppe mit steilem südlichen Einfallen in mehreren Aufschlüssen an. Südlich vom Wege gehen dieselben zum Teil in feinkörnige Quarzkonglomerate über. Beim Zementwerk finden sich die Sandsteine im Bachbett in dicken Bänken oder dünnbankig werdend mit schiefrigen Zwischenmitteln. Auch die Talränder beim Zementwerk werden von steil südlich geneigten Sandsteinen gebildet. In einer Breite

von etwa 500 m läßt sich die Sandsteinmulde am Wege südlich von Pfisterberg feststellen. (Nördlich der Sandsteine tritt in den Kieselkalken bei Pfisterberg eine Schwefelquelle aus.) Etwas verschmälert erscheint die Mulde wieder im oberen Mühlgraben. Dickbankige sehr feinkörnige Glimmersandsteine stehen hier am rechten Bachrand und auch im Bachbett an mit steilem südlichen Fallen oder ganz senkrecht gestellt eingekleilt zwischen ebenfalls senkrechten Kieselkalkschichten. Östlich vom Mühlgraben sind die Sandsteine von ausgedehnter Moränenbedeckung verhüllt, finden jedoch an der Querstörung ihr Ende, da sowohl in der Schmiedlaine wie auch im Lainbach lediglich Kieselkalke erschlossen sind. Diese Pessenbach-Mulde ist mit der Mulde im Murnerbach zu vereinigen, die an der nordwestlichen Störung über 3 km weit nach Nordosten verschoben wurde. Der südlichste Kieselkalkzug ist in der steilen Klamm des Pessenbaches an der Bohnleite in fortlaufendem Profil zu beobachten. Ganz vorwiegend ist hier die Kieselkalkgruppe aus weichen Zementmergeln aufgebaut, in denen nur einzelne feste rauhe bis zu $\frac{1}{2}$ m dicke Kieselkalkbänke und zuweilen auch Lagen von feinkörnigen Kalkbrekzien eingeschaltet sind. Überall besitzen die Schichten bei nordöstlichem Streichen ganz steile südöstliche Fallwinkel oder dieselben stehen saiger. Steile oder senkrechte Schichtstellung zeigt die Fortsetzung dieses südlichsten Kieselkalkzuges am Hügel mit dem Dessauer Schloß südwestlich von Kochel. Auch hier walten die in längliche vierkantige Griffel zerfallenden Zementmergel vor. In den schönen Aufschlüssen am Seeufer beobachtet man oft bis zu 3 m mächtige Lagen von Zementmergeln abwechselnd mit 0,20—1 m dicken Kieselkalkbänken.

Die zementmergelreichen Gesteine der Kieselkalkgruppe des südlichsten Sattels erscheinen im Westen vom Kochelsee wieder und sind in dem großen Steinbruch beim Zementwerk von Schlehdorf und in einem höher gelegenen verlassenen Steinbruch mit südlichem Fallen erschlossen.¹⁾ An den Hängen lassen sich die Kieselkalke gegen Süden zu verfolgen und stehen nahe der Kalkalpengrenze in dem Tälchen bei der Zahl 646 nochmals an. Nördlich vom Zementwerk findet sich jedoch in dem Graben, der südlich vom Punkt 669 zum Karpfsee herunterzieht, eine südlich fallende Schichtserie, die sich bis in den obersten Teil des Grabens nördlich Obermoos verfolgen läßt und eine dauernde Wechsellagerung von Kieselkalkgesteinen mit glimmerreichen Sandsteinen zeigt. An der rechten Talseite liegt ein Aufschluß, in dem (ähnlich wie im Murnergraben am Hochtannenkopf S. 4) dünnplattige Kieselkalke und gelbe Mergelschiefer mit dünnen Bänken von roten Flyschletten abwechseln. Überlagert werden die Schichten von dickbankigen glimmerreichen schiefrige Zwischenmittel führenden Sandsteinen, die weiter oberhalb in einem kleinen Bruch abgebaut wurden. Diese an die breite südlichste Kieselkalkzone nördlich anschließende Mulde der jüngeren Flyscheinheit bildet die Fortsetzung der Pessenbach-Mulde, die geradlinig die Niederung des Kochelsees überquert.

Westlich vom Karpfsee findet sich nördlich vom Punkt 669 ein kleiner Aufschluß in fukoidenreichen Kieselkalken und zwischenlagernden schwarzen Schiefen. Das Flyschgebiet der KNAUER'schen Karte²⁾ zwischen Hirschberg und Ohlstadt besteht lediglich aus der Kieselkalkgruppe, die mit tiefschwarzen, seltener auch braunen Schiefen, in denen nur wenige dünne feste Kieselkalkbänke eingeschaltet

¹⁾ Da auch in der unteren Kotlaine (s. o.) und auch in der Schmiedlaine die weichen Zementmergel vorherrschen, sind auf längere Erstreckung die den Kalkalpen zunächst benachbarten Ablagerungen der Kieselkalkgruppe durch eine sehr mergelreiche Fazies charakterisiert.

²⁾ Geolog. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geogn. Jahresh. München 1906.

sind, in dem nach Ohlstadt hinunterführenden Graben an die Kalkalpen grenzt. Der von HAHN in der Übersichtsskizze des Murnauer Mooses eingezeichnete Sandstreifen ist nicht vorhanden, ebensowenig wie an der großen Laine im Aufacker Gebiet (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. Bd. 66, Jahrg. 1914. Mon. Ber. 1 S. 49). Die wenigen schlechten Aufschlüsse bei Raut, südlich Herrnberg und bei der Brunnstube zeigen gerade wie in den Zementmergelbrüchen von Schlehdorf steil südlich geneigte Schichten, so daß sich auch hier für den südlichsten Kieselkalkstreifen eine nach Norden überkippte gewölbeförmige Lagerung ergibt. Diese steil nördlich überkippte Sattelstellung der an die Kalkalpen grenzenden tieferen Gesteinsgruppe des Flysches läßt sich nunmehr von Ohlstadt über den Kochelsee bis ins Isartal und von dort über den Tegernsee und Schliersee bis ins Leitzachtal mit vollkommener Gleichartigkeit verfolgen.

Am Karpfsee findet der Schlehdorfer Flysch sein Ende. Das breite Benediktbeurer Flyschgebiet von der Pessenbach-Mulde bis zum Enzenauer Berg fehlt (Zentralblatt 1922 S. 402).

An der Straße von Groß-Weil nach Schwaiganger zeigt ein verlassener Steinbruch östlich Punkt 661 dickbankige glaukonitische Sandsteine, die nicht, wie die Karte von KNAUER angibt, dem Flysch, sondern dem Gault der helvetischen Kreide angehören. —

Nördlich der Pessenbach-Mulde findet sich ein breites Kieselkalkgebiet, das bis über den Steinbach hinausreicht. Der südliche Teil desselben ist durch die tiefe Einfurchung des Lainbaches erschlossen und läßt an beiden Bachufern auffallend stark hervortretende Kleinfaltung und Zerknitterung der Schichten erkennen, die von ROTHPLETZ bereits abgebildet wurde (Querschn. durch die Ostalpen S. 110). Im Gebiet des Windpasselkopfes und des Waxen-Eck liegen zwar Verwitterungsprodukte und Schutt der Kieselkalkgruppe überall an den Hängen und in den Gräben, aber kein tief eingeschnittenes Tal enthüllt uns den Bau dieses Gebietes, erst weiter nördlich im Krummgraben ist ein gutes Profil quer durch die Schichtfolge zu beobachten. Im unteren Teil desselben stehen bis zu 1 m dicke harte Kieselkalkbänke mit dünnen weichen Zwischenlagen an. Stellenweise gehen die festen Bänke in kalkige Sandsteine und feine Kalkbrekzien über. Die steil aufgerichteten Schichten sind, nach der wechselnden Fallrichtung zu urteilen, mehrfach gefaltet. Bei der Kurve 830 m finden sich lose Sandsteinblöcke und im Bachbett ein kurzer Aufschluß von typischem glimmerreichem weichem Sandstein. Südlich dieser schmalen Sandsteineinmuldung zeigen dickbankige, mit Schiefern abwechselnde Kieselkalke flaches südliches Fallen mit 10—15°. Im oberen Teil des Grabens stellen sich die Kieselkalke wieder steil und werden zuweilen quarzitisch oder gehen in grüne Quarzite über. Die in diesem Gebiete zu vermutende Fortsetzung der Sandsteinmulde am Lehenbauern-Berg könnte höchstens in dem schmalen Sandsteinvorkommen im Krummgraben gesucht werden. Einzelne Sandsteinbrocken wurden im Schutt westlich vom Windpasselkopf gefunden und eine Glimmersandsteinbank steht östlich Gschwendt am Wege zur Benediktenwand an. Nirgend ist jedoch eine klar hervortretende Einmuldung der Sandsteingruppe erkennbar.

Erst nördlich vom Steinbach tritt am Südabhang vom Fahrtkopf eine flache, etwa 1100 m im Streichen zu verfolgende Sandsteinmulde klar hervor. Der Weg am Westabhang des Fahrtkopfes, der an der Zahl 940 vorbei in den Steinbach hin-

unterführt, kreuzt diese Mulde. Oberhalb vom Punkt 940 finden sich am Wege mehrfache Wechsellagerungen von steilgestellten, mehrere Meter breiten Schichten von Kieselkalkgesteinen mit ebenso mächtigen glimmerreichen Sandsteinen und westlich vom Punkt 940 am Gehänge und am Wege ein dauerndes Gemisch von Glimmersandsteinen und Kieselkalken mit eingeschalteten Lagen von feinkörnigen Kalkbrekzien. Der östliche Ausstrich der Mulde läßt sich durch das an den Hängen und in den Bachrissen vorhandene Gesteinsgemisch von Kieselkalken und Sandsteinen gegen die tiefere Kieselkalkgruppe abgrenzen und auch im Anzenbach beobachtet man lediglich steil einfallende oder senkrecht gestellte Kieselkalke und Zementmergel mit einer grauen glimmerführenden Sandsteinbank. Nordöstlich der Bichlerhütte findet sich am linken Bachufer ein Felsen von glaukonitischen weißen Quarzsandsteinen und gegenüber am Wege flach geneigte Kieselkalke in groben Bänken fest aufeinandergepackt.

Die westliche Fortsetzung der Mulde sucht man im Hollergraben bereits vergeblich. Der Graben zeigt vielmehr lediglich sehr schöne fortlaufende Profile von meist 1—2 m starken dickbankigen, stellenweise auch dünnplattigen Kieselkalken, die mit Schiefeln wechsellagern. Stellenweise werden die Kieselkalke quarzitisches und lassen auf den Schichtflächen zuweilen Muskovitplättchen erkennen. Nirgends finden sich jedoch Anzeichen für das Auftreten der Sandsteingruppe. Die Sandsteine am Fahrtkopf bilden also eine sehr flache, ringsum geschlossene Einmuldung (in dem beigegebenen Profil ist die Mulde zu tief eingesenkt), als deren östliche Fortsetzung die etwa 2 km nach Norden vorgeschobene Mulde am Zwiesel anzusehen ist. Nördlich von der Fahrtkopf-Mulde liegt in den Kieselkalken nochmals eine Mulde, da im obersten Teil eines rechten Seitenarmes vom Anzenbach nördlich der Blockhütte und am westlichen Zwiesel die Schichten überall nördlich geneigt sind, während am Angertkopf und am Wege von der Schnaitacher Alm zur Sauersberger Alm die Kieselkalke südlich einfallen. Die streichende Fortsetzung dieser in den Kieselkalken wahrnehmbaren Spezialmulde findet sich im südöstlichen Feld in der schmalen Sandsteinmulde am südlichen Heigelkopf (S. 7).

Ein hervortretendes tektonisches Bauelement der Flyschzone zwischen Isar und Loisach ist die nunmehr folgende Sandsteinmulde, die sich von den Ostabhängen des Blomberges bis Steinbach kontinuierlich verfolgen läßt. Besonders klar hebt sich dieselbe am Blomberg heraus, da der ganze obere Teil des Berges von der Sandsteingruppe aufgebaut wird, die hier eine 500—600 m breite Einmuldung in den Kieselkalken bildet. Die Nordgrenze ist sehr schön am Wege zum Blombergshaus etwa 300 m östlich desselben aufgeschlossen. Harte Kieselkalkbänke, unten dicker und nach oben zu dünner werdend, mit Zwischenlagen von dunklen Mergelschiefeln stehen mit schwacher südlicher Neigung in längerem Aufschluß an. Über denselben folgen sogleich Sandsteine, die sowohl am Wege zum Blombergshaus wie auch an dem Waldwege, der nach Osten zu den Almen führt, anhalten. An der obersten Kuppe (1237) fanden sich jedoch wieder vereinzelt Kieselkalke in den Sandsteinen eingelagert und bei der Quelle unterhalb der Almhütten beobachtet man steil stehende Gesteine der Kieselkalkgruppe mit eingeschalteten Bänken von Sandsteinflysch. Genau östlich auf der entgegengesetzten Seite des Sattels zwischen Blomberg und Heigelkopf treten ebenfalls Wechsellagerungen von Sandsteinen und Kieselkalken aus. Dieser Wechsel dauert gegen Nordwesten zu noch weiterhin an und findet sich ebenso auf der schmalen Almwiese, die gegen Osten in das Waldgebiet hinunterzieht. Ein besonders

gutes Profil, in dem fortdauernd harte Kieselkalkbänke, weiche Zementmergel und die glimmerreichen Sandsteine übereinandergeschichtet sind, ist im obersten linken Arm des Knappengraben zwischen den Kurven 900 und 1000 m entblößt. Die dunkler gefärbten, weicheren, leichter verwitternden Sandsteine überwiegen in diesem Profil. Das Streichen der gleichmäßig steil mit $80-85^{\circ}$ gegen Süden einfallenden Schichten ist abweichend von der sonst vorherrschenden Ostwestrichtung um 10° gegen Nordwesten gedreht. Ebenso deutlich wie am Wege zum Blomberghaus ist auch die nördliche Grenze der Mulde am Wege von den Krankenheiler Jodquellen zum Blomberg ausgeprägt. Oberhalb der Kurve 1050 m finden sich im Almboden glimmerreiche Sandsteine, die auch am Steig in den Wald hinein noch weiter verfolgt werden können, während unterhalb der Kurve in den Almwiesen nur Kieselkalkschutt und anstehende Kieselkalke beobachtet wurden. Die südliche Grenze der Mulde kreuzt den Weg vom Blomberghaus zur Waldherralm am Südabhang vom Blomberg und das oberste linke Seitental des Großbaches bei der Kurve 1100. Auch am Wege von der Sauerberger Alm zur Schnaitacher Alm sowie an dem im Westen um die Höhe 1248 des Blomberges herumführenden Weg ist die südliche Grenze gut festzulegen. An diesem Wege schalten sich an der Nordgrenze der Mulde grüne Letten zwischen Sandstein- und Kieselkalkgruppe ein. Dieselben grünen Letten in Verbindung mit einer kieseligen Brekzienbank finden sich ebenfalls an der Nordgrenze der Mulde im oberen Stallauer Bach. An der Südgrenze stoßen unterhalb vom Punkt 1034 südlich geneigte dickbankige Sandsteine mit scharfer Grenze gegen ebenso südlich einfallende Kieselkalke.

Im südlichen Teil des Stallauer-Eck ist die Mulde durch das an den Wegen und Hängen auftretende Gemisch von Sandsteinen und Kieselkalken gekennzeichnet. Am Ostabhang walten nördlich der Quelle am Wege die Sandsteine stark vor. Gemenge von Kieselkalken und Sandsteinen reichen bis zur obersten Kuppe (1216) hinauf. Die Nordgrenze der Mulde durchschneidet gerade diese Kuppe, da sich am Nordabhang ausschließlich Kieselkalke vorfinden. Die Südgrenze liegt direkt nördlich der Jagdhütte, die bereits auf Kieselkalk und Zementmergeln steht. Am Westabhang vom Stallauer-Eck zeigt sich am Wege zur Jagdhütte wieder der Wechsel zwischen beiden Gesteinsgruppen und auch an dem auf der Kurve 1100 m verlaufendem Wege heben sich die Sandsteine am Gehänge klar heraus.

Ein gutes Profil durch die Mulde ist im rechten Arm des Schellenbaches entblößt. Die Nordgrenze liegt südlich der mit 45° nach Süden geneigten Kieselkalke und Zementmergel beim Punkt 878. Dann folgt in einer Breite von etwa 300 m, ähnlich wie bei dem Profil im oberen Knappen-Graben (s. o.) ein dauernder Wechsel von harten Kieselkalkbänken und Mergelschiefern mit Lagen von glimmerreichen Sandsteinen. Auch weiche dickschiefrige glimmerreiche Mergel stellen sich ein und in der Übergangsregion der Kieselkalk- und Sandsteingruppe wiederum einzelne Bänke der typischen feinkörnigen Kalkbrekzien. (S. 35).

Überall sind die Schichten südlich geneigt zum Teil steil mit 60° , ebenso oft beobachtet man jedoch auch Fallwinkel von 45° , die eine stärkere nördliche Überkipfung der Mulde anzeigen. Im Süden schließen sich an die Mulde dünnbankige verruscelte und zerknitterte Kieselkalke im Wechsel mit Mergelschiefern. Der obere Teil des rechten Armes vom Schellengraben zeigt durchgehends die Kieselkalkstufe mit Zerknitterung und Kleinfaltung ähnlich wie im Lainbach. — (Auf dem beigegebenen Profil wurde diese Kleinfaltung nicht besonders hervorgehoben.)

Derselbe Wechsel von Sandsteinen und Kieselkalken findet sich an dem Wege am Ostabhang vom Enzenauer Kopf und weniger gut am nördlich geneigten Kamm, da auf den Weideflächen Aufschlüsse und Lesesteine fast ganz fehlen. Ein günstiges Profil, das die Wechsellagerung von Gesteinen der Kieselkalkgruppe mit glimmerreichen Sandsteinen zeigt, ist in dem Graben, der am westlichen Enzenauer Berg, nördlich der Zahl 886, zum Marmorbruch hinunterführt, freigelegt. Die harten Kieselkalkbänke, von denen eine als steile Mauer in das Bachbett hineinragt, werden zum Teil quarzitisches oder nehmen auch brekziöse quarzitisches Beschaffenheit an. Grüne Ölquarzite lagern in Menge im Bachbett. Die Schichten sind von Kleinfaltung beunruhigt, da das Einfallen derselben öfter wechselt und mehrere deutliche Satteltuppen beobachtet wurden. Auch im oberen Teil dieses Grabens, der von dem am Westabhang des Enzenauer Kopfes auf der 1000 m-Kurve entlang führenden Wege gekreuzt wird, stehen dieselben Wechsellagerungen nochmals an und ebenso im oberen Fall- und oberen Blümel-Graben, sowie in deren Nebenbächen.

Merkwürdigerweise halten die Gesteinsgemenge an diesem Wege noch weiterhin gegen den Hollerkopf zu an und auch an dem Kamm gegen den Enzenauerkopf finden sich immer wieder Sandsteinbrocken. Die Grenze liegt erst etwa bei der Kurve 1060, da östlich derselben die obere Kuppe des Berges (1201) lediglich aus zum Teil anstehenden Kieselkalken aufgebaut ist. Ein deutliches Gemisch von Kieselkalken und Sandsteinen beobachtet man auch noch an den Wegen am Ostabhang vom Hollerkopf, so daß hier die Mulde in nahe Berührung tritt mit der Mulde am Fahrtkopf. Lediglich die Kieselkalke des Hollergrabens trennen die beiden Sandsteinmulden. Im Graben und an den Hängen nördlich vom Hollerkopf überwiegen vollkommen die typischen glimmerreichen Sandsteine. Gegen den Vogelherd zu schalten sich wieder einige Lagen von Kieselkalken und Zementmergeln ein, welche die widerstandsfähigeren Gesteine bilden und daher häufiger anstehen, während die weicheren Sandsteine bei der Verwitterung zerfallen. Die Grenze der Hollerkopf-Sandsteine gegen die Kieselkalke des Steinbaches verläuft etwa an dem Wege, der am Südabhang vom Hollerkopf gegen die Ludelmühle hinunterführt. Auf der 800 m-Kurve schaltet sich noch eine dicke Sandsteinbank ein, dann folgen meist vertikal gestellte Kieselkalke mit ostnordöstlichem Streichen. An dem westlich gegen die Ludelmühle südlich Ober-Steinbach vorspringenden Zipfel erscheinen jedoch wieder saiger stehende glimmerreiche Sandsteine, die am unteren Wege in einem verlassenen Sandsteinbruch aufgeschlossen sind. Am Osthang des Loisachtales erfährt die Blomberg-Mulde also eine durch die Senkung der Achse gegen Westen bedingte trichterförmige Verbreiterung. Während die südlicheren drei Mulden im wesentlichen steile oder zumeist ganz senkrechte Stellung aufweisen, bildet die Blomberg-Hollerkopf-Mulde eine deutlich nach Norden, zum Teil mit Neigungswinkeln von 45° überschlagene Falte.

Die nördlich dieser Mulde gelegenen Flyschschichten sind sehr stark von Schutt verhüllt, so daß ihr Aufbau und insbesondere der Kontakt mit dem vorgelagerten Helvetikum nur an einzelnen Stellen beobachtet werden kann.

Am Nordostabhang vom Blomberg sind die sich im Norden an die Sandsteinmulde anschließenden Kieselkalke in dem obersten Teil des Grabens aufgeschlossen, der nördlich vom Knappengraben in den Einbach einmündet. Zwischen den Kurven 800 und 1000 m finden sich am rechten Bachrande mehrfach steil mit 75° südlich geneigte Kieselkalke, während dieselben am linken Talgehänge mit nördlichem Ein-

fallen entblößt sind, so daß die sattelförmige Lagerung klar ersichtlich ist. Im Norden dieser Kieselkalke, die sich ebensowohl am Zickzackwege zur Zahl 1065,5 vorfinden, tritt nochmals glimmerreicher Sandstein in die Erscheinung, der in einem kleinen Schurf südlich der Georg- und Bernhardquelle und auch an dem Blombergwege, kurz bevor derselbe den Wald bei den Jodquellen verläßt, erschlossen ist und einen schmalen Streifen bildet, der das Eozän im Süden begrenzt und durch einen breiten Kieselkalkzug von der Blombergmulde getrennt ist.

Rings von Schutt und Diluvium umgeben finden sich im Gebiet des unteren Knappen- und unteren Klinggraben Schichten der Kieselkalkgruppe, welche die streichende Fortsetzung des nördlichsten Kieselkalksattel bilden. Harte Kieselkalke und Mergel sowie grüne Quarzite stehen zumeist senkrecht gestellt oder ganz steil geneigt sowohl in den Bächen wie auch an den zahlreichen Wegen, welche auf der Karte nicht eingezeichnet sind, mehrfach mit westnordwestlichem Streichen an. Westlich vom Knappengraben wurden nördlich von einem verlassenen kleinen Steinbruch in den Kieselkalken Anreicherungen von Sandsteinbrocken am Gehänge beobachtet, die jedoch möglicherweise nur als Schutt von der Blombergmulde anzusehen sind.

Der Nordabhang vom Blomberg bildet in seinen östlichen Teilen ein weites Schuttgebiet. Sichere, die Kieselkalke im Wechsel mit Zementmergeln zeigende Aufschlüsse finden sich an dem Wege, der zum Westabhang des Blomberges führt, südwestlich der Zahl 919. Weiter westlich liegt auf der 900 m-Kurve eine aus Kieselkalken bestehende vorspringende Kanzel. Am Nordabhang vom Stallauer Eck sind wieder die Gesteine der Kieselkalkgruppe dieses nördlichen Sattels durch einen Abrutsch freigelegt. Die westliche Fortsetzung ist im Schellenbach an mehreren Stellen durch steil stehende Zementmergel und Kieselkalke gekennzeichnet. Am Enzenauer Berg verjüngt sich diese Sattelzone mehr und mehr und bildet in dem bei der Zahl 886 zum Enzenauer Marmorbruch hinunterführenden Wege nur noch ein schmales Band.

Die Nordgrenze des Flysches gegen das vorgelagerte Helvetikum läßt sich in den Grabeneinschnitten am Nordabhang vom Enzenauer Berg sehr genau festlegen. Günstig aufgeschlossene Stellen zeigen stets den Kontakt des Flysches mit den jüngsten Schichten des Helvetikums, den obereozänen Stockletten, ähnlich wie am Ostabhang vom Blomberg bei den Jodquellen. In dem knieförmig gebogenen Graben südlich von Ober-Enzenau sind die Stockletten, den steil stehenden Enzenauer Marmor überlagernd, besonders günstig in dem ostwestlich verlaufenden oberen Grabenteil freigelegt. Südlich dieses Grabenteiles findet sich am Gehänge ein längerer Flyschaufschluß, der zu unterst eine $1\frac{1}{2}$ m dicke feste Glimmersandsteinbank erkennen läßt, über der eine 0,75 m starke Schicht von schiefrigen, sehr glimmerreichen, weichen Lagen folgt. Darüber werden 0,20—1 m dicke Quarzitbänke mit vereinzelt Zwischenmitteln von Zementmergeln in einer Mächtigkeit von 4—5 m sichtbar. Über diesen grauen Quarziten liegt nochmals eine $1\frac{1}{2}$ m dicke glimmerführende Sandsteinbank. Quarzitische Brekzien wurden im Gehängeschutt mehrfach angetroffen. Dieselbe Wechsellagerung von Gesteinen der Kieselkalkgruppe mit Sandsteinbänken ist an dem Weg, der vom Enzenauer Marmorbruch zum Punkt 886 führt, zu beobachten. An beiden Stellen ist das Streichen der Schichten WNW., also gegen die Biegung der Flyschgrenze gerichtet. Östlich vom Enzenauer Berg ist die nördliche Flyschgrenze im Schellengraben in dem bekannten bereits von ROTHPLETZ abgebildeten und beschriebenen Aufschlusse entblößt (Querschn. d. d. Ostalpen I. c.

S. 108, 109). Der nur schmale, sich an das Eozän anlehrende Flyschstreifen besteht hier aus einer Sandsteinbank, an die sich im Süden Kieselkalkflysch anschließt. Die Sandsteine lassen sich weiter an den Westabhang vom Stallauer Berg verfolgen. Westlich der Quelle zeigt sich nochmals der Kontakt vom Sandsteinflysch mit Eozän. Zwischen dem nördlichsten Kieselkalksattel und dem Eozän schaltet sich also ein schmaler Streifen von den Gesteinen der Sandsteingruppe des Flysches ein, der den ebenso gelagerten Sandsteinen im Süden der Krankenheiler Jodquellen am Ostabhang vom Blomberg entspricht.

4. Der Faltenbau des Flysches im Osten vom Isartal.

Auch in diesem Flyschbereiche¹⁾ bildet die südlichste Flyschmulde eine tief eingesenkte Sandsteinzone, die sich ohne Unterbrechung bis zum Tegernsee verfolgen läßt.

Östlich von Steinbach im Isartal finden sich die Sandsteine zuerst an dem Wege, der nördlich vom Wölflgraben hinaufführt, bis zur Kurve 820 m. Unterhalb vom Wege wird der Nordhang des Grabens von den Sandsteinen eingenommen. Die südlich anschließenden Kieselkalke sind stark verquetscht und lassen in dem linken Seitentale zwei kleine Sättel erkennen mit steilem Nordschenkel und flachem Südflügel. An der Grenze von beiden Flyschgruppen stellen sich die roten Flyschletten ein in Verbindung mit roten flaserigen Kalken, die im Bachschutt durch ihre lebhaft rote Färbung sehr hervorstechen und an rote Aptychenschichten erinnern.

Gegen Osten verbreitert sich die Sandsteinzone. In dem nördlich vom Wölflgraben herunterziehenden Graben beobachtet man glimmerige Sandsteine in Wechsellagerung mit schwarzen ebenfalls glimmerigen tonigen Zwischenmitteln. Im oberen Wildmoosgraben liegt in der Sandsteinmulde offenbar eine schmale Einfaltung von Kieselkalk. Im oberen Augrabens können die Sandsteine nur an den Lesesteinen festgestellt werden. Eine gute Entblößung findet sich lediglich im Grüngraben, in dem unterhalb der 1000 m-Kurve südlich geneigte grobe Glimmersandsteinbänke mit schwarzen bröckelig zerfallenden glimmerführenden Tonen wechsellagern. Im Schweizerwinkelgraben ist die Sandsteinmulde erheblich verschmälert. Ein Aufschluß läßt dicke Sandsteinbänke mit schwarzen mergeligen Zwischenlagen erkennen. Die das Bachbett erfüllenden groben Blöcke bestehen aus sehr glimmerreichen Sandsteinen, in denen sich auch Lagen mit gröberem, jedoch sehr gleichmäßig körnigem Quarz einstellen. Die im Bachschutt häufig auftretenden roten Flyschletten zeigen deren Vorhandensein zwischen beiden Flyscheinheiten an. Im unteren Sonnerebach fehlen Aufschlüsse in der Sandsteingruppe, lediglich an den zahlreichen Blöcken von Glimmer- und auch groben Quarzsandsteinen kann die Lage der Sandsteinmulde unterhalb vom Wasserfall festgestellt werden.

Das sumpfige Gebiet des Filzengrabens läßt keine Beobachtungen zu, dagegen erscheinen die Sandsteine wieder im Moosgraben und im unteren Teil des vorderen Heinzenbaches. Sehr günstig sind die Sandsteine an dem Weg freigelegt, der von der Mündung des hinteren Heinzenbaches bei der Steinbachalm zum Brauneck

¹⁾ Der südwestliche Teil dieses Flyschgebietes ist auf der „Geologischen Karte der Lenggrieser Berge im Osten der Isar“ zur Darstellung gebracht. Für die nördlichen und östlichen Teile vgl. FINK: Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spez. Ber. d. Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. XVI. 1903 und BODEN: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh. 1920. XXXIII. Jahrg., außerdem Top. Blatt Tölz-Süd 1: 25 000.

hinaufführt. Lediglich der unterste Teil des Weges verläuft im Kieselkalk, der mit roten Flyschletten an den Sandstein grenzt. Am Brauneck findet sich der Sandsteinzug in seiner ganzen Breite und an seinem Nordrande stellen sich ebenfalls wiederum rote Flyschletten gegen die Kieselkalke des Luckengrabens zu ein. Der obere Teil vom Tegernseer Graben verläuft gerade an der südlichen Grenze der Sandsteinmulde. Oberhalb der 1150 m-Kurve wird die linke Bachseite von Kieselkalkflysch eingenommen, während am rechten Talrande Sandsteine erscheinen. Zwischen beiden Flyscheinheiten stehen rote sich bis zum Sattel hinaufziehende Flyschletten im Bachbett an, vergesellschaftet mit 5—20 cm dicken grauen, rötlichen und roten hornsteinführenden Kalkbänken, in denen graue und rote schiefrige Zwischenlagen eingeschaltet sind. Die oft knollig ausgebildeten und flaserige Texturen zeigenden Kalke gleichen außerordentlich stark den oberjurassischen Aptychenkalken. Im Dünnschliff beobachtet man jedoch ebenso wie bei den roten Kalken aus dem Wölflgraben genau denselben Aufbau wie bei den Flyschkieselkalken und Kalkhornsteinen. In den sieben untersuchten Dünnschliffen der rötlichen, zumeist dichten Kalke wurde teilweise ein wechselnder Gehalt an Quarz- und Glaukonitkörnern sowie Foraminiferenschalen festgestellt. Außerdem sind fast in allen Schliffen mehr oder minder stark hervortretende Verkieselungen wahrnehmbar, die als körnige Quarzaggregate in den Kalkhornsteinen zu einer wesentlichen Verdrängung des Kalzits führen. Etliche Schliffe zeigen reichlichen Gehalt an kalzitisierten Spongienadeln, die in einzelnen Exemplaren fast in jedem Schliffe beobachtet wurden.

Auch die roten Flyschschichten aus dem Tegernseer Graben, die im bergfeuchten Zustand völlig plastisch, im getrockneten dagegen deutlich geschiefert sind, wurden einer genaueren Untersuchung unterzogen. Nach Abschlemmung von dem die Hauptmasse des Gesteins ausmachenden eisenhaltigen tonigem Material blieb ein schwach karbonathaltiger Rückstand mit einer Mittelgröße der Körner von 0,05 mm, unter denen folgende Mineralien bestimmt werden konnten: Feldspat, heller Glimmer, Hornblende, Zirkon 0,01—0,02 mm, Turmalin 0,01 mm, Anatas 0,01—0,05 mm, außerdem Eisenglanz und Pyrit.

Westlich vom Punkt 908 finden sich im Steinbach-Tal, das hier eine enge Schlucht bildet, in nächster Nähe vom Sandstein quarzitisches sehr feste glaukonitreiche Sandsteine in groben Bänken, vergesellschaftet mit echten Kieselkalken und weichen Zwischenlagen, sowie auch biotitführenden Sandsteinbänken. Eine ähnliche, durch grüne quarzitisches Gesteine charakterisierte Schichtserie beobachtet man ebenfalls im Liegenden der Sandsteine am Wasserfall im Sonnersbach nördlich der Zahl 874 in den flach mit 10° südlich geneigten Schichten, die sich jedoch nördlich vom Wasserfall wieder steil stellen. Überhaupt ist das Vorkommen der grünen glaukonitischen Flyschquarzite¹⁾ zumeist an die hangendsten Lagen der

¹⁾ Im Dünnschliff erweisen sich derartige grüne fettig und ölig-glänzende Quarzite vom Wasserfall im Sonnersbach, aus dem Steinbach bei Lenggries und aus dem Gschwandt-Graben am Auerberg bei Schliersee als sehr quarzreiche glaukonitische Sandsteine mit unreinem tonig-kalkigem Bindemittel, die als primäre Gesteine ursprünglich schwach sandige und glaukonitische Karbonatgesteine bildeten, ähnlich den glaukonitischen Sandsteinen der helvetischen Kreide und des Flysches und die sekundär durch Verkieselung unter Bildung authigener Quarzkörner und seltener körnigem Chalzedon ihren quarzitähnlichen Charakter erhielten. — Bei einem Quarzit aus dem Festenbach bei Marienstein geht die Verkieselung am weitesten und führt zu einem quarzitähnlichen Gestein, das teils Pflaster, teils verzahnte Struktur zeigt.

Die Anreicherung der Kieselsäure in diesen grünen Flyschquarziten ist also nicht immer durch reichlichere Anhäufung von klastischem Quarzmaterial bedingt wie bei einzelnen in den Kieselkalken

Kieselkalkgruppe geknüpft und über denselben finden sich vielfach die auf eine Landperiode hinweisenden feinkörnigen Kalkbrekzien und konglomeratischen Lagen, sowie auch die roten und grauen Flyschletten. —

Das beste Profil durch die südlichste Sandsteinmulde bietet sich südlich der Kurve 960 im obersten Breitenbach nördlich vom Huder. Die Sandsteinbänke zeigen hier überall südliche Einfallswinkel von 75° — 85° , so daß die Mulde in ganz steiler schwach nach Norden überkippter Stellung in die Erscheinung tritt. Im Süden schaltet sich zwischen den Kurven 1100 und 1110 m eine breite Zone der roten, stark verruschetten Grenzschichten zwischen Sandsteinen und heftig gequetschtem und verfaltetem Kieselkalk ein. Dieselben Grenzschichten finden sich auch am Touristenwege zum Huder und streichen im Graben südlich Tennenmoos wieder aus. Vom Semmelberg und aus dem unteren Zeiselbach sind die Sandsteine bereits durch die Aufnahmen von W. FINK bekannt geworden.¹⁾

Der zwischen der südlichsten Sandsteinmulde und den Kalkalpen liegende Kieselkalkzug läßt sich mit gleichbleibender Breite von etwa 1 km vom Lenggrieser Gebiet bis zum Ringsee verfolgen. Am Keilkopf und Schweinberg, im Sonnersbach, sowie auch im oberen Zeiselbach und im Söllbach zeigen die Schichten überall durchgehendes südliches Fallen, so daß auf eine sattelförmige nach Norden über-

eingeschalteten kalkfreien quarzitischen Lagen (ein solcher grüner Quarzit von Hafenstein bei Bernau erwies sich als ein Kristallsandstein und ein schwarzer Quarzit aus dem unteren Kronbach beim Tegernsee als ein Opalsandstein mit reichlichem Pyritgehalt und einzelnen Echinodermeresten), sondern durch weitergehende Verkieselungen der ursprünglichen glaukonitischen sandigen Kalke und Kalksandsteine und diese Neubildungen der Kieselsäure sind nicht so sehr in Form von feinkörnigem und büscheligem Chalzedon vorhanden, sondern als homogener, klastischen Körnern ähnlich erscheinender Quarz.

Neben den mehr oder minder reichlich eingestreuten Quarzkörnern sind die Kieselkalke des Flysches, abgesehen von etlichen ganz reinen Kalkbänken, nur selten völlig frei von Verkieselungen. Diese unter Verdrängung des Kalzits entstandenen Neubildungen von Kieselsäure, die zumeist als büscheliger oder körneliger Chalzedon, seltener als Quarz in die Erscheinung treten und die schließlich zur Entstehung von Kalkhornsteinen führen können, werden durch Wanderung der in den Spongiennadeln aufgespeicherten Kieselsäure erklärt (u. a. REIS: Nachträge z. Geol. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf, Geogn. Jahresh. 1920 XXXIII. Jahrg. S. 223—225. BODEN: Tekton. Fragen i. oberbayr. Voralpengeb. I. c. S. 372). Auch aus dem Wienerwald werden derartige Verkieselungen in Flyschgesteinen als eine sehr häufige Erscheinung beschrieben (R. JÄGER: Einige Beobachtungen i. Alttertiär d. südl. Wienerwaldes. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien. VII. Bd. 1914 S. 315). — Aber auch Umlagerung und Wanderung des detritogenen Quarzes scheint möglich zu sein, worauf schon früher hingewiesen wurde (Geol. Beob. a. Nordrand d. Tegernseer Flysches I. c. S. 19), wenn auch nicht so weitgehend wie bei dem eine größere Oberfläche bietenden und überhaupt leichter löslichen Chalcedon der Spongiennadeln.

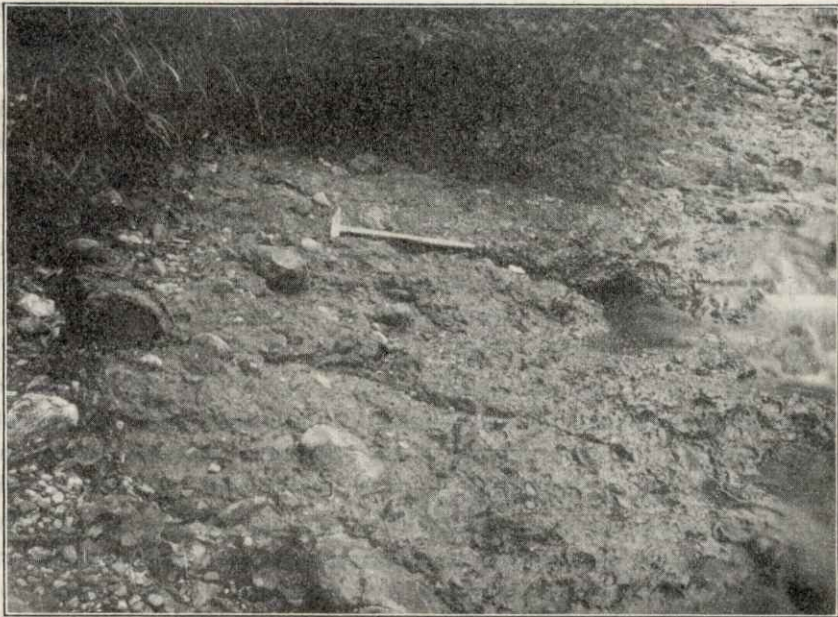
Die umfangreichen und in anderer Weise wie in den übrigen Kieselkalken in Erscheinung tretenden Verkieselungen in den grünen Ölquarziten lassen sich indessen nicht durch das Wandern der organogenen Kieselsäure erklären, zumal da die Quarzite keine Spongiennadeln erkennen lassen, die sich auch in den stark verkieselten Kalkhornsteinen immer zeigen. Außerdem würde die Kieselsäure der Spongiennadeln kaum ausreichen, um derartige große, in oft mehrere Meter mächtigen Schichtkomplexen angesammelte Kieselsäuremengen verständlich zu machen. Diese starke Anreicherung der Kieselsäure gerade in den obersten Lagen der Kieselkalkgruppe findet vielleicht eher ihre Erklärung durch die Verlandungen am Ausgang der Ablagerung der unteren Flyscheinheit, deren Oberfläche dadurch starker Verwitterung unter Voraussetzung eines warmen Klimas ausgesetzt war, und die aus den verwitterten Kieselkalken stammende Kieselsäure sickerte in die Tiefe und bewirkte in den hangenden Teilen der Kieselkalkgruppe die umfangreichen Verkieselungen, die zur Bildung der grünen Ölquarzite führten.

¹⁾ Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücks. d. Erdölvork. Geognost. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903.

kippte Lagerung geschlossen werden muß. Die gleichförmige Schichtenstellung ändert sich jedoch, wenn man sich dem Sandsteinzuge nähert, da hier die Gesteine der Kieselkalkgruppe stark von Kleinfaltung betroffen, zerknittert und verdrückt sind. Diese gestörten Kieselkalke wurden im Wölflgraben, im oberen Grüngaben, im Sonnersbach, im hinteren Schlundgraben am Spitzeck (besonders an dessen Einmündung in den hinteren Heinzenbach und auch im obersten Breitenbach als schmale den Sandsteinzug im Süden begleitende Zone beobachtet und es scheint, als ob die schwerer faltbaren dickbankigen Sandsteine auf die mobileren Kieselkalke beim Zusammenschub eine stauende Wirkung ausgeübt hätten.

Nördlich vom Sandsteinzug beobachtet man im Steinbach vom Punkt 908 bis zum Zusammenfluß mit dem Sonnersbach beim Punkt 805 mehrfach Kleinfaltung in Form von spitzen engen Falten, die denjenigen im Lainbach bei Benediktbeuern gleichen. Südlich vom Punkt 805 zeigen sich im Sonnersbach weniger eng gepreßte Sättel und Mulden in den Kieselkalcken.

Die sandige und grobkonglomeratistische südliche Randfazies der Kieselkalkgruppe findet sich im oberen Tratenbach gut aufgeschlossen. Im obersten



Flyschkonglomerat im Tratenbach bei Lenggries.

Phot. ANN. HEIM 1923.

Teil dieses Grabens unterhalb der Abzweigung des Weges, der zwischen Keilkopf und Schweinberg hindurchführt, sind im Bachbett zusammen mit Sandsteinen und konglomeratistischen Sandsteinen graue Mergel entblößt, gespickt mit kalkalpinen und exotischen Geröllen. Etliche dieser exotischen Gerölle wurden bereits beschrieben (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1923 Bd. 75 S. 162 u. 163). Derartige geröllführende Mergel kehren auch an anderen Stellen in den im Kieselkalk eingeschalteten und mit denselben verzahnten grobklastischen Gesteinen wieder (z. B. am Ringberg, Tegernseer Berge a. a. O. 188—191 und bei Bergen, Z. d. D. Geol. Ges. 1923 Bd. 75 S. 156 u. 157) und finden sich ebensowohl mehr oder minder mächtig in den cenomanen Bildungen, welche die Kalkalpen überdecken. Dieselben sind als Ablagerungen von

Schlamm- und Schuttströmen anzusehen, die murenartig bei Vergrößerung des Böschungswinkels — vielleicht stellenweise submarin — vom Alpenkörper abgelitten und zwischen gut geschichteten Mergel- und Sandablagerungen eingeschaltet wurden.

Die grobklastische Randfazies der Kieselkalkgruppe lehnt sich im obersten Tratenbach direkt an steilstehende dunkle Liaskieselkalke und Mergel an, so daß hier der Eindruck einer direkten Überlagerung entsteht (Centralblatt 1922 S. 399). Denselben Eindruck einer gleichförmigen Anlagerung des Flysches an die Kalkalpen erwecken auch die oben erwähnten Aufschlüsse im Dampfgraben bei Bergen.

Die Sandsteine der südlichen Mulde heben sich aus den anschließenden Kieselkalken scharf heraus. Die Grenzen sind zumeist gut ausgeprägt und keinerlei Übergänge vorhanden. Häufig schalten sich auch noch die roten Grenzschichten, oft breite Zonen bildend, ein, so daß die beiden Flyscheinheiten sehr klar voneinander gesondert in die Erscheinung treten.

Dieselben stratigraphischen Verhältnisse finden sich bei der Sandsteinmulde, die vom Nordabhang des Kogelkopfes südlich der Winner Alm zum Tegernsee herunterzieht. Die roten, stellenweise auch grauen Grenzletten gewinnen bei Streitmöser eine größere Verbreitung. Dieselben stehen auf der Sattelhöhe in mehreren Gräben an und setzen offenbar das ganze Sumpfbereich zusammen. Im oberen Kronbach begleiten sie die Grenze der beiden Flyschgruppen und ebenso auch am Nordabhang vom Kogelkopf. Am Wege in den Kesselgraben ist noch verschiedentlich roter Flysch in Wechsellagerung mit Sandsteinen und Kieselkalken aufgeschlossen.

Auch weiter nördlich im Gebiet des Festenbaches, Dürnbaches und im Steingraben bei Fraiss sind die beiden Flyschgruppen scharf voneinander geschieden. Im nordwestlichen Teil der Flyschzone zwischen der Isar und dem Tegernsee im Gebiet des Rechelgrabens und der Schwaiger Alm finden sich dagegen Verhältnisse, die völlig denjenigen westlich der Isar gleichen. Der untere Rechelbach zeigt bereits ein Profil, das aus abwechselnden Lagen von grauen glimmerführenden Sandsteinen und mehr oder minder dichten Kieselkalken sowie weichen sandigen und glimmerigen oder auch rein mergeligen blau verwitternden Zwischenmitteln besteht, weiter oberhalb folgen lediglich Kieselkalke und Mergel. Ebenso beobachtet man an einem Jagdsteig, der etwa auf der Kurve 1050 am Südhang des Rechelköpfel entlang bis in den Gaissachaugraben führt, Kieselkalk und Sandsteinbrocken gemischt und auch an dem durch den Mark- und Blarchgraben in den Steinbach hinabführenden Weg. — Westlich vom Rechelbach werden die Südhänge des Schürfenkopfes lediglich aus Kieselkalken und Zementmergeln¹⁾ aufgebaut. Die Sandsteine sucht man hier bereits vergeblich. Die aus Kieselkalken und Sandsteinen bestehende Sandsteingruppe, die im Rechelbach mehrere Spezialfalten erkennen läßt, bildet also eine ganz flach eingesenkte Mulde, die ihre östliche Fortsetzung in der Mulde im Süden der Winner Alm findet.

In derselben Ausbildung wie im Rechelbach ist die Sandsteingruppe weiter nördlich bei der Schwaiger Alm entwickelt. Der am Nordabhang des Schwarzköpfel von den Almwiesen nach Nordwesten führende Weg zeigt das Gemisch von Kieselkalk- und Sandsteinbrocken recht deutlich, wobei die Sandsteine überwiegen. Auch an dem von der Alm am Nordabhang vom Sulzkopf herumführenden Weg treten Sandsteine und Kieselkalke nebeneinander am Gehänge aus. Am Wege nach

¹⁾ Zu dem Inoceramenfunde in den Kieselkalken des Rechelberges von LEBLING (Geol. Rundschau III 1912, S. 498) gesellt sich ein zweiter in den durch Steinbruchbetrieb östlich Untermberg im Steinbach erschlossenen mit 80° südlich einfallenden Kieselkalken.

Lehen findet sich das Gesteinsgemenge etwa bis zur Kurve 1020, dann folgen lediglich Kieselkalke, so daß sich die Nordgrenze der Mulde gut heraushebt. Gegen Süden lassen sich Sandsteine und Kieselkalke bis in die flache Einsattelung am Schürfenkopf verfolgen. An den tieferen Teilen des Gehänges werden jedoch nirgends Sandsteine bemerkbar. Ebenso verschwinden die Sandsteine im Osten bereits am Sulzkopf und reichen nicht in den Plattengraben hinunter. Nur die oberen Höhen werden also von den Gesteinen der Sandsteingruppe eingenommen, die lediglich eine allseitig geschlossene, ganz flach in die Kieselkalke eingesenkte Mulde bilden. Weiter im Osten erscheint die Sandsteinmulde im Kesselgraben wieder und zieht mit östlich gesenkter Achse über Nesselscheibe und Holzer Alpe an das Westufer vom Tegernsee.

Der breite Kieselkalksattel des Festenbaches verschwindet jedoch nicht westlich vom oberen Dürnbach, sondern läßt sich verschmälert gegen Osten verfolgen, da im oberen Dürnbach, nördlich der Zahl 922, am rechten Bachufer nochmals dünnplattige Kieselkalke in Wechsellagerung mit Mergeln anstehen und südlich der Zahl 922 Kieselkalke mit roten Letten. Auch an dem Wege nördlich vom Jägerstiegl werden auf dem oberen Teil der Wiese Kieselkalkgesteine bemerkbar und am Wege in den Steinbach rote Letten. Weiter östlich verlieren sich die Spuren des Sattels, der hier unter die Sandsteine eintaucht.

Im oberen Steinbach südwestlich von Frais findet sich ein schmaler Kieselkalksattel, im Norden und Süden von roten Letten gut abgegrenzt, in den dickbankigen Sandsteinen eingefaltet, dessen südwestlich streichende Fortsetzung am Wege südlich Jägerstiegl wiederum nachgewiesen werden kann. Das Gebiet der Holzer Alpe besteht jedoch aus glimmerreichen Sandsteinen, in die lediglich bei den Almhütten eine Kieselkalklage stratigraphisch eingeschaltet ist. —

Der Faltenbau des Flysches in den östlichen Isarbergen stimmt mit demjenigen im Westen überein. Die Kartierung zeigt zu beiden Seiten der Isar eine tiefe südlichste Sandsteinmulde und zwei nördlich davon gelegene flacher eingesenkte Mulden, die nur in den höheren Teilen der Flyschberge in die Erscheinung treten. Ohne Schwierigkeit lassen sich die drei Mulden im südöstlichen Feld des Flysches zwischen Isar und Loisach mit denen im Osten der Isar vereinigen.

Die Fortsetzungen der Mulde am Lehenbauern Berg und der Zwiesel-Mulde zeigen östlich der südöstlichen großen Störung zu beiden Seiten des Rechelberges im Rechelgraben und an der Schwaiger Alm nur geringe Verschiebungen nach Norden. Ganz ähnlich wie auch die Hochtannenkopf-Mulde jenseits der Störung beim Lexbauern nur um ein geringes Stück nach Norden verlagert ist. Bis zum Wölflgraben nördlich vom Schweinberg erleidet dann die Mulde eine schwache Abbiegung nach Süden.

Im nordwestlichen Feld des Flyschgebietes westlich der Isar gesellt sich zu der tiefen südlichen und den zwei flachen nördlichen Mulden noch als vierte die tief eingesenkte Blomberg-Hollerkopf-Mulde, die etwa am Klinggraben südwestlich von Bach die Störungslinie erreichen müßte. Östlich der Isar sucht man jedoch nördlich der Schwaiger Alm-Mulde vergeblich nach dem breiten Sandsteinzug des Blomberges. Der Vorberg besteht ausschließlich aus Kieselkalk, der dem Kieselkalksattel am Heigelkopf entspricht und der bis in die Talsohle der großen Gaissach verfolgt werden kann. Auch die Spezialmulde am südlichen Heigelkopf ist am Nordhang vom Sulzkopf nördlich der Zahl 1045 angedeutet.

Diese Tatsache läßt sich nur dadurch erklären, daß an den beiden Blattverschiebungen die Blomberg-Mulde staffelförmig um ein erhebliches Maß nach Norden

verschoben wurde. Erst im Tegernseer Gebiet tritt dieselbe südlich von Marienstein bei der Bacher-Alm und bei Roßpläse verstümmelt wieder in die Erscheinung. Außerdem ist ein Stück derselben im Quertal der Gaißach südlich der Sellmaier Säge zwischen zwei Querstörungen eingeklemmt zusammen mit Seewenschichten erhalten geblieben.¹⁾ Die Kieselkalke nördlich der Blomberg-Mulde und die schmalen Sandsteinstreifen bei den Jodquellen und am Enzenauer Berg fehlen östlich der Isar vollständig. Die Spezialkartierung zeigt uns also einen höchst unregelmäßigen, stark verstümmelten Flyschrand an das Helvetikum oder direkt an die Molasse grenzend und diese mit steilem Böschungswinkel überragend.

5. Die Beziehungen des Flysches zu den helvetischen Ablagerungen.

Eine genaue paläontologische, stratigraphische und tektonische Beschreibung der helvetischen Schichten an den Nordabhängen vom Enzenauer Berg und Stallauer Berg verdanken wir bereits den genauen Untersuchungen von HANS IMKELLER.²⁾ Der schmale, am Nordrand des Flysches auftauchende etwa 300 m breite sichtbare Streifen enthält die Schichten des Senon und des Eozän. Das Senon gliedert sich von unten nach oben in Grünsandstein, Pattenauer- und Gerhardtsreuter Mergel. Im Eozän werden untereoazäne Grenzsandsteine unterschieden, Rotherz- und Mittelschichten, sowie graugrüne Sandsteine und Enzenauer Marmor als Mittel-Eozän und obereozäne Stockletten.

Eng zusammengepreßte Sättel und Mulden, die von Längs- und auch Querstörungen zerschnitten sind, charakterisieren den Bau, so daß der große Kontrast gegenüber den weit gespannten, von Längsstörungen freien Flyschfalten klar in die Erscheinung tritt. Das beste Profil durch die helvetische Zone findet sich im Schellengraben. Die Schichten zeigen im Norden zwei Aufwölbungen, deren Kern aus aufragenden Felsen von senonem Grünsand besteht. Der südlichste stark gestörte Sattel wird vom Eozän gebildet, an das sich der Flyschsandstein mit steil ausstreichender Überschiebungsfläche anlehnt (S. 13, 14). Das morphologisch am meisten hervortretende Schichtglied ist der felsige mitteleozäne Enzenauer Marmor, der als steile Mauer am Enzenauer Berg den Flyschrand bis zum Enzenauer Marmorbruch begleitet. An günstigen Aufschlüssen lassen sich im Hangenden des Marmors stets die weichen obereozänen Stockletten nachweisen (S. 13).

Während im Westen die helvetischen Schichten zusammenhängende Züge bilden, treten dieselben am Blomberg unter dem Schutt nur an einzelnen Stellen hervor. Der am neuen Weg zum Blomberg etwa 400 m östlich vom Punkt 919 gelegene Steinbruch, welcher den roten Enzenauer Marmor als mehrere Meter hohe Wand mit überlagerndem obereozänem Stockletten zeigt, wurde bereits von ROTHPLETZ geschildert (Jodquellen bei Tölz, l. c. S. 132). Vor allem verdanken wir ROTHPLETZ auch eine genaue Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Tölzer Jodquellen.³⁾

Über Tage wird bei den Jodquellen am Ostabhang des Blomberges südwestlich von Sauersberg nur ein kleiner Felsen von Enzenauer Marmor sichtbar. Außerdem

¹⁾ Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh. 1920. XXXIII. Jahrg.

²⁾ Die Kreide- und Eozänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz, Programm zum Jahresbericht der städtischen Handelsschule. München 1895, 96. Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Palaeontographica Bd. 48. 1901.

³⁾ Über die Jodquellen bei Tölz. Sitzungsber. d. math.-phys. Classe d. bayer. Akad. d. Wissensch. Bd. XXXI. 1901. Heft II. Die Krankenheiler Jodquellen 1860—1910. Festschrift Bad Tölz im Mai 1910.

deuten mehrere kleinere Ausbisse den Verlauf des verschiedentlich verworfenen Kalkzuges gegen Osten am Berggehänge an, aus dem die jodhaltigen Schwefelquellen austreten. Weitere im Quellgebiet vorhandene helvetische Schichten wurden mit einem 40 m langen Stollen (Jodtrinkquellstollen) schräg zum Streichen der Schichten durchfahren. In diesem Stollen schließen sich nördlich an den Enzenauer Marmor quarzitische Gesteine, sowie Mergel und Kalke, die schon der oberen Kreide oder auch dem unteren Eozän angehören, dann folgen Mergel mit Kalk- und Sandsteinbänken und oberkretazischen Fossilien (*Baculites* sp., *Gryphaea vesicularis*, *Liopistha aequivallis* etc.). Der senone Grünsandstein ist in einem kleinen verfallenen Steinbruch etwa 200 m nordwestlich der Quellen aufgeschlossen und 200 m weiter westlich sollen nach Angabe von Dr. AIGNER nahe bei einem kleinen Viehstadel (Jocham-Alm) Stockletten anstehen. Hierzu gesellt sich noch ein isolierter Aufschluß in senonem Grünsandstein etwa 1 km südöstlich von Hinter-Stallau. An der Südseite des Marmorzuges folgen als das normale Hangende desselben die Stockletten und südlich davon liegt Flyschsandstein (S. 13, 14). Die Schichten sind wiederum stark tektonisch beeinflusst und die sich im Norden an den Marmorzug anschließenden Mergel unterlagern den Marmor nicht normal, sondern sind merkwürdigerweise an einer mit 40—60° nach Norden geneigten Störung durch Südbewegung auf denselben hinaufgeschoben.¹⁾

Überall, wo sichere Aufschlüsse den steilen Kontakt von Flysch und Helvetikum zeigen, bei den Jodquellen, im Schellengraben und am Nordabhang vom Enzenauer Berg, liegen die Enzenauer Nummulitenkalke im Norden des Flysches und stets schalten sich zwischen beiden noch mehr oder minder mächtig die ober-eozänen Stockletten ein. Vielleicht bilden die Senon-Eozänschichten in dem unregelmäßigen Relief des Helvetikums eine flache Welle, deren Südrand aus Eozän be-

¹⁾ Der rote Enzenauer Nummulitenkalk kommt im Jodtrinkquellstollen an der Störung direkt mit dem Untereozän bzw. mit der oberen Kreide in Berührung. Die tieferen Schichten des Mittel-eozäns fehlen und treten daher in den Profilen von ROTHPLETZ — da dieselben am Sauerberg ganz unbekannt waren — auch nicht in die Erscheinung.

Eine vollständigere Schichtserie des Eozäns ähnlich denjenigen im Schellengraben und bei Oberenzau wurde kürzlich mit einer Bohrung festgestellt. Dieselbe ist oberhalb der Bernhards-Quelle ganz am Südrand des roten Nummulitenkalkes angesetzt und bis zu einer Tiefe von 30 m durch die steil mit etwa 75° südlich einfallenden Eozänschichten bis in die liegenden Kreidemergel abgesenkt.

Unter 8 m mächtigem, massigem, eisenhaltigem, etwas quarzführendem, sehr kalkspatreichem Nummulitenkalk stellen sich etwa 3 1/2 m mächtige graugrüne kalkige Quarzsandsteine ein mit einzelnen rotbraunen und dunklen Eisenerzkörnern. Die Sandsteine besitzen ebenso wie der überlagernde Kalk felsige, stark klüftige Beschaffenheit, nur eine etwa 1/2 m dicke weiche, graue sandige Mergellage ist eingeschaltet.

Weiter nach unten werden die Schichten kalkhaltiger und quarzärmer, reichern sich außerdem erheblich mit Eisenerz an, so daß etwa 1 1/2 m mächtige rotbraune kalkig-sandige erzführende Schichten entstehen, die ebenfalls fest verbunden und klüftig sind. Das Eisenerz findet sich ebenso wie in den Sandsteinen als rotbraune und schwarze Körner. Im Bohrmehl der Sandsteine und der Erzschiechten lassen sich stets kleine Nummuliten nachweisen. In allen Gesteinen zeigt sich ein geringer Gehalt an Glaukonit.

Dann wurden noch in einer Mächtigkeit von 2 m lediglich weiche, sandige Mergel durchsunken, die in ihren oberen Teilen zum Untereozän gehören, da sich eine 15 cm dicke, feste, grünlich-graue glaukonitische Kalkbank mit Nummuliten einschaltet.

Die Bohrung bringt also eine wesentliche Ergänzung der Kenntnis der Schichten im Bereich der Sauerberger Mineralquellen, außerdem zeigt auch die angetroffene, normale Schichtenfolge, daß die Nordsüdüberschiebung im Jodtrinkquellstollen nur ganz lokale Bedeutung besitzt.

steht, an das der Flysch herangeschoben wurde, mit seinem Stirnrand die überwältigten Schichten hoch überragend.

Die streichende Fortsetzung des helvetischen Zuges findet sich am linken Isarufer (Jodquellen bei Tölz S. 140, Festschrift S. 44). Am Nordabhang vom Wackersberg treten unter den diluvialen Schichten, die den Höhenzug des Wackersberges aufbauen, Gesteine aus, die dem Obereozän zuzurechnen sind. Tiefere Glieder der Schichtserie sind nicht aufgeschlossen, so daß offenbar die Achse der Kreide-Eozän-aufwölbung gegen das Isartal zu geneigt ist. In einem aufgelassenen Steinbruch südlich der Bocksleiten stehen Stockletten an mit Einlagerungen von Lithotamien- und Nummuliten-führenden Granitmarmor. Auch an der Bocksleiten finden sich Stockletten, aus denen die Annaquelle gerade an der Grenze gegen die diskordant überlagernden diluvialen Dolomitmergel (sogen. Tölzer Seekreide) austritt. Ebenso sind südlich vom Steinbruch stocklettenartige Gesteine, die aber oft sehr sandig und fest werden, in einem Graben und im Isarbett angeschnitten. Nördlich vom Knapper liegt am Isarufer unterhalb der Straße ein Aufschluß in steil mit 75° nördlich einfallendem Glimmerplättchen führendem Flysch-Kieselkalk, der auf der Übersichtskarte nicht eingetragen wurde.

Auf einer Exkursion im März 1923 zeigte mir Herr Pater Dr. D. AIGNER, daß im Sauerberger Gebiet an mehreren Stellen die helvetischen Schichten und zwar lediglich als obereozäne Stockletten unter der Überdeckung hervortreten. Gleich südlich der Hauptstraße sind die Stockletten im Einbach nordwestlich vom Sonnershof freigelegt. Außerdem finden sich dieselben bei dem kleinen Weiher am Wege nach den südlichen Sauerberger Höfen (705,8) und südlich derselben in der breiten Talmulde auf der Kurve 700 und geben hier als Quellhorizont zur Entstehung eines kleinen Seitentälchens vom Einbach Veranlassung. Ein weiteres Vorkommen liegt im Einbach unterhalb der Einmündung dieses Tälchens etwa 450 m nördlich von Hub. Die Moränen ruhen also auf einem sehr unregelmäßigen Relief der obereozänen Stockletten.

Die am Isarufer nördlich vom Kreidewerk aufgeschlossenen Schichten der unteren Meeresmolasse finden ihre Fortsetzung nördlich der Hauptstraße Tölz—Heilbrunn im unteren Einbach und steigen westlich gegen den Buchberg an. Die helvetischen Schichten besitzen hier also zwischen Flysch und Molasse etwa eine Breite von $1-1\frac{1}{2}$ km. Günstige Aufschlüsse von steil nördlich einfallenden Schichten der unteren Meeresmolasse liegen westlich vom Buchberg im Graben südlich Ramsau bei der Zahl 653 und an den Nordwest- und Westhängen der Höhe von Bad Heilbrunn finden sich in mehreren Ausbissen unter bis zu 33 m dicker Moränenbedeckung senkrecht gestellte oder steil nördlich geneigte feinkörnige zähe und feste Sandsteine wechsellagernd mit Schiefnern, in denen die jodhaltigen Mineralwässer aufsteigen.

Westlich vom Tegernsee sind bei Marienstein stark tektonisch beeinflusste helvetische Schichten zwischen Flysch und Molasse eingeklemmt.¹⁾ Vornehmlich bestehen dieselben aus grauen fucoidenführenden vereinzelt auch rot oder seltener schwärzlich gefärbten Seewenmergeln. Im Mariensteiner Stollen findet sich auch nummulitenführendes Eozän und in einem isolierten Aufschluß senoner Grünsandstein.

Diese lediglich aus oberer Kreide und Eozän aufgebaute, am Nordsaum des Flysches gelegene helvetische Zone ist östlich des Tegernsee vom Flysch überschoben.

¹⁾ BODEN: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahreshfte 1920, XXXIII. Jahrg.

Nur im Leitzachtal wird am Südrande der unteren Meeresmolasse ein wenig umfangreiches Eozänvorkommen unter der Schuttüberdeckung sichtbar. Mit dem Verschwinden dieser peripher gelegenen helvetischen Schichten werden südlichere Teile derselben als Aufwölbungszone innerhalb vom Flyschbereich herausgehoben.¹⁾ Dieselbe taucht am Westufer vom Tegernsee unter dem Flysch hervor, durchschneidet die Flyschfalten zwischen Tegernsee und Schliersee, wird östlich von Schliersee durch den Flysch überdeckt und erscheint wieder im Leitzachtal im Kaltenbach am Gschwendnerberg mit veränderter, den peripheren Vorkommen ähnlichen Fazies. (Senoner Grünsand, Pattenauer Mergel.)

Außerdem finden sich einige isolierte Emporragungen des helvetischen Untergrundes am Nordabhang vom Schliersberg. Von der größten Bedeutung sind die Ergebnisse der Wiesseer Tiefbohrungen am Westufer vom Tegernsee, in denen die Seewenschichten in einer Tiefe von etwa 500 m erreicht und bis zum Gault durchsunken wurden.²⁾

Bei diesen spärlichen, innerhalb des Flyschbereiches gelegenen Aufschlüssen der tektonischen Unterlage des Flysches wurde Eozän bisher nicht beobachtet, dagegen stellen sich außer der als Seewenschichten entwickelten oberen Kreide noch die tieferen Kreideglieder als Gault und Aptien ein. Westlich der Aufschlüsse am Westufer vom Tegernsee fanden sich in dem weiten Flyschgebiet bis zur Loisach keine Vorkommen der helvetischen Schichten, die als Fensterklippen die Flyschdecke durchragen. Auch der von GÜMBEL beim Lexbauern nordwestlich Lengries erwähnte Grünsandstein konnte trotz aller Bemühungen nicht entdeckt werden.³⁾ Erst jenseits der Loisach am Nordrand des schmalen durch obermiozäne Erosion stark verstümmelten Schlehdorfer Flysches westlich von Großweil (S. 9), in den Hügeln von Achrain und Grub und in den Murnauer Kögeln⁴⁾ finden sich wieder Aptien, Gault und Seewenschichten, eine in einzelne isolierte Schollen aufgelöste Kreideaufwölbung darstellend, die im Osten unter dem Benediktbeurer und im Westen unter dem Aufacker-Hörnle-Flysch verborgen liegt. Der Flysch ruht eben auf einem durch Faltung und nachfolgender Erosion höchst uneben gestaltetem Kreiderelief mit welliger, gegen Süden absteigender Schubbahn (Centralblatt 1922, S. 377, 378).

Die Zeugen dieser großen Überschiebung bilden die diabasführenden Schubsplitter und Schubspäne, die als anstehende Klippen, zumeist jedoch als freiliegende Blöcke im Tegernseer und Schlierseer Gebiet sowie am Nordabhang vom Wendelstein und auch bei Traunstein den Kontakt der helvetischen Schichten mit dem ostalpinen Flysch und auch den Kontakt von Flysch mit der Molasse begleiten.

Trotz eifriger Nachsuche gelang es zwischen Isar und Loisach nur an einer Stelle ein derartiges Vorkommen nachzuweisen. Südlich Ober-Enzenau mündet in den knieförmig gebogenen Graben, der in seinem westöstlich gerichteten Lauf die Stockletten in langem Aufschluß entblößt hat, gerade an der knieförmigen Beugung

¹⁾ BODEN: Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geognost. Jahresh. 1922. XXXV. Jahrgang. München 1923. (Dasselbst genauere Literaturangaben.)

²⁾ FÖRSTER und OEBBEKE: Tiefbohrungen am Tegernsee. Geognost. Jahresh. 1922. XXXV. Jahrg. München 1923.

³⁾ AIGNER: Das Benediktenwandgebirge. Landeskundliche Forschungen d. Geogr. Gesellsch. in München. Heft 16. München 1912. S. 52. — HAHN: Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Mooses. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 66. Jahrg. 1914. Monatsber. Nr. 1. S. 62.

⁴⁾ Geologische Karte des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. I. c. Murnauer Moos I. c.

ein Seitengraben, an dessen linkem Rande ein Block von etwa 2 m Durchmesser unmittelbar südlich der anstehenden Stockletten, umgeben von Moränenmaterial, herausragt. Das Gestein ist außerordentlich hart und fest, so daß es nur schwer gelingt Stücke abzusprennen. Das Gesteinsgefüge ist im Vergleich zu anderen derartigen Vorkommnissen, die meistens grobe Brekzien bilden, verhältnismäßig feinkörnig und gleicht stellenweise einem groben Sandstein. Obgleich die Größe der einzelnen Körner und die Anordnung derselben auch hier erheblichem Wechsel unterliegen. Die Bestandteile sind im wesentlichen dieselben, wie bei anderen derartigen klastischen Schubfetzen und lassen sich in eine Gruppe aus älteren Gesteinsarten zerlegen, zu denen Quarzkörner, Tonschieferfetzen und feinkörnige Quarzite gehören und in eine Gruppe aus jüngeren Gesteinen, bestehend aus Kalken bzw. Dolomiten und Diabasfetzen. Abweichend von den bisher untersuchten Vorkommen besitzt dieses Gestein einen reichlichen Gehalt an Glaukonitkörnern. Etliche Dünnschliffe zeigten folgende Zusammensetzung:

1. Zumeist gut gerundete Quarzkörner bilden den wesentlichsten Bestandteil, außerdem finden sich zahlreich Kalkbrocken sowie einige Tonschieferfetzen und kantige, sehr feinkörnige Quarzite. Etliche zersetzte Diabase zeigen noch gut erhaltene ophitische Strukturen. Glaukonitkörner sind in großer Menge im Gestein eingestreut.

2. Die feinkörnigen, meist eckigen Quarzite überwiegen gegenüber den kleineren Quarzkörnern. Tonschieferfetzen. Mehrere Brocken von sehr feinkörnigen Karbonatgesteinen. Diabas mit teilweise erhaltener Struktur. Ein Quarzkorn zeigt sphärolithische Strukturen. Glaukonitkörner. Kalzitische Bindemittel.

3. Quarzite, Tonschieferfetzen, Diabase meist als gröbere kantige Brocken. Quarz als kleine Körner, Zirkon, ein Kalkbrocken mit Echinodermenbruchstück. Sehr zurücktretender Gehalt an kleinen Glaukonitkörnern.

4. Kleinkörniger glaukonitischer Quarzsandstein mit reichlichem Gehalt an Glaukonitkörnern und kalzitischem Bindemittel.

6. Zum Bau der Flyschzone zwischen dem Murnauer Moos und dem Leitzach-Tal.

Auf der tektonischen Übersichtskarte des Voralpengebietes zwischen der Leitzach und dem Murnauer Moos sind die geschilderten Flyschgebiete von Ohlstadt bis zu den Flyschbergen im Osten der Isar mit den schon früher beschriebenen¹⁾ Tegernseer und Schlierseer Flyschgebieten vereinigt.

Die Darstellung zeigt den einfachen von Längsstörungen freien Faltenbau des Flysches. Bis zum Leitzachtal lassen sich die Mulden 1—4 des Benediktbeurer Flyschgebietes verfolgen. Die nördlichste Mulde 5 und der sich nördlich daran anschließende Kieselkalk sind dagegen der obermiozänen Erosion anheimgefallen. Im östlichen Schlierseegebiet findet sich — besonders gut westlich der Schliersberg-Störung ausgeprägt — ebenso wie zwischen Isar und Loisach im Süden eine tief eingesenkte Sandsteinmulde, dann folgen zwei flachere Mulden (2 und 3) und im Norden wiederum eine tief eingesenkte, allerdings schon etwas verstümmelte (4), die der breiten und tiefen Blomberg-Mulde entspricht.

Trotz dieses gleichartigen Faltenbaues sind dieselben Falten, die bei Benediktbeuern etwa eine Breite von 7 km einnehmen, auf $3\frac{1}{2}$ km zusammengeschrumpft.

¹⁾ FINK: Der Flysch im Tegernseer Gebiet I. c. — DACQUÉ: Geologische Aufn. d. Geb. nm den Schliersee und Spitzingsee i. d. oberbayer. Alpen. Landeskundl. Forschung. d. Geogr. Ges. in München. 1912. Heft 15. BODEN: Der Flysch im Gebiete des Schliersees I. c.

Der Zusammenschub der Flyschzone wird also gegen Osten allmählich immer intensiver, da im Westen des Tegernsees eine Breite von ungefähr $5\frac{1}{2}$ km derselben Falten 1—4 vorhanden ist.

Von erheblicher Bedeutung für den Bau der Flyschzone sind die großen in mehr oder minder schiefer Richtung zum Streichen der Schichten verlaufenden Blattverschiebungen. Besonders stark werden die Flyschfalten zwischen Isar und Loisach durch die beiden vom Kesselberg in den Flysch eindringenden Spalten zerrissen (bis zu $3\frac{1}{2}$ km). Ebenso erleiden die Flyschfalten zwischen Tegernsee und Schliersee an zwei Parallelstörungen, die zu beiden Seiten der Gindelalm verlaufen, beträchtliche Verschiebungen. An diesen vier etwa gleichsinnig nordöstlich gerichteten Störungen findet stets ein Vordringen der östlichen Teile gegen die westlichen nach Norden statt,¹⁾ wodurch sich die gegen Osten zunehmende stärkere Aberosion des nördlichen Flyschrandes sowie der intensivere Zusammenschub erklärt und ebenso auch die durch diese beiden Faktoren bedingte allmähliche Verschmälerung der Flyschzone. In den östlichen Schlierseer Bergen ist die Flyschzone nochmals von einer Störung zerrissen, die jedoch in Nordwestrichtung verläuft. An dieser mit den Gindelalm-Störungen nach Norden konvergierenden Störung ist der östliche Teil nordwärts bewegt.

Die Bildung der Querstörungen muß in ganz enge Beziehungen zur Faltung gebracht werden, da dort, wo dieselbe intensiver ist, auch die Querstörungen an Zahl wachsen (Tegernseer Berge l. c. S. 195). Mit einer stärkeren Zusammenfaltung trat naturgemäß auch ein erheblicheres Zerreißen der Faltenbänder in der Querrichtung ein. Deutlich zeigt sich dieser Kontrast bei einem Vergleich der kalkalpinen Vorzone, wie dieselbe z. B. von AIGNER im Benediktenwand-Gebiet dargestellt ist, oder auch auf der kürzlich erschienenen Karte der Lengrieser Berge im Osten der Isar sowie in den angrenzenden Tegernseer Bergen mit dem in breite Falten gelegten Synklinorium, in dem die Querstörungen sehr zurücktreten und in weiten Gebieten überhaupt fehlen. Auch die weit gespannten Flyschsättel und -mulden stehen mit ihrem gleichförmigen Bau im schroffen Kontrast zu der durch zahlreiche Querstörungen stark zerhackten eng gepreßten kalkalpinen Vorzone. Nur etliche besonders stark ausgeprägte Transversalverschiebungen dringen aus den Kalkalpen in den Flysch ein und zerschneiden auch die Flyschfalten.

Die verschiedenartigen Faltungsbewegungen zu beiden Seiten der Störung am Schliersberg beweisen ebenfalls den engen Zusammenhang von Faltung und Spaltenbildung. (Der Flysch im Gebiete des Schliersees S. 212.)

Die Faltung des Flysches und seine Wanderung nach Norden, sowie das Aufreißen der Spalten und die an denselben erfolgten Verschiebungen sind gleichsam einheitliche Vorgänge. Die Spalten bildeten sich innerhalb der Flyschdecke, die

¹⁾ Dieses Vordringen östlicher Teile gegen die westlichen ist ebenso auch in den südlich sich anschließenden Kalkalpen vorhanden und wurde früher bereits zur Darstellung gebracht. (Geologische Unters. a. Geigerstein u. Fockenstein bei Lengries m. Ber. d. Bez. z. d. benachbarten Teilen d. oberb. Alpen. Geognost. Jahresh. 1915. XXVIII. Jahrg.) Auch hierin zeigt sich die enge tektonische Zusammengehörigkeit von Kalkalpen und Flysch. — In der österreichischen Flyschzone gehören derartige, den Flysch durchfurchende, infolge von Zerrung beim Deckenvorschub entstandene Querbrüche ebenfalls zu häufigen Erscheinungen. Auch hier ist stets der östliche Teil der weiter gegen Nord bewegte. Eine Erscheinung, die zwischen Salzburg und Wien gesetzmäßig wiederkehrt und durch das Umschwenken der alpinen in die karpathische Streichrichtung verursacht wird. (K. FRIEDL: Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verhandl. d. geol. Bundesanstalt. Wien 1922. S. 132.)

eine vom Vorland und vom Untergrund unabhängige selbständige Bewegung ausführte. Daher erklärt sich auch, daß dieselben nicht ins Molassevorland und nur zum Teil in die Kreide eindringen.

Die Fragen nach dem Alter der Faltungen, Zerreißen und Überschiebung im Voralpengebiet können nur im Vorland der Alpen gelöst werden. Die gewaltige Anhäufung von Flyschgesteinen und Gesteinen der helvetischen Schichten in den obermiozänen Konglomeraten, von denen uns nur der mit den Flinkmergeln verzahnte nördlichste Teil noch erhalten ist, beweisen das obermiozäne Alter der großen Bewegungen im Voralpengebiet und geben uns gleichzeitig eine Erklärung für die eigentümliche Verstümmelung des nördlichen Flyschrandes, von dem große Teile während des Vorbrandens der Flyschdecke im Obermiozän der Erosion anheimfielen. (BODEN: Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. *Centr. bl. f. Min., Geol. u. Palaeont.* 1922. S. 405—407. Über Konglomerate und Brekzien in den Bayerischen Alpen. *Zeitschr. d. D. Geol. Ges.* Bd. 75. 1923. S. 179.)

Die von O. M. REIS hervorgehobene Tatsache, daß bei NO.—SW. gerichteten Blattverschiebungen stets der östliche Flügel nach Norden verschoben wurde,¹⁾ gilt also in dem untersuchten Flyschgebiet sowohl für die Kesselbergstörungen wie auch für diejenigen an der Gindelalm und kehrt auch in den südlich angrenzenden Kalkalpen wieder. Von der weiterhin angeführten Erscheinung, daß an den NW.—SO.-Störungen stets der westliche Flügel nach Norden geschoben wurde und der östliche nach SO. zurückliegt, bildet jedoch die Nordwest gerichtete Blattverschiebung am Schliersberg eine Ausnahme, da hier der östliche Flügel nordwärts gewandert ist.

Zur Deutung der in mehr oder minder schräger Richtung zum Streichen der Schichten verlaufenden Unregelmäßigkeiten im Schichtenbau werden von O. M. REIS longitudinale Schubwirkungen angenommen, die jedoch nicht einen eigenen von dem Südnordschub der Alpen wesentlich abgesetzten Vorgang bilden.²⁾

Ähnliche Bewegungsvorgänge nimmt neuerdings KÖBL zur Erklärung quergerichteter Störungen in den Voralpen am Nordrande des Wiener Beckens an (*Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt* 1923 Nr. 10 S. 170). Querbeugungen und Querverbiegungen finden ihre Deutung durch Zusammenschub in der Längsrichtung des Gebirges. Aber auch die Blattverschiebungen, die jedoch im Gegensatz zu den Verhältnissen in Südbayern zumeist NW.—SO. streichen, werden sowohl in den Kalkalpen wie auch in den Kalkhochalpen und im Flyschgebiet nicht sämtlich als reine Zerrungsklüfte aufgefaßt, sondern scheinen in vielen Fällen steilstehende Überschiebungen darzustellen, durch die eine geringe Verkürzung in der Längsrichtung des Gebirges stattfand, so daß das Vorhandensein dieser Störungen in den Decken der Kalkalpen und in der Flyschzone den Schluß auf einen regional wirkenden longitudinalen Zusammenschub nahelegt. Ebenso wird eine NW.—SO. streichende Aufwölbung (Quersattel) im Flysch, auf der die Klippendecke erodiert wurde, was zur Konglomerataufhäufung im Vorland führte, mit seitlichem Falten- druck in Zusammenhang gebracht.

Mir scheint, daß in dem dargestellten Flysch- und auch in dem südlich sich anschließenden Kalkalpengebiet die Annahme von Zerreißen bei der Zusammen-

¹⁾ HANS KRAUSS: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. *Geogn. Jahresh.* 1913. XXVI. Jahrg. S. 140. — O. M. REIS: Über neue alpin-geologische Aufschlüsse und tektonische Folgerungen. *Geognost. Jahresh.* 1916/17. XXIX./XXX. Jahrg. S. 329.

²⁾ Nachträge zur Geolog. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. *Geogn. Jahresh.* 1921. XXXIV. Jahrg. S. 227—231.

faltung und von Stauungserscheinungen innerhalb und auch im Vorland der vorbrandenden Flysch-Kalkalpendecke ausreicht, um den Verlauf der in den einzelnen Gebirgsstreifen mehr oder minder zahlreichen Beugungen und Blattverschiebungen zu erklären.

Eine weitere für die Quergliederung des Flysches und der angrenzenden Kalkalpen wichtige Erscheinung darf hier nicht übergangen werden.

Bereits von AIGNER wurde der Abfall des Gebirges zu beiden Seiten der Isar bei Lenggries gegen Osten vom Brauneck und gegen Westen vom Geigerstein erkannt und staffelförmiges Absinken der Schichten gegen die Isar angenommen (Benediktenwandgebirge l. c. S. 63, 64 und 93). Später sind vom Verfasser diese Lagerungsverhältnisse durch Senkung der Faltenachsen erklärt und die allgemein verbreitete Erscheinung des Auf- und Absteigens der Faltenachsen betont (Geigerstein-Fockenstein l. c. S. 217 u. 222). Auch HAHN trägt diesen für den Gebirgsbau wichtigen Tatsachen Rechnung und hebt hervor, daß besonders das Inntal für alle Faltenwellen eine Eintiefung bedeutet.¹⁾ Neuerdings wird von KNAUER dieses Absteigen der Faltenachsen gegen das Isartal und gegen die Kochel-Walchenseesenke auf einen in Ost-Westrichtung wirkenden Faltungsdruk zurückgeführt, der in den bereits von Süd nach Nord gefalteten und überschobenen Schichten nochmals eine Quersfaltung (Faltenvergitterung) hervorgerufen hat, dem die nordsüdlich gerichteten Täler ihre Hohlform verdanken. (Walchenseekraftwerk l. c. S. 50 u. 51.)

Prüft man das untersuchte Flyschgebiet daraufhin, so stellt sich das Einfallen der Faltenachsen gegen die Täler als eine allgemein verbreitete Erscheinung dar.

Die Achse der flachen Mulde am Lehenbauern-Berg liegt zwischen den Kurven 1000 und 1100 zunächst horizontal, da die Mulde gegen Osten verschwindet. Die Fortsetzung der Mulde findet sich jedoch südlich der Greilinger Alm auf der Kurve 900 und noch weiter östlich in einem isolierten Aufschluß auf der Kurve 770. Auch die Fortsetzung der mit horizontaler Achsenlage auf 1200 m am Zwiesel auftretende Sandsteinmulde wurde an der Baum-Alm auf 900 m festgestellt und senkt sich, an einer Querstörung nach Norden verschoben, bei der Waldherr-Alm auf 750 m. Ebenso erscheint die zwischen 1100 und 1000 m am Heigelkopf gelegene Spezialmulde nordwestlich der Pestkapelle zwischen den Kurven 800 und 700 wieder.

Gerade wie die Wettersteinkalk-Mulde des Benediktenwand-Gebirges bis zum Brauneck fast horizontal verläuft und dann ebenso wie die Geigerstein-Mulde am Abfall gegen das Isartal abgknickt wird, so zeigen auch die Achsen der erwähnten Flyschmulden bei anfänglich horizontaler Lage eine Abknickung am Talgehänge der Isar.

Auch die Blomberg-Mulde scheint sich infolge ihrer Verbreiterung gegen Osten nach dem Isartal zu senken. Die trichterförmigen Erweiterungen der Mulden am Hollerkopf und bei Pessenbach lassen wiederum die Achsensenkungen gegen das Loischtal erkennen. Weniger hervortretend, aber immerhin gut wahrnehmbar ist die schräge gegen das Isartal geneigte Lage der Muldenachsen bei der Schwaiger Alm nördlich vom Rechelkopf und derjenigen nördlich vom Schweinberg auf der rechten Isarseite.

¹⁾ HAHN: Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geol. Rundschau Bd. V. Heft 2. 1914. S. 141 u. 142. — Auf die ungleichmäßigen Bewegungen der Faltenachsen wies schon ROTHPLETZ in seinem Querschnitt durch die Ostalpen hin (l. c. S. 118) und ebenso wurde hier auch bereits die Ansicht, daß Eintiefungen durch Tiefenlage der Faltenachsen bedingt sein können in Bezug auf den Walchensee geäußert.

Besonders deutlich zeigt sich die Senkung der Faltenachsen gegen die Tegernseer Einmuldung. Die Mulde bei Finner (2) zieht vom Westrand des Tegernsees gegen den Kogelkopf schräg aufwärts und senkt sich südlich vom Rechelberg wieder gegen die Isar. Die beiden Mulden an der Holzer Alm (3) und bei Roßpläse (4) zeigen mit dem dazwischenliegenden Kieselkalkgewölbe und dem Spezialsattel im Steingraben dieselbe Achsenneigung gegen den Tegernsee. (Vgl. Geolog. Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches l. c.) Auch die südlichste Mulde am Semmelberg (1) steigt von Wiessee aus gegen Westen zu an. Im Osten vom Tegernsee findet sich die südlichste Mulde (1) bei der Gindelalm in einer Höhe von 1242 m und an der Querstörung gegen Süden verlagert zwischen 800 und 1000 m im Aalbach östlich von Tegernsee. Die nördlichere Mulde (2) erhebt sich vom Ufer des Tegernsees bis zu einer Höhe von 1100—1200 m am Ostiner Berg, überquert den Kreidezug und senkt sich am südlichen Abwinkelberg wieder gegen den Schliersee. (Vgl. FINK: Der Flysch im Tegernseer Gebiet l. c. und BODEN: Der Flysch im Gebiete des Schliersees l. c.) Sehr deutlich ist infolge ihrer trichterförmigen Erweiterung die schiefe Stellung gegen den Schliersee bei der Mulde am nördlichen Rohnberg wieder ausgeprägt und ebenso zeigen die beiden schmalen Sandsteinmulden am Gschwendner Berg (1 und 2), wie auch diejenige nördlich vom Schliersberg eine östliche Achsenneigung gegen das Leitzachtal.

Die aus den Kalkalpen bereits bekannte Tatsache,¹⁾ daß die Haupttalfurchen mit der tiefsten Achsenlage der Falten zusammenfallen, wiederholt sich klar ersichtlich im Flyschgebiet. Die Senkung der Faltenachsen gegen die Haupttalfurchen hat also in unserm Alpengebiet eine regionale Verbreitung.

Das Auf- und Absteigen der Faltenachsen, welches die Querwellung der ostwestlich streichenden Falten hervorruft, setzt jedoch nicht — im Sinne von KNAUER — einen in der Streichrichtung des Gebirges erfolgten Schub voraus, sondern kann ebensowohl durch die ursprüngliche Anlage der durch nordwärts gerichteten Schub entstandenen Falten bedingt sein. — Beide Deutungen beeinflussen jedoch nicht die Tatsache, daß im Flyschgebiet nach Abschluß von Faltung und Überschiebung flache, im Kalkalpengebiet sich fortsetzende, quer zur Faltung verlaufende Einmuldungen bestanden und diesen folgen die breiten Eintiefungen vom Isartal, Tegernsee und Schliersee, deren erste Anlage also eine durch die Tektonik bedingte Erklärung findet.

Sigmoide Beugung bzw. Blattverschiebung fällt lediglich mit der Furche des oberen Weißbachtals zusammen²⁾ und dieselbe Erscheinung kehrt am Walchensee wieder. Für die übrigen bisher bekannten großen Blattverschiebungen sind keine Zusammenhänge mit der Talbildung vorhanden.

7. Bemerkungen über die Beschaffenheit und die Herkunft des Baumaterials der Flyschgesteine.

Im Gebiet zwischen Isar und Loisach und im nordwestlichen Teil der östlichen Isarflyschberge besteht die jüngere Einheit des Flysches nicht lediglich aus glimmerreichen Sandsteinen und glimmerführenden dunklen Schiefeln, sondern diese für

¹⁾ An dieser Stelle mag noch darauf hingewiesen werden, daß die Falten bei Brunnbichl und Dorf Kreuth stark gegen das Weißachtal geneigt sind und ebensowohl die Liasmulde am Silberkopf im Süden des Hirschberges gegen das obere Söllbach-Tal einfällt. (Vgl. Geolog. Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. Geogn. Jahresh. 1914. XXVII. Jahrg.)

²⁾ Tegernseer Berge l. c. S. 213.

die Sandsteingruppe charakteristischen Gesteine wechsellagern mit Kieselkalken und Zementmergeln. Die jüngere Flyschgruppe hebt sich also nicht scharf von der älteren ab, sondern entwickelt sich aus dieser durch die Einschaltung der glimmerreichen, klastischen Sedimente. Bei ganz flach eingesenkten Mulden ist die Sandsteingruppe lediglich durch die abwechselnden Glimmersandsteine, Kieselkalke und Zementmergel gekennzeichnet; sind die Mulden dagegen tiefer herabgedrückt und die jüngeren Teile der Sandsteingruppe erscheinen im Kern der Mulde, so verschwinden die Kieselkalk- und Zementmergellagen und im Inneren der Mulde finden sich nur noch Sandsteine. Die Mächtigkeit der Kieselkalkgruppe könnte etwa mit 1000 m angenommen werden, diejenige der Sandsteingruppe mit 500 m.

Die roten Flyschletten fehlen in den nördlichen Teilen des Flyschgebietes zwischen Isar und Loisach fast ganz. In den südlichen sind dieselben im Hangenden der älteren Flyscheinheit sehr spärlich vertreten; zuweilen beobachtet man auch Wechsellagerungen mit Kieselkalken. (S. 4, 8). Dieselben Verhältnisse herrschen in den nordwestlichen Flyschbergen zwischen der Isar und dem Tegernsee. In den südlichen und östlichen Teilen dieses Flyschgebietes erlangen dagegen die Flyschletten in Verbindung mit roten flaserigen Kalken und Kalkhornsteinen eine große Verbreitung und erhebliche Mächtigkeit (S. 14, 15).

Die lettigen Grenzschichten wurden also im allgemeinen dort beobachtet, wo die beiden Flyschgruppen scharf gegeneinander gesondert sind, während dieselben dort, wo die Flyschgruppen ineinander übergehen, fehlen oder sehr zurücktreten. Auch innerhalb der Kieselkalkgruppe erscheinen zuweilen die roten Letten ähnlich wie im Schlierseegebiet in den südlichen sich an die Kalkalpen schließenden Teilen (Schlierseer Flysch S. 227).

Ein gutes Kennzeichen für die Grenze zwischen den beiden Flyscheinheiten bilden außerdem mehr oder minder dicke Bänke von feinkörnigen Kalkbrekzien, die sich — besonders zwischen Isar und Loisach — in der Grenzregion fast überall einschalten. Teils noch im Verband mit den Kieselkalkgesteinen, teils auch in den tieferen Lagen der abwechselnden Kieselkalke und Sandsteine. —

Die Natur der gröberen Bestandteile der an den Kalkalpen abgelagerten Kieselkalkrandgruppe und deren Herkunft wurde bereits ausführlich geschildert (BODEN: Über Konglomerate und Brekzien in den Bayerischen Alpen. Zeitschr. der D. Geol. Ges. Bd. 75 Jahrg. 1923 S. 155). Aber auch die Beschaffenheit der für die Kieselkalkrandgruppe typischen feinkörnigen Bänke und Lagen ist von Wichtigkeit, so daß es angebracht erscheint, diesen mehr Aufmerksamkeit zuzuwenden.

Die Untersuchung eines derartigen aus dem Zeiselbach beim Tegernsee stammenden Gesteins im Dünnschliff ergab folgendes Resultat:

Feinkörnige Brekzie mit reichlichem Gehalt an Kalk- und Dolomitkörnern, die teils mehr dichtes, teils mehr körniges Gefüge besitzen. Ein etwas größerer Gemengteil besteht aus typischem brekziösem Hauptdolomit. Stellenweise zeigen die Karbonate Verkieselungen. Außerdem sind Quarzkörner ziemlich reichlich eingestreut und einzelne feinkörnige Quarzite, dazu gesellen sich noch etliche dunkle Schieferfetzen. Alle Körner sind teils eckig, teils gerundet, das Bindemittel wird vorwiegend von Kalzit gebildet. Besondere Bedeutung besitzt das Auftreten von mattgrün gefärbten Körnern und Fetzen, bei denen typische ophitische Struktur erkennbar wird. Die Feldspäte sind zwar meist stark getrübt, jedoch ist die Zwillingslamellierung zum Teil wahrnehmbar. Die Grundmasse besteht aus dichtem Chlorit und Kalzit, außerdem finden sich Quarzneubildungen und skelet-

täres Erz mit Leukoxenhaut. Die Bestandteile erweisen sich also als mehr oder minder stark umgewandelte Diabase. Ein Korn zeigt ausgesprochen spilitischen Habitus mit gegabelten Feldspatmikrolithen. Die Grundmasse läßt Chlorit und Kalzit erkennen. In der Hauptsache aber besteht dieselbe aus einem bräunlich schimmernden Erz in feinsten Verteilung, wie es für Melaphyr charakteristisch ist.

Anderer Feinbrekzien der Kieselkalkrandfazies aus dem Tegernseer, Schlierseer und Benediktbeurer Flysch zeigen im Dünnschliff eine ganz ähnliche Zusammensetzung:

Feinkörnige Brekzie, in der einerseits karbonatische Körner und andererseits Quarz- und Quarzitkörner etwa in gleicher Menge gemischt liegen. Die Karbonatkörner zum Teil mit Verkieselungen. Schwarze Eisenerzkörner. Etliche Diabaskörner und Splitter. Ringberg, Tegernsee.

Außer den vorwaltenden kalkalpinen Komponenten reichlich Quarz- und Quarzitkörner, Glaukonitkörner. Einige mattgrüne Körner, jedoch ohne deutliche Diabasstruktur. Foraminiferenbruchstücke. Saurüssel-Graben, Tegernsee.

Kristallinische Dolomit- und dichte Kalkkörner, zum Teil eckig und zum Teil gut gerundet, vorherrschend gegenüber den zumeist kleinen Quarzkörnern, außerdem feinkörnige Quarzite. Eine Anzahl Körner von stark verzerrtem Diabas mit mehr oder minder gut erhaltener Struktur. Fliegeleck, Tegernsee.

Quarze und Quarzite überwiegen an Menge gegenüber den teilweise verkieselten karbonatischen Komponenten, zahlreiche dunkle Schieferfetzen. Diabase mit meist erkennbarer ophitischer Struktur. Einzelne Glaukonitkörner. Stadeltal, Schliersee.

Unter den karbonatischen Komponenten ein Korn mit kieseligen Spongienadeln. Quarze und Quarzite in den verschiedensten Größen. Viele Karbonatkörner sind unregelmäßig durchdrungen von feinkörnigen Quarzaggregaten (offenbar oberer Jura). Die in den Feinbrekzien enthaltenen isolierten Quarzitkörner gleichen in ihrer Struktur den in den Kalkkörnern wahrnehmbaren Verkieselungen. Diabaskörner mit gut erkennbaren Feldspäten. Einzelne Glaukonitkörnchen. Stadeltal, Schliersee.

Quarze und Quarzite überwiegen gegenüber den Karbonaten. Dunkle Schieferfetzen. Ein Brocken Quarzsandstein mit karbonatischem Bindemittel. Reichlich Diabaskörner, die fast alle gut erhaltene ophitische Struktur zeigen. Glaukonitkörnchen. Markgraben, Benediktbeuern.

Die wesentlichsten Komponenten dieser Feinbrekzien bestehen aus karbonatischen (Kalzit- und Dolomit-) Körnchen und aus Quarzkörnern und Splittern. Ebenso wie die groben Bestandteile (Kalke, Dolomite und Mergel) der am Nordrand der Kalkalpen abgelagerten Flyschkonglomerate mit kalkalpinen Trias- und Juragesteinen identifiziert werden konnten, bilden auch die karbonatischen Körnchen der Feinbrekzien fein zerriebenen Grus aus aufbereiteten kalkalpinen Gesteinen. Besonders reichlich scheint verkieselter und nicht verkieselter oberer Jura vertreten zu sein. Außerdem aber auch Spongienlias und Hauptdolomit. Der Quarz entstammt vorwiegend, ebenso wie die groben exotischen Gerölle, aberodierter cenomaner Überdeckung und zum Teil auch den quarzhaltigen klastischen Einlagerungen der Oberjuraneocomserie.

Die wichtigsten Gemengteile der Feinbrekzien bilden die Diabaskörner die in allen derartigen untersuchten Gesteinen sowohl aus dem Benediktbeurer

wie auch aus dem Tegernseer und Schlierseer Flyschgebiet mit großer Regelmäßigkeit nachgewiesen wurden, während in den übrigen Gesteinen der Kieselkalk- und der Sandsteingruppe derartige eruptives Material bisher nicht aufgefunden werden konnte, so daß das Vorkommen auf die Kieselkalkrandgruppe beschränkt zu sein scheint.

Dieses Auftreten der Diabaskörner lediglich am Südsaum des Flysches deutet darauf hin, daß dieselben zusammen mit den Kalk-Dolomit- und Quarzkörnchen aus kalkalpinem Gebiet herzuleiten sind.

Außerdem liegt der Schluß nahe, die Diabaskörnchen in Zusammenhang zu bringen mit den im oberen Jura aufgedrungenen Diabasen, die einen wesentlichen Bestandteil der an der Überschiebungsfläche von Flysch und helvetischer Kreide eingeklemmten Schubfetzen bilden.

Stellt man sich, ehe der Flysch zur Ablagerung kam, einen aus vormesozoischen Gesteinen bestehenden Nordrand der ostalpinen Geosynklinale vor, auf dem das ostalpine Mesozoikum nur noch stellenweise eine dünne nach Norden auskeilende Decke bildete und in diesem nördlichen Randgebiet zur Zeit des oberen Jura die Austritte von Diabaseruptionen, so konnten durch Verfrachtung vom Wasser die kleinen Diabaskörner den oberjurassischen Sedimenten zugeführt werden, die so weit südlich lagen, daß dieselben von den Flyschablagerungen später nicht überdeckt wurden. Bei der Einsenkung und Zufüllung des Flyschtroges gelangten diese Diabaskörner dann durch Umlagerung während der älteren Flyschperiode mit dem Trias-, Jura- und Cenomanmaterial in die Kieselkalkrandgruppe.

Zu vermuten wären derartige eruptive klastische Beimengungen im Kalkalpengebiet am ehesten in den Kalkbrekzien und sandigen Lagen, die am äußersten Nordrand der oberbayerischen Kalkalpen in der Oberjura-Neocomserie eingeschaltet sind.

Im Gebiet zwischen Tegernsee und Isar, nahe der südlichen Flyschgrenze im Saurüssel- und Scheibengraben, sowie in den Gräben nördlich vom Fockenstein bestehen diese klastischen Lagen vornehmlich aus kalkalpinem Grus und Quarzkörnern.¹⁾ Außerdem ist aber auch überall ein dunkelgrünes Mineral, das schon länger die Aufmerksamkeit erregt hat, von ganz feinkristalliner schuppig-blättriger Beschaffenheit und deutlicher Doppelbrechung beigemischt. Die chemische Analyse ergab ein Silikat mit viel Eisen, wenig Aluminium und reichlichem Magnesiumgehalt, außerdem Spuren von Kalzium. Im Dünnschliff zeigt sich dieses Mineral oft in zahlreichen mattgrünen Körnern mit ganz schwacher Doppelbrechung und Serizitschuppen. Die Feststellungen deuten darauf hin, daß es sich um ein Mineral

¹⁾ Geolog. Untersuch. am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries I. c. S. 211—215 u. 231. — Dieselben sandigen und brekziösen Lagen finden sich in der Oberjuraneocomserie bei Schliersee und neuerdings sind dieselben von RICHTER auch im Allgäu nachgewiesen. Außerdem zeigen hier die Beobachtungen von RICHTER, daß die Trias und Juragesteine am Nordrand der Kalkalpen genau dieselben Veränderungen aufweisen wie in Oberbayern. Die starken Mächtigkeitsabnahmen von Hauptdolomit und Wettersteinkalk, sowie das Verschwinden der Oberrhätkalke und der Plattenkalkfazies im oberen Hauptdolomit kehren wieder. Dem Wettersteinkalk sind außerdem schiefrige, brekziöse und sandige Bänke eingeschaltet und die Kössener Schichten fehlen häufig ganz. Außer den Oberjuraschichten, in denen keine Radiolarite auftreten, zeigen auch die Fleckenmergel (Liasdogger) starke Mächtigkeitsabnahmen gegen Norden und Einlagerungen von Brekzienbänken. Ebenso wie früher in Oberbayern wird dieses Litoralwerden der Sedimente im Norden durch Beeinflussung von nördlich vorgelagertem Festland (Geantiklinale) gedeutet. Die kristallinen Schollen im Rettenschwangtale sind Reste dieses Emportauchens der Gesteine aus dem tieferen Untergrunde der Kalkalpen. — (MAX RICHTER: Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt 1923, S. 162—170.)

von chloritartiger Zusammensetzung und Beschaffenheit handelt, dessen Ursprung nicht sedimentär sein kann, sondern eruptiver Natur sein muß. Die Wahrscheinlichkeit ist also sehr groß, daß ein verändertes, nicht mehr kenntliches diabasisches Material vorliegt.

Diabaskörner mit gut erhaltener Struktur wie diejenigen der Kieselkalkrandgruppe gelang es bisher nicht in den oberjurassischen Sedimenten nachzuweisen. Auf die Körner in den nahe der Oberfläche gelegenen klastischen Oberjuraneocomschichten wirkte eben eine intensivere Verwitterung ein, während die in den Flysch verfrachteten unter mächtigerer Überdeckung ihre Struktur bewahrten. Auch die starken Verkieselungserscheinungen in den Oberjuraneocombrekzien, welche die Flyschfeinbrekzien in viel geringerem Umfang zeigen, deuten auf weitergehende Veränderungen der ersteren hin.

Der einzige Hinweis, daß die an der Überschiebungsbahn des Flysches über die helvetischen Schichten auftretenden Schubfetzen mit inneralpinen Gesteinen zu einer Decke zu vereinigen wären, bestand in den reichlich vorhandenen Diabasen, die im ostalpinen Mesozoikum nur ganz unbedeutende Verbreitung besitzen (Zeitschrift der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1923 S. 176). Die enge Verknüpfung der Diabase mit ostalpinen Gesteinen, die im ostalpinen Flysch sicher vorhanden und im ostalpinen Oberjuraneocom wahrscheinlich ist, macht die Annahme eines Zusammenhanges mit den inneralpinen mesozoischen Ophiolithen nicht notwendig. Dieselben gehören vielmehr dem ostalpinen Bereich an und zwar dessen Nordrande, in dem über dem vormesozoischen Untergrunde nur eine dünne kalkalpine Decke vorhanden war und lediglich die südlichsten Ausläufer dieser submarinen Eruptionen gelangten als kleine verfrachtete Körner in die klastischen Bildungen der Oberjuraneocomschichten und durch Umlagerung mit dem übrigen kalkalpinen Material in die Kieselkalkrandgruppe.

Die nunmehr am Nordalpenrande vorliegenden Beobachtungen stützen in keiner Weise die Annahme, daß zwischen helvetischem und ostalpinem Becken noch eine eigene Gesteinswelt als gesonderter Ablagerungsbereich mit selbständiger (leontinischer) Fazies vorhanden war, sondern lediglich eine zum Teil mit ostalpinen mesozoischen Gesteinen überdeckte Aufwölbung des kalkalpinen Untergrundes, der Detritus für das Flyschmeer lieferte und dessen Ausdehnung in der jüngeren Flyschperiode sich erheblich erweiterte, so daß bei seiner Zerstörung die gewaltigen Schuttmassen aus Quarz und Glimmer der Sandsteingruppe hervorgehen und im Flyschtrog aufgehäuft werden konnten (Z. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, 1923, S. 173, 174).

Nachfolgende Dünnschliffbeschreibungen beziehen sich auf derartige klastische Gesteine des oberen Jura und des Neocom:

1. Feinkörnige Kalkbrekzien.

Körner aus dichten und feinkristallinen Kalken. 1 Korn mit *Calpinella alpina*.
2 Körner Lias-Spongienkalke. Mattgrünes chloritisches Mineral. Quarzkörner und Körner von Quarzaggregaten. Scheibengraben, Tegernsee.

Meist Körner aus dichtem Kalk, oft ganz erfüllt von *Calpionella alpina*, rote Hornsteine mit Radiolarien. Zahlreiche durch Kalkspat verheilte Zertrümmerungsrisse. Saurüssel-Graben, Tegernsee.

Körner aus dichtem und kristallinem Kalk. 1 Korn aus einem an Quarzkörnern sehr reichem Kalk. Quarzkörner und Splitter. Einzelne Körner des chloritischen Minerals. Bindemittel aus Kalzit stark hervortretend. Scheibengraben, Tegernsee.

1 Korn Spongienlias mit zahlreichen Kieselnadeln. Kalk mit Radiolarien. 1 Korn reich an *Calpionella alpina*. 1 Korn chlorit. Min. Verkieselter Schalenrest. Die Körner sind ohne Bindemittel aneinandergesetzt. Gscheigraben, Fockenstein.

2. Stark verkieselte Feinbrekzien.

Vorherrschend Körner aus dem chloritischen Material, außerdem Körner aus dichtem und körneligem Kalk, die sämtlich gut gerundet sind und die zusammen mit etlichen Quarzkörnern in sehr reichlich vorhandenem körnigem und büscheligem Chalzedonbindemittel schwimmen, ohne sich gegenseitig zu berühren.

Scheibengraben, Tegernsee.

Vorherrschend ist das chloritische Material, außerdem kleine gerundete ganz dichte Kalkkörnchen. Rote Hornsteinfetzen. Quarzkörner und Splitter. Meist feinkörniges Chalzedonbindemittel. Zahlreiche Kalkspatrisse.

Scheibengraben, Tegernsee.

Chloritische Körner reichlich, dichte Kalkkörnchen, Quarzkörner eingeschlossen in einer stark hervortretenden Grundmasse aus körnigem und büscheligem Chalzedon, die oft in verschiedenen Richtungen von Kalzitadern durchzogen ist, so daß wabenförmige Texturen entstehen.

Scheibengraben, Tegernsee.

Stark verkieselte Feinbrekzie. Das Bindemittel völlig, die klastischen Bestandteile vorwiegend silifiziert. Die ursprünglich feinkörnigen Kalzitgemengteile sind in feinkörnigen Chalzedon und das ursprünglich gröberkörnigere Bindemittel in büscheligen Chalzedon umgewandelt. In einzelnen mehr oder minder stark silifizierten Kalkkörnchen sind Durchschnitte von kieseligen Spongiennadeln wahrnehmbar. Reste des ursprünglichen Kalzit lassen Einschlüsse von *Calpionella alpina* erkennen. Erhebliche tektonische Zertrümmerung, da ein Gewirr durch Kalkspat verheilte Risse, Körner und Bindemittel als jüngste Bildung durchschneiden.

Rautbach, Hohenschwangau.

3. Sandige Kalke zum Teil verkieselt.

Stellenweise verkieselter Kalk mit reichlich *Calpionella alpina* und Beimengungen von Quarz- und chloritischen Körnern. Eine kieselige Spongiennadel im Längsschnitt.

Scheibengraben, Tegernsee.

Dichter Kalk mit Verkieselungen. Einzelnen Glaukonitkörnern, Quarz- und chloritischen Körnern.

Scheibengraben, Tegernsee.

Im wesentlichen bestehen die klastischen Einlagerungen der Oberjura-Neocomschichten am nördlichsten Rande der Kalkalpen aus aufbereitetem kalkalpinem, nahe seinem Ursprungsort abgelagertem Material und zwar ganz vorwiegend aus oberjurassischem Gestein. Aber auch gut erkennbarer Spongienlias ist verschiedentlich beigemischt. An fremden Bestandteilen führen die Feinbrekzien mehr oder minder reichlich Quarzkörner und oft in großer Menge die Körner aus chloritischem Material. Auch in den oberjurassischen Kalken sind die letzteren vielfach als Einschlüsse enthalten. Die Quarzkörner entstammen dem nördlich hervortauchenden vormesozoischen Untergrunde der Kalkalpen und die chloritischen Körner sind in Zusammenhang zu bringen mit den Diabaseruptionen am Nordrande der ostalpinen Geosynklinale.

Auffallend ist die oft starke Anreicherung von Kieselsäure in diesen klastischen Oberjura-Neocomlagen. Zum Teil ist dieselbe noch als Opal vorhanden, tritt jedoch zumeist als büschelig-körneliger Chalzedon auf und stellenweise ist der Umstehungs-

prozeß der gelförmigen Kieselsäure auch bis zum Quarz vorgeschritten. Von der Verkieselung wurde wohl zunächst das ursprünglich vorhandene kalzitische Bindemittel ergriffen und teilweise die durch Kalzit verheilten Sprünge, sehr häufig aber auch in weitem Umfang die Karbonatkörner und die Körner aus chloritischem Material.

Nach Abschluß des Manuskripts konnte noch eine Feinbrekzienlage aus dem Neocom des Aalbaches, östlich vom Tegernsee, untersucht werden, die östlich der Zahl 935 bei der Aalbach-Alpe ansteht. Mehrere Dünnschliffe zeigten folgende Zusammensetzung:

1. Vorherrschende Bestandteile: Dichte Kalkkörner zum Teil mit *Calpionella alpina*, dunkle schmutzige Fetzen mit meist kalzitisierten Spongien (1 Korn mit zahlreichen Querschnitten von kieseligen Spongien), kristallinische Kalzit- oder Dolomitmörner, Körner von Quarz und Quarzaggregaten. Außerdem ein länglicher aus Muskovit und Quarz bestehender Glimmerschieferfetzen, 1 Gneiskorn aus Quarz, Biotit, Orthoklas und Oligoklas, 1 serizitisierte Orthoklas mit etlichen Einschlüssen eines grünen, stark pleochroitischen, optisch negativen Minerals (Pennin), 1 verkieselter Echinodermenrest. Verkieselungen sowohl in den Kalkkörnern wie auch in den reichlichen Kalzitneubildungen des Bindemittels.

2. Vorherrschende Bestandteile wie im ersten Schliff. Ferner einzelne Körner des chloritischen Minerals, darunter 1 lichtgrünes mit schwacher Andeutung einer Gitterstruktur, 1 größerer Fetzen aus Muskovitschuppen, 1 serizitisiertes Feldspatkorn, Echinodermen- und Schalenreste.

3. Dieselben vorherrschenden Bestandteile. Unter mehreren lebhaft grün gefärbten chloritischen Körnchen tritt besonders ein etwas größeres mit sphaerolithischer Struktur (spilitähnlich) hervor, einige serizitisierte Feldspatkörner, etliche aus Glimmerschuppen bestehende Körner.

Die wesentlichsten Komponenten der Feinbrekzien aus den westlichen Tegernseer Bergen kehren auch in diesen Gesteinen wieder. Vorherrschend sind die oberjurassischen und liassischen Gemengteile, die kristallinischen Karbonatkörner deuten auf Hauptdolomit hin, auch die wichtigen chloritischen Körner sind vorhanden. Zu den Quarzkörnern gesellen sich noch Glimmerschiefer, Gneis und Feldspäte, welche die Nähe des vormesozoischen Untergrundes unzweifelhaft machen.

Außer den Feinbrekzien der Kieselkalkrandgruppe wurden im Vorhergehenden häufig Feinbrekzien erwähnt, die sich als mehr oder minder mächtige Bänke in der Grenzregion der beiden Flyschgruppen einstellen. Die Zusammensetzung derselben sollen nachstehende Dünnschliffbeschreibungen erläutern:

Unter den die Feinbrekzie aufbauenden Bestandteilen zeigen sich solche von dichten Kalken mit einzelnen Spongiennadeln und Quarzkörnchen. In anderen Kalkkörnern reichern sich die Quarzkörnchen an, so daß sandige Kalke mit Spongiennadeln sowie etlichen Glaukonitkörnern entstehen. Dazu gesellen sich unreine Kalke mit Kohlenstäubchen, reichlichem Gehalt an Quarzkörnern, Glaukonit und Spongien, stellenweise auch Foraminiferenbruchstücken. Häufig sind die Kalke unregelmäßig durchdrungen von Kieselsäure und Eisenerz. Alle diese mehr oder minder stark von organischem und klastischem Material sowie von Glaukonit, Eisenerz und kieseligen Neubildungen erfüllten, etwa zwei Drittel der Gesamtmasse des Gesteins ausmachenden Körnchen, sind typische, durch Aufbereitung zusammengetragene Gesteine der

Kieselkalkgruppe des Flysches. Als weiterer wesentlicher Gemengteil findet sich Quarz in eckigen und gerundeten Körnern. Ferner Glaukonitkörner, Foraminiferen in Bruchstücken und ganzen Gehäusen, einzelne Echinodermenreste.

Merkwürdigerweise wurde ein Kern festgestellt von melaphyrartigem Habitus mit deutlichen zwillingslamellierten Feldspäten und starker Pyritimprägation in der Grundmasse, so daß deren Natur nicht kenntlich war.

Enzenauer Berg, Heilbrunn.

Die karbonatischen und karbonatisch-sandigen Komponenten treten gegenüber den Quarzkörnern stark zurück. Ein Korn eines schmutzigen Kalkes mit Kohlenstäubchen zeigt in großer Menge kalzitisierte Spongiennadeln und daneben durch die Wanderung der SiO_2 entstandene Verkieselungen. Ein stark verzerrter Gneisfetzen. Braune Biotitschuppen. Pyrit. Glaukonit. Bindemittel aus Kalzit bestehend.

Enzenauer Berg, Heilbrunn.

Teils dichte, teils feinkristallinische oder mehr sandige Flyschkieselkalkkörner. Oft frei, oft mehr oder minder stark von in Kalzit umgewandelten Spongiennadeln erfüllt. Einzelne graugrünliche schmutzige Flyschfetzen ganz durchsetzt von einem Haufwerk längs- und quergestellter Spongiennadeln und von Eisernerz Neubildungen. Quarz- und Flyschkieselkalkkörner etwa in gleicher Menge. Foraminiferen, Glaukonitkörner. Außerdem ziemlich große Blättchen, die nach ihrem Pleochroismus von tiefgrün zu hellgelb bei glimmerähnlicher Doppelbrechung als Glaukonit angesprochen werden. Der Charakter des Minerals konnte nicht bestimmt werden. (ROSEBUSCH, Physiographie der Mineralien I. 2.)

Schellengraben, Heilbrunn.

Etwas feinkörnigeres Gemenge von Quarz und zumeist schmutzigen Kieselkalken. 1 größerer Fetzen reich an Spongiennadeln und einzelnen Glaukonitkörnern. Auch die kleineren Kieselkalkkörner lassen Spongiennadeln, Quarz- und Glaukonit erkennen. Im Gestein findet sich Glaukonit in Körnern und Blättchen. Außerdem grünlich-bräunlicher Biotit mit Rutilnadelchen und Leukoxen.

Schellengraben, Heilbrunn.

Abweichend von den Feinbrekzien der Kieselkalkrandgruppe werden diese Brekzien an der Grenze der beiden Flyscheinheiten vorwiegend aus Fetzen und Körnern von Flyschkieselkalk aufgebaut. Es sind also Verlandungen am Ausgang der jüngeren Flyschperiode anzunehmen, die zu einer Aufbereitung der Kieselkalkgesteine führte und eine schwache Ungleichförmigkeit zwischen beiden Flyschgruppen hervorriefen.¹⁾ Eine Diskordanz, die während der Danien-Untereozänzeit sich über weite Teile der Flyschzone erstreckte und zur vorübergehenden Trockenlegung beträchtlicher Randsenkenteile führte, wie besonders von KOCKEL²⁾ bei seiner umfassenden Darstellung der mannigfachen Entwicklungsgeschichte des nördlichen Ostalpengebirges während der Kreideperiode hervorgehoben wird (vgl. S. 15, 16).

Die Beimengungen von Quarz, Glimmer und Gneis deuten auf Beeinflussung von nördlich vorgelagertem, aus älteren Gesteinsarten bestehendem Festland hin, während die Herkunft des einzelnen Kornes von melaphyrartigem Habitus unsicher bleibt. —

¹⁾ HAHN: Einige Beobacht. i. d. Flyschzone Südbayerns l. c. S. 534. — Tegernseer Berge l. c. S. 18. — Tekton. Fragen im oberb. Voralpengebiet l. c. S. 373. — Über Konglomerate und Brekzien l. c. S. 174, 175.

²⁾ Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitteilungen d. Geolog. Ges. in Wien. XV. Bd. 1922. S. 133, 148, 149, 164.

In einer neueren Abhandlung kommt AMPFERER¹⁾ zu dem Resultat, daß die gewaltigen Schuttmassen der Molasse und des Flysches von den Alpen scharf getrennt sind und nicht von diesen hergeleitet werden können, sondern dieselben müssen von Gebirgswällen stammen, die zwischen ihren Bildungsbereichen und dem heutigen Alpengebiet lagen und jetzt durch Überschiebung verhüllt sind.

Das genaue Studium des Schuttmaterials von Flysch und Molasse und dessen ungeheure Anhäufung muß zweifellos zu dem Schluß führen, daß dasselbe sicherlich „jeder Verbindung mit dem Alpenkörper entbehrt“ und sich „keine dazu passenden Ursprungsstätten in den heutigen Alpen entdecken lassen“.

Für die tiefere Flyscheinheit bedarf diese Annahme jedoch einer gewissen Einschränkung. Die Kieselkalkgruppe entbehrt in den südbayerischen Alpen bis zur Wertach nicht der Verbindung mit dem Alpenkörper. Grober Block- und Grobschutt wie auch feiner Grus und umgelagerter Mergel aus den Kalkalpen und deren cenomaner Überdeckung bauen vorwiegend die südlichsten Teile der tieferen Flyscheinheit auf und bestehen im wesentlichen aus streng lokalen, den Cenomanablagerungen sehr ähnlichem Schuttwerk, das als Randfazies der Kieselkalkgruppe am Kalkalpenrande sich bildete.

Die fremdartige und vornehmlich nicht alpine Beschaffenheit des Molassematerials besteht im Vorland der südbayerischen Alpen auch nur für die Oligozänmolasse, nicht aber für die Obermiozänmolasse, in der tatsächlich ganz erhebliche Mengen von echtem alpinem Hochgebirgsschutt aufgehäuft liegen. Mit den Flinzmergeln verzahnt finden sich an deren Südrande die geringen, bereits durch starke Geröllauslese gekennzeichneten Reste der gewaltigen Massen von jungtertiärem Abtragungsschutt, der den Bereich der Oligozänmolasse ehemals überdeckte. Die schwache Beteiligung eigentlicher kalkalpiner Gesteine an den ganz vorherrschend den Vorbergen (Flysch und Helvetikum) entstammenden Geröllen aus nur sehr widerstandsfähigem Material in diesen erhalten gebliebenen nördlichsten Ausläufern der großen alpinen Schuttmassen ist dadurch zu erklären, daß dasselbe infolge der längeren Transportwege und geringeren Härte verloren ging (Centralblatt 1922, S. 402—408).

Nicht erst im Diluvium, sondern bereits in der obermiozänen Molasse finden wir also eine Ablagerung, die eine enge Schuttverknüpfung und Sedimentärverwandtschaft mit den Alpen zeigt, wenn auch die Verbindung mit den Ursprungsgebieten durch spätere Erosion unterbrochen wurde, und diese Schuttanhäufungen müssen mit den letzten großen alpinen Bewegungen in Zusammenhang gebracht werden, wodurch die gewaltige Transportkraft des Wassers seine Erklärung findet, welche die Schotter über die gesamte fremdartig zusammengesetzte, noch nicht in Falten gelegte Oligozänmolasse so weit nördlich vorgestoßen hat.

Der jungtertiäre Hochgebirgsschutt braucht nicht durch Überschiebung verhüllt zu sein. Er lag im bayerischen Voralpenland in großen Mengen und weit nach Norden reichend als mächtige Schuttmassen vor den Alpen.

Auch KOCKEL kommt zu dem Schluß, daß das Heimatgebiet des oberbayerischen Flysches am Nordrand der Alpen zu suchen sei, wo Gesteine des tieferen Untergrundes der Abtragung ausgesetzt waren, die später durch Überschiebung verhüllt wurden. (Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit l. c. S. 124.)

In den östlichen Ostalpen wird eine in Hebung und Abtragung begriffene Emporwölbung des tieferen Untergrundes angenommen, die jedoch keine hohe ge-

¹⁾ Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrbuch der Geolog. Bundesanstalt. 1923. 73. Bd. S. 121.

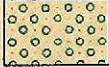





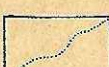

schlossene Kette, sondern eine Reihe flacher Inseln bildete, die sich zwischen obercretacisch-eozäner Randsenke und den Kalkalpen einschaltete. Diese Zone autochthoner obercretacischer Randmassive lieferte nach Norden den groben und feinen Schutt für den Flysch und nach Süden werden die Gosauschichten beeinflusst. Lediglich im oberen Campanien fiel diese Schranke zwischen Gosau- und Flyschmeer. Die Massive wurden vom Wasser überflutet (l. c. S. 145—147). Die westliche Fortsetzung der Zone autochthoner kristalliner Randmassive der östlichen Ostalpen bildet der rumunische Rücken, der also in Südbayern auch zwischen Kalkalpen und Randsenke gelegen und Schlamm, Sand und Konglomeratmaterial in das Flyschmeer geliefert hat, bis derselbe ebenso wie die autochthonen obercretacischen Randmassive der östlichen Ostalpen von den kalkalpinen Decken überfahren wird und so verliert seinen Einfluß auf die Randsenkensedimente verliert (l. c. S. 159).

Die nunmehr von der Salzach bis zum Allgäu erkannte tektonische und sedimentäre Verschweißung von Flysch und Kalkalpen,¹⁾ sowie die genauere Untersuchung der Bestandteile der südlichen Randzone des Flysches (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, 1923, S. 155) — die damals noch nicht fertiggestellt waren — (Ostalpen zur Kreidezeit l. c. S. 124) zwingen jedoch dazu, den Lieferungsbereich von Schutt für das Flyschmeer in Südbayern weiter nördlich zwischen Flysch und helvetische Kreide zu verlegen.

Die Dürnbachbrekzien und andere Schubsplitter an der Überschiebungsbahn des Flysches können nicht von einem Rücken stammen, der zwischen Kalkalpen und Flysch lag (l. c. S. 122), da sie ja im nördlichen Randgebiet vom Flysch auftreten und daher ihr Ursprung auch im nördlichen Untergrunde des Flysches gesucht werden muß.

¹⁾ RICHTER: Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922 S. 242. — BODEN: Das. 1922 S. 372.

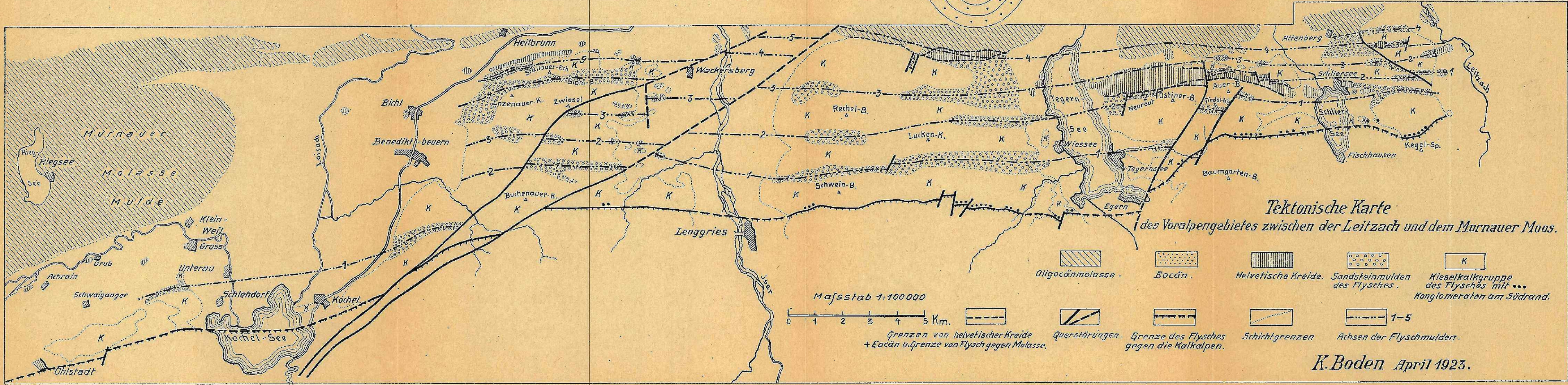
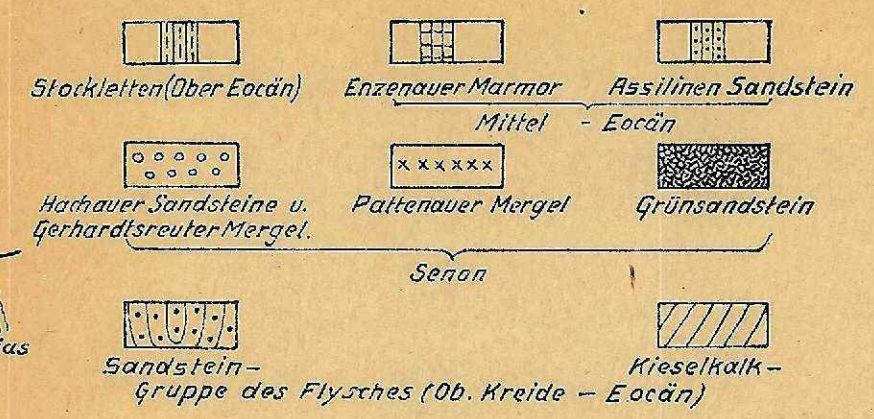
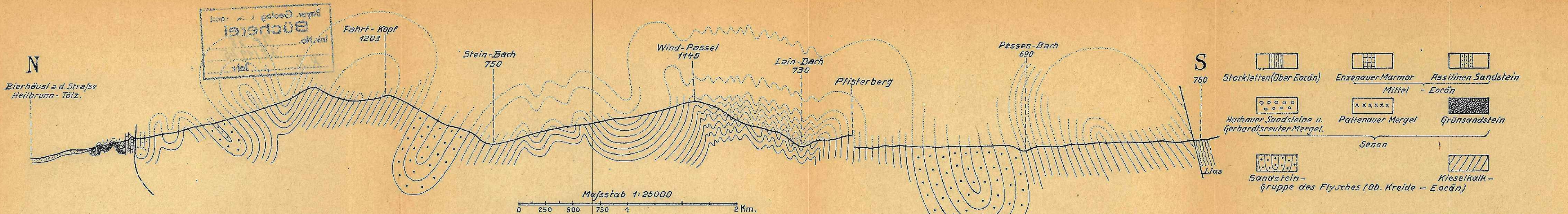
Zeichen - Erklärung

-  Moränendecke des Flysches
-  größere zentralalpine Blöcke
-  Eocän
-  Senon
-  Sandstein- } Gruppe des Flysches
-  Kieselkalk- }
-  Schichtgrenzen
-  Störungslinien



Geologische Karte
 des
Flyschgebietes
 zwischen Isar und Loisach
 aufgenommen von
 K. Boden
 1: 25 000.





K. Boden April 1923.

Geologie der Umgebung von Passau.

Von

Dr. Joseph Stadler, Passau.

Mit einer geologischen Karte 1:25 000.

Vorwort.

Das Gebiet, mit dem sich vorliegende Arbeit beschäftigt, gehört dem südlichen bayerischen Walde an, wo derselbe nach Süden zu in das Tertiärgebiet übergeht. Der erste Versuch zu einer geologischen Kartierung dieser Gegend ist enthalten in der Karte, welche Forstmeister LUDWIG WINEBERGER im Jahre 1851 seiner Beschreibung des bayerischen Waldgebirges und des Neuburgerwaldes beigegeben hat. Außer diesem ersten Versuch einer geologischen Kartierung des Gebietes existiert die Übersichtskarte von GÜMBEL, Blatt Passau, und ein kleines Kärtchen zu ALEX. FRENTZELS „Passauer Granitmassiv“. Um eine Grundlage zur Bearbeitung einer geologischen Karte im Maßstabe von 1:25 000 zu erhalten, mußte daher an eine vollständige Neuaufnahme des Gebietes geschritten werden. Dieser kam hier der Umstand zustatten, daß in den tief eingeschnittenen Flußtälern die kristallinen Gesteine häufig freigelegt sind, anderseits auch viele künstliche Aufschlüsse derselben in Straßen- und Eisenbahneinschnitten, sowie zu technischer Ausbeutung des Materials eröffnet sind. Selbst die minderwertigen Gneisgesteine werden zum Zwecke der Flußverbauung vielfach ausgenützt. Auch die marinen und Süßwasser-Sedimente werden nebst den Lössen als Kalk, Mergel, Bausand und Schotter allenthalben abgebaut. Erschwerend für die Aufnahme sind die großen Waldbestände, die oft auf weite Strecken hin einem genauen Einblick in die Lagerungsverhältnisse recht hinderlich werden. Besonders schwierig wurde die Unterscheidung der Verwitterungsprodukte des Mergels, Tons oder der feineren Sande, von jenen des Löß. Solche Verwitterungsprodukte können einander zum Verwechseln ähnlich sehen. Der geologischen Karte liegen folgende topographische Blätter zugrunde: Blatt Passau, von den Blättern Engertsham und Vornbach der östliche Teil, Blatt Fürstenzell, von den Blättern Hals und Haselbach der südliche Teil. Das Blatt Fürstenzell wurde größtenteils vom Regierungsgeologen Dr. H. ARNDT in München, das Blatt Engertsham größtenteils vom Landesgeologen Dr. L. MÜNICHSDORFER in München aufgenommen.

Es ist meine Pflicht, hier meines verehrten Lehrers in der Petrographie, des leider zu früh aus dem Leben geschiedenen Dr. E. WEINSCHENK, dankbar zu gedenken. Besonderen Dank spreche ich Herrn Geheimrat Professor E. KAISER in München aus, dessen viele Anregungen, namentlich in Bezug auf den morphologischen Charakter der Gegend, die Arbeit wesentlich gefördert haben. Warmer Dank gebührt Herrn Dr. SCHRÖDER in München, der so viele paläontologische Bestimmungen für

meine Arbeit in stets zuvorkommender Weise ausgeführt hat. Nicht minder dankbar bin ich Herrn Oberbergdirektor Dr. O. REIS für die Bestimmung der Fossilien aus den Meeressanden von Holzbach und Perzl. Ein Wort des Dankes gebührt auch Herrn Hochschulprofessor Dr. BRUNNER in Passau, der mir die Apparaturen zur Verfügung stellte, um die Schlämmung der Böden und die Bestimmungen über Kalkgehalt und kolloidalen Zustand derselben ausführen zu können, und Herrn Univ.-Professor Dr. WEBER für verschiedene Anregungen und Literaturnachweisungen.



Bild 1.

A. ALT, Photohaus, Passau.

Totalansicht von Passau von Osten gesehen.
Zusammenfluß von Donau, Inn und Ilz.

Einleitung.

Dem Passauer Gebiet drücken die drei Flüsse Donau, Inn und Ilz mit dem Netz ihrer Nebengewässer, unter denen besonders die Gaissa zu erwähnen ist, sein orographisches Gepräge auf: Eine Landschaft mit ziemlich gleichmäßigen Höhenzügen, zerschnitten von tiefen Flußtälern. Gegen die Talsohlen fallen die Höhenzüge teils steil ab, teils senken sie sich in schmälern oder breiteren Stufen terrassenförmig nieder. Durch kleine Talweitungen wird stellenweise Raum für tiefgelegene quartäre Flußterrassen ausgespart, während anderwärts wieder die felsigen Abhänge so unmittelbar an die Flußufer herantreten, daß kaum Platz übrig bleibt für die Verkehrswege. So treten die Felsen unmittelbar an das Strombett heran zwischen Vornbach und Passau, an der Löwenwand, an der Gaissamündung, am Oberhauserberg, zwischen Passau und Lindau, und im Ilztal. Der nördlich der Donau gelegene Teil des Gebietes wird quer zum südöstlichen Streichen der Schichten nicht bloß von der Ilz, sondern auch von zahlreichen kleineren Flußtälern durchschnitten, wie vom Satzbach, Walchbach, Aumühlbach, der Gaissa und dem Irringerbach. Die zwischen den Flußtälern sich lang hinstreckenden Höhenrücken tragen die verkehrsreichen alten Straßen, während die Eisenbahnen im allgemeinen den Flußtälern folgen. Nur die Bahn Passau—Waldkirchen überschreitet den Höhenzug zwischen Donau und Ilz mit einem Kulminationspunkt von 140 m über dem Donauspiegel.

Die Höhen nördlich der Donau im Passauer Gebiet überschreiten 450 m nicht. Der 542 m hohe Büchlberg bei Garham und der 557 m hohe Ebersberg liegen bereits außerhalb des behandelten Gebietes.

Das südlich der Donau gelegene Passauer Gebiet umfaßt den westlichen Anteil der südlichsten Ecke des bayerischen Waldes, den die Donau vom Hauptmassiv abgetrennt hat, besonders jenen Landstrich, der sich in dem zwischen Inn-Vils-Rottmündung gelegenen Dreieck ausbreitet. Für diesen ist der Name Neuburger Wald gebräuchlich. Er fällt zu Inn und Donau steil ab, gegen deren Zusammenfluß hin zieht er sich zu einer Landzunge aus, auf welcher Passau liegt, im Südwesten senkt er sich gegen die Täler der Rott, Wolfach und Vils nieder, um in die bayerische Hochebene überzugehen. Der Kamm des Neuburger Waldes zieht von Nordwest nach Südost mit der höchsten Erhebung des Passauer Gebietes auf der Hochgasse in 499,30 m Meereshöhe. Südlich des Inn erhebt sich das Gebiet von der Höhe des Mariahilfberges in sanfter Steigung zu den Granit- und Gneiskuppen des Fronforstes und Hochbuchs in Österreich.

I. Geologischer Aufbau.

Unter den Gesteinen des bayerischen Waldes nehmen die injizierten Schiefer oder der herzynische Gneis GÜMBEL's die größte Fläche ein. Die schichtenartige Zusammensetzung dieser injizierten Schiefer aus zwei im wesentlichen verschiedenen Komponenten, nämlich dem dunklen Umwandlungsprodukt eines Tonschiefers einerseits und einem hellfarbigen granitisch-aplitischen Gesteinskomponenten andererseits, weist darauf hin, daß das erstere von einem sedimentären Tonschiefer, der letztere aber unmittelbar aus einem granitischen Schmelzfluß her stammt. Es muß also das Gebiet des bayerischen Waldes, entsprechend der jetzigen weiten Verbreitung der injizierten Schiefer, einmal weithin gleichmäßig in eine mächtige Decke von Tonschiefern eingehüllt gewesen sein, und zwar von solchen proterozoischen oder paläozoischen Alters, wie sie heute noch in Böhmen zwischen Prag und Pilsen nahe an den bayerischen Wald heranreichen und durch eine Phyllit- und Kieselschiefer- und endlich die Glimmerschieferzone des Ossergebirges in die injizierten Schiefer des bayerischen Waldes übergehen. Durch irgend einen gebirgsbildenden tektonischen Druck wurden die Tonschiefer gefaltet. Dieselbe tektonische Kraft hat aus der Tiefe granitisches Magma aufgetrieben, das sie zwischen die gelockerten Blätter des Schiefers, allen Faltungen und Fältelungen desselben folgend, hineinpreßte, wobei die Schiefer häufig zerrissen und vom Schmelzfluß quer durchsetzt wurden. So mußte aus dem klastischen Schiefer durch Injizierung mit granitischem Magma ein hochmetamorphes Mischgestein von gneisartiger Beschaffenheit hervorgehen, nämlich die injizierten (1) Schiefer. Der Faltungs- und Injizierungsvorgang wird gewöhnlich in die Karbonzeit verlegt und so als eine Teilerscheinung jener gewaltigen Krustenbewegung betrachtet, welche damals durch ganz Mitteleuropa den varistischen Gebirgsbogen aufgefaltet hat. Vielleicht geschah Faltung und Injizierung noch viel früher.

Im Passauer Gebiet, besonders der Donau entlang, machen die injizierten Schiefer die Hauptmasse der Gesteine aus. Erst in einiger Entfernung von der Donaulinie kommen sowohl gegen Norden als gegen Süden hin größere Granitintrusionen zur Geltung.

In diesen Schiefen des Ilz-, Donau- und Satzbachtales, aber auch anderwärts finden sich Putzen, Linsen und auch konkordante Lagen von Gabbro, Bojit

und Amphibolit. Schmelzflüsse dieser basischen Gesteine müssen ihrer Lagerung nach schon vor den granitisch-aplitischen Injektionsschmelzen emporgedrungen sein. Kalkhaltige Einlagerungen der Tonschiefer wurden gelegentlich der Injektion kontaktmetamorph je nach dem Grade ihres Kalkgehaltes in körnigen Kalk oder in Kalksilikatfels umgewandelt. Dieser marmorisierte Kalk schließt meist Graphitblättchen ein. Überhaupt erscheint im Passauer Gebiet, wie auch anderwärts, der Graphit sehr häufig in unmittelbarer Berührung mit dem körnigen Kalk (2).

Die Frage der Entstehung des Graphits ist noch umstritten. Man suchte das Vorkommen desselben in den injizierten Schiefen pneumatolytisch zu erklären, als ein Produkt postvulkanischer Prozesse, die sich in der Umgebung granitischer Intrusionsmassen abspielten, indem sie einen Zerfall sehr labiler Kohlenoxydverbindungen, der sogen. Karbonyle, bewirkten. Die hiedurch freigewordenen gas- und dampfförmigen Bestandteile der Karbonyle, darunter auch der Kohlenstoff, drangen aus dem Erdinneren in die stark verruschelten Teile des injizierten Nebengesteins hinein und setzten sich dort unter Zerstörung verschiedener mineralischer Bestandteile derselben fest (3) (4). Andere nahmen an, daß der Kohlenstoff aus Karbiden direkt aus dem Innern der Erde den Graphitschiefern zugeführt wurde. Besonders beachtenswert erscheint der Hinweis auf eine derartige Entstehung des Graphits aus dem Kalziumkarbid, weil die Bestandteile des letzteren, nämlich Kalzium und Kohlenstoff sich im Passauergraphitgebiet als Kalk und Graphit in reichlicher Menge und meist enger Vergesellschaftung wieder finden (5) (6).

Der Graphit kann aber auch als ein Produkt der Injektion granitischer Schmelzmassen in die Tonschiefer erklärt werden, welche einen mehr oder minder hohen Gehalt der Schiefer an Bitumen durch Kontaktmetamorphose in Graphit überführte, wie sie den Kalkgehalt derselben in körnigen Kalk umwandelte (7) (8) (9).

In das Mischgestein der injizierten Schiefer preßten sich nach deren Verfestigung, größtenteils diskordant, dioritische und dann zeitlich verschiedene zahlreiche und vielfach mächtige granitische Intrusionen als Flachgänge hinein. Diese Granitintrusionen sind keine Batholithe, als welche sie aufgefaßt wurden (10), weil sie nicht bodenlos in die ewige Teufe fortsetzen. Auch als eigentliche Lakkolithe können sie nicht bezeichnet werden (11), weil sie nicht an Ort und Stelle in der Tiefe wurzeln. Nach Cloos bilden sie vielmehr Flachgänge in den injizierten Schiefen, deren Wurzeln in der Zone des Pfahl zu liegen scheinen (12). Daher ist in Granitbrüchlen und Taleinschnitten vielfach zu beobachten, daß der Granit auf Gneis lagert, aber auch von Gneis überdeckt wird. Was das Alter der Granitintrusionen anlangt, hat KATZER (12a) nachgewiesen, daß silurische Tonschiefer durch Granite Mittelböhmens kontaktmetamorph beeinflußt sind. Andererseits lagern auf dem Granit bei Regensburg permische oder oberkarbonische Sedimente. Die Granitintrusionen erfolgten demnach nach dem Silur und vor dem Perm und stehen wohl mit der karbonischen Gebirgsfaltung in Beziehung.

Die Intrusivgesteine, ebenso wie vielfach die injizierten Schiefer, sind durchschwärmt von Ganggesteinen, einerseits den salischen Pegmatiten, Apliten und Gangquarzen, andererseits den femischen Lamprophyren.

Am Südrand des kristallinen Gebirges haben sich Ablagerungen des Jura erhalten, der in der Ortenburger Gegend als Dogger und Malm entwickelt ist, während er bei Fürstencell nur mehr als Malm erscheint. Allerdings ist dort das Liegende des Malm bis jetzt noch unbekannt. Reste kretazischer Ablagerungen, welche zwischen Vilshofen und Ortenburg teils in weichen mergeligen, teils in harten kalkigen Lagen

aus dem Turon und Senon sich finden, sind bei Fürstzell nicht nachgewiesen (13) (14) (15). Erst im jüngeren Tertiär erfolgten wieder Ablagerungen am Südrande des kristallinen Gebirges. Es sind die miozänen Meeressande, ferner in weitester Verbreitung der mittelmiozäne Meeresschlier, der infolge stellenweiser Aussüßung des Meeres in brackische Sedimente übergeht. Letztere, zwischen Ortenburg, Aidenbach, Pfarrkirchen und Simbach-Markt so reichlich ausgebildet, konnten im Passauer Gebiet mit ihrer typischen Fauna nicht nachgewiesen werden. Über diese marinen Schichten und weit über dieselbe hinausgreifend breiteten sich im Obermiozän die Schichten der oberen Süßwassermolasse aus, bestehend in Sanden, mergeligen oder tonigen Schichten mit häufigen Einlagerungen von Braunkohle. Diese Ablagerungen faßt KLÜPFEL zusammen als „Kohlentertiär“. Darüber breiten sich Glimmersande, der sogen. Flinz, ferner arkosenartige Sande, denen viel Feldspat beigemischt ist, und endlich häufig mächtige Schotterdecken aus. Diese obersten Süßwasserablagerungen nennt KLÜPFEL (16) „Auswaschungstertiär“.

Die Braunkohlenbildung im Obermiozän deutet auf die Einebnung einer Landschaft hin, die vielleicht im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen die Transportkraft der Gewässer verloren hat und dadurch einer Versumpfung anheimfiel, wobei es in walddreichen Niederungen zur Bildung von Braunkohlen kam.

Im obersten Miozän setzte eine teilweise Abtragung des „Kohlentertiär“ und Neuauffüllung mit Sanden und Schottern ein. Diese sind häufig durch ein quarziges Bindemittel zu Quarziten und quarzitischen Konglomeraten verbunden.

Die obermiozäne Süßwassermolasse erstreckt sich über die Meeresmolasse hinweg weit nach Norden in das kristalline Gebirge hinein.

Im Pliozän finden sich in verschiedenen Höhenlagen bis ziemlich tief in das Gebiet des bayerischen Waldes hinein Terrassenbildungen, die wohl größtenteils alte Flußläufe unserer rezenten Ströme darstellen und tatsächlich noch heute häufig mit Flußschottern bedeckt sind.

Die Talböden der Flußtäler werden streckenweise von quartären Flußterrassen begleitet. Weitverbreitet sind im Gebiet von Passau sowohl im Bereich der kristallinen Gesteine, als der im Süden davon abgelagerten sedimentären Schichten in den Flußtälern wie auf den Höhen vereinzelte Zungen oder größere zusammenhängende Decken des Lösses und des aus ihm entstandenen braunen Lößlehmes.

II. Kristalline Gesteine.

Die kristallinen Schiefer und die granitischen Massengesteine der Passauer Gegend stehen schon dadurch zueinander in enger Beziehung, daß durch die Injektion granitischen Schmelzflusses in ursprüngliches Tonschiefermaterial das Mischgestein der injizierten Schiefer entstand, mit allen Eigentümlichkeiten einer sedimentären Injektion, z. B. den Lagen dunkler Gemengteile von granoblastischem Hornfelsgefüge, abwechselnd mit leukokraten Lagen von granit-aplitischer Struktur, und häufig verzahnten Quarzen sowie häufiger Ausbildung der Feldspäte als Mikroklin mit verschwommener Lamellierung. Dieser innigen Mischung von sedimentärem Schiefergestein und granitischem Schmelzfluß entsprechen noch viele andere immer wiederkehrende Erscheinungen in den injizierten Schiefen, wie die myrmekitischen Verwachsungen von Quarz und Plagioklas, die mikropegmatitischen von Quarz und Orthoklas (17) (18) und die weit verbreitete Torsionstextur, sowie die massige Textur, welche eine Schieferung des Gesteins manchmal auf größere Erstreckungen hin überhaupt verhindert oder doch stark verwischt. In dieses durch Injektion ent-

standene Mischgestein, die Körnel- und Dichroitgneise GÜMBELS (19), sind aus dem gleichen Magmaherd, aus dem die Injizierung der Schiefer erfolgte, später noch verschiedene andere Intrusionen granitischer Schmelzflüsse erflossen, welche die Schiefer als dioritische, zum Teil auch syenitische, meist aber granitische flachgeneigte Gänge von recht verschiedener Mächtigkeit diskordant durchsetzten. Durch diese Intrusionen wurden die injizierten Schiefer abermals stark in Mitleidenschaft gezogen, indem die neuen Schmelzen sie aufrissen und quer zur Schieferungsrichtung durchdrangen. Hierbei wurden sie abermals auf weite Strecken hin kontaktmetamorph beeinflusst. Andererseits nahmen aber die Schmelzen selbst Mineralbestandteile und sogar zahlreiche kleinere und größere Trümmer des Schiefergesteins in sich auf, die sie mehr oder weniger resorbierten. So bildeten sie sich selbst in schlierige Gesteine um.

Die übrigen kristallinen Gesteine, die entweder in den injizierten Schiefen eingeschlossen vorkommen, wie die Gabbro und Bojite oder neben den Graniten erscheinen, wie die Diorite, sind abyssische Spaltungsprodukte des granitischen Magmas oder kontaktmetamorphe Erscheinungen, wie die körnigen Kalke. Die Ganggesteine: Aplite, Pegmatite und Gangquarze, sowie deren basische Ausbildungsform, die Lamprophyre, gehören zur Ganggefolgschaft der Granite.

A. Injizierte Schiefer.

1. Gesteine an der nördlichen Donauhänge östlich von Ilzstadt.

Das Gestein der Donauhänge östlich von Ilzstadt bis gegen die Lindau ist ein typischer injizierter Schiefer. Es setzt sich zusammen aus abwechselnden Lagen von hellem aplitischem und dunklem schieferigem Gestein. Die hellen Streifen ziehen sich als Schnüre, hauptsächlich bestehend aus Feldspat- und Quarzkörnern, zwischen den dunklen hin, weshalb TILL (20) das Gestein zutreffend Perlgneis nennt. Der helle glimmerarme Teil des Gneises schwillt mitunter zu Bänken von massiger Struktur an, welche Biotitputzen, meist mit gefalteter Textur einschliessen. Dieses im allgemeinen lagenweise geschichtete Gefüge des Gneises wird stellenweise durchbrochen durch eine andere Mischung der hellen und dunklen Gesteinsarten, die ihre Entstehung der Resorption dunklen Gesteins durch den sauren Schmelzfluß verdankt. Es treten dann schlierige und schuppige Strukturen auf.

Größere Feldspatindividuen kommen nicht häufig vor, wohl aber sind Quarzlinsen bis zur Faustgröße im Gestein verstreut. Chlorit findet sich in grünlichen schieferigen Putzen häufig. Kiese treten allenthalben auf; ihr Vorkommen wird auch durch Rostflecken und zahlreiche ausgewitterte Löcher im Gestein, sowie durch Haarsalze — Eisenvitriol — auf den Klüften verraten. Serizitbildung ist ebenfalls zu beobachten, besonders auf den Rutschflächen. Unter den Glimmern herrscht der Biotit vor, Muskovit ist größtenteils auf die granitisch-aplitischen Partien beschränkt. In letzteren erscheinen auch regelmäßig wohlausgebildete sechsseitige Pinitssäulchen. Almandin ist namentlich in biotitreichen Lagen häufig, in denen er sich zuweilen so anreichert, daß typischer Granatgneis entsteht. Das Gestein ist stellenweise miarolithisch ausgebildet. Auf den Hohlräumen trifft man dann häufig aufgewachsene Adularkristalle und Brauneisenbildungen.¹⁾ Unter dem Mikroskop zeigt dieser Perlgneis an Mineralien: Orthoklas, Albit-Oligoklas, Mikroklin, Perthit, Myrmekit, Quarz, Kordierit, Pinit, Hisingerit, Biotit mit Umwandlung in Bauerit, Klinochlor und Pennin, Rutilnadelchen, Zirkon mit pleochroitischen Höfen in Biotit und Kordierit. Dazu

¹⁾ Diese sekundären Bildungen finden sich in Begleitung von Chlorit, Titanit (Sphen) und Epidot.

treten noch Muskovit, Chlorit, Titaneisen, Leukoxen, Pyrit, Graphit. Die Körner weisen vielfach Verrostung auf. Viele Einschlüsse, wie Plagioklas im Mikroklin, Quarz im Orthoklas, Plagioklas, Mikroklin und Biotit, sind charakteristische Erscheinungen der kristalloblastischen Struktur des Gesteins (21). Myrmekitische Verwachsung von Feldspat und Quarz und vielfach auftretende Mörtelstruktur verraten Störungen des Gesteinsgefüges durch Druck.

Ein basischer Putzen dieses Gesteins enthält u. d. M.: Labrador, Quarz, Kordierit, Biotit, Bauerit, Granat — öfters mit Aggregatspolarisation —, Pyrit, Serizit, Rutil, Apatit, Zirkon. Das Gestein ist ganz erfüllt von Biotitfetzchen und Almandinkörnern.

Einige nicht sehr mächtige Pegmatitgänge, welche neben Aplit und Quarzgingen das Gestein quer durchsetzen, zeichnen sich durch schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat aus.

Östlich vom Pestkreuz bei Lindau nimmt das Gestein die Form eines feinkörnigen, dünnschieferigen Augengneises mit ausgeprägter flaseriger Textur an. Feine Biotithütchen durchziehen die weißliche bis violettgraue Grundmasse und umrahmen in der den Augengneisen eigentümlichen Weise kleine linsenförmige Feldspäte. Lagenweise tritt im Gestein Torsionsstruktur auf; in diesem Falle erscheinen auf den welligen Schieferflächen längliche, tiefschwarz glänzende Biotitputzen. U. d. M. zeigen sich: Orthoklas, Oligoklas, Mikroklin, Myrmekit, Perthit. Viele Quarzaugen in den Feldspäten rufen Siebstruktur hervor. Zwillingsbildung erfolgt nach dem Karlsbader- und Albitgesetz. Einige Zwillinge sind nach dem Albit- und zugleich nach dem Periklingesetz ausgebildet. Das etwas offene Achsenkreuz und die häufige Zertrümmerung des Quarzes deuten Beanspruchung des Gesteins durch tektonische Kräfte an. Biotit und Chlorit sind entsprechend der lentikularen Gesteinstextur in Bändern angeordnet mit pleochroitischen Höfen um Zirkon. Ferner erscheinen noch: Kordierit, Pinit, Serizit, Titaneisen, Titanit, Graphit, Apatit, viel Granat.

Im Eisenbahneinschnitt bei Lindau wird dieser dünnschieferige, ziemlich aplitische Gneis, auf dessen Rutschflächen Serizit- und Chlorithütchen gut ausgebildet sind, stellenweise zu einem dem Pfahlschiefer recht ähnlichen Gestein. Bemerkenswert sind mehrere dunkle lamprophyrische Gänge, die dort den

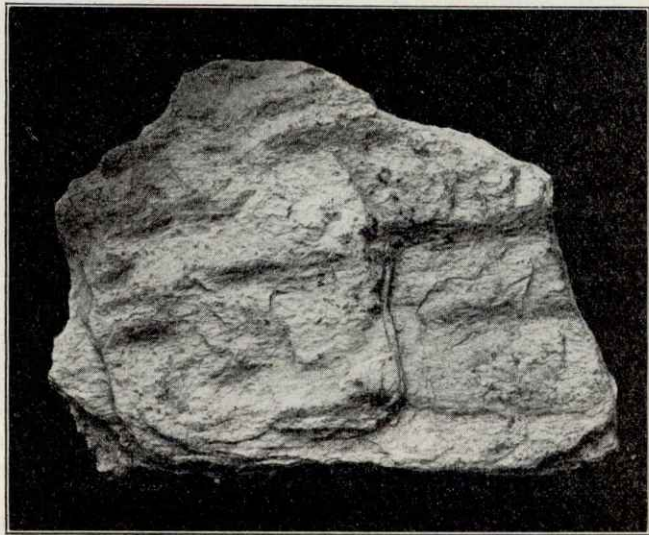


Bild 2.
Gestreifter Gneis.

Gneis in der Schieferungsrichtung durchsetzen. Auf dem Wege von Lindau nach Firmiangut nimmt der Gneis den Charakter eines fein geschieferten Aplitschiefers an, der von hellen Quarzadern durchzogen ist und sich durch eingestreute kleine, aber im Handstück noch deutlich hervortretende Turmalin- und Granatkristalle auszeichnet. Zum Teil enthält dieses helle Gestein auf den Schichtflächen dünne, bis 4 cm lange

Biotitstreifen, wodurch ein recht charakteristischer gestreifter Gneis entsteht, ganz ähnlich den im Schorgasttal im Fichtelgebirg vorkommenden gestreiften Gneisen. Auch treten in diesen schieferigen Gneisen eigentümliche Knoten auf, die an Knotenschiefer erinnern. Diese Knotenstruktur ist ein besonders sprechender Hinweis auf die kontaktmetamorphe Entstehung des Gesteins (22).

Östlich des Walchbaches geht der dünnschieferige Gesteinstypus über in normalen Augengneis, durchsetzt von Aplitgängen, die ihre Apophysen verästeln und auch häufig in der Streichrichtung der Schichten aussenden. So entstehen hier typische Bändergneise (23). Im Dünnschliff zeigt das Gestein Augenstruktur und starke Zertrümmerung. Armdicke Rauchquarzgänge, sich manchmal teilend und weithin aushaltend, sind an den Bändergneisfelsen zu beobachten. Auch Putzen von Gabbro und einem weiß und gelb gefleckten Hornblendegestein stellen sich ein, das uns besonders am Burgfelsen zu Hals wieder begegnet. Es erscheinen auch makroskopisch zu beobachtende Schmitzen von schuppigem Graphit, die ebenso, wie die auf den Feldern von Witzmannsberg verstreuten graphitführenden Gneisgesteine den Übergang vom Bändergneis in den Graphitgneis des nahen Satzbachtales kundgeben.

Am Walchbach findet sich an der nordwestlichen Ecke des Forstes Altenberg ein mittelkörniges Syenitaplitgestein, das als Gang durch einen mittelkörnigen Granit zieht. Nördlich von Zieglreuth tritt hellgrauer, feinkörniger, dünnschieferiger Gneis auf, der besonders auf den Schichtflächen viel Granat führt. Stellenweise wird dieses helle, schieferige Gestein einem Granulit recht ähnlich. In der tiefen Waldschlucht westlich von Frauenhof steht Granit an, dem ein mächtiger Stock eines redwitzitischen Gesteins eingelagert ist, der Salzwegdiorit FRENTZELS.

Im Satzbachtal schließen sich an den Bändergneis oberhalb der Löwmühle breite Aplitgänge an, denen ziemlich mächtige Granitstöcke von graublauem, mittelkörnigem Gestein folgen. Die Granitstöcke werden von körnigem Kalk umlagert, dem eine bedeutende Lage von Graphitgneis folgt. Schon seit langer Zeit wurde der Graphit des Satzbachtales abgebaut, neuerdings ist eine rationelle Gewinnung desselben durch bedeutende Aufschließungen und Anlagen vorbereitet. Erwähnung verdient ein Granatquarzfelsgang im Kontakt zwischen Bändergneis und körnigem Kalk. Derselbe ist von milchweißer Farbe und enthält hellrote Granaten. Im Kontakt zwischen Granit und körnigem Kalk finden sich Kalksilikatfelse von dichter Struktur. Neben den Apliten des Satzbachtales treten auch Syenitpegmatite auf, während der Graphitgneis von Gabbrogesteinen begleitet ist. Die übrigen gewöhnlichen Begleiter des Graphites, das Manganhydrosilikat Mog und das erdige Eixenoxydsilikat, der Nontronit, ebenso die glimmerartigen Schuppen des Batavits sind bis jetzt in geringen Mengen angetroffen worden, während Schwefelkies und Opal auch hier häufig als sekundäre Infiltrationen die lockere Graphiterde zu hartem Boos verfestigen.¹⁾

2. Linkes Ilzufer von Ilzstadt bis Hals.

Der Felsen, an dessen Fuß sich die Ilzstadt anschmiegt, ist ein Dichroitgneis von vorherrschend massiger Struktur. Er enthält Orthoklas, wenig Albitoligoklas, Mikroklin mit verschwommenen Lamellen, Myrmekit, Perthit, Quarz, Kordierit, Pinit, Biotit, Chlorit, Muskovit, Epidot, Pennin, verrosteten Pyrit, Titanit, Apatit, Zirkon, Spinell. Zwischen den Körnern liegt Rost. Der Dünnschliff ist aus dem Gestein

¹⁾ Der Graphitabbau im Passauer Gebiet ist uralte. Schon im Jahre 1250 mußte von jeder zehnten Truhe Graphit ein Zehent an das Amt Bärnstein abgeliefert werden.

beim Gasthaus zur Felsen genommen. Die hellen Gemengteile zeigen undulöse Auslöschung, neben der sich Mörtelstruktur und völlige Zertrümmerung der Quarze geltend macht. Während diese Erscheinungen unter dem Einfluß tektonischer Bewegungen entstehen, stellen die häufig in den Feldspäten eingeschlossenen Quarz-Augen wohl Injektionserscheinungen dar. In Christdobl steht an der Stelle, wo die Staatsstraße sich nach Norden wendet, ein Gneis von der gleichen granoblastischen Struktur und derselben Mineralzusammensetzung an. Er ist von einem schmalen Pegmatitgang, mit zahlreichen aufgewachsenen Quarzkristallen durchsetzt, der nach oben in Quarz und hellbraunen Jaspis ausläuft. Im Gneis treten rundliche Körner von dunkelgrünem fettglänzendem Pinit hervor. Dieser Gneis entspricht GÜMBELS dichroithaltigem, granitartigem Vorderwaldgneis (24).

Nördlich von Christdobl, an der scharfen Kurve der Straße nach Westen, erscheint Gneis mit Augenstruktur, durchsetzt von Quarzgängen. Das Gestein enthält auch Hornblende. In der Nähe davon zieht ein ziemlich mächtiger Quarzgang durch, der zu Straßenschotter abgebaut wird. Begleitet ist derselbe von zertrümmertem Augengneis der stellenweise mit einem dünnen Brauneisen- und Kaolinband an den Quarz grenzt. Zur Zeit zeigt der Aufschluß deutlich eine Knickung und Beiseiteschiebung des Gneises durch die Verwerfungskluft.

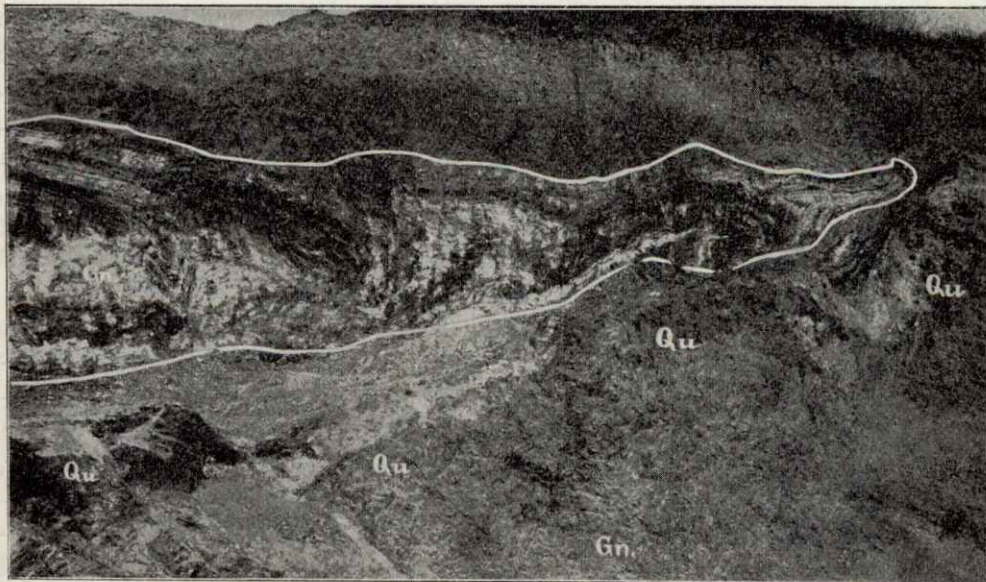


Bild 3.

Mit Quarz ausgefüllte Verwerfungskluft, durch welche der Gneis (weiß umgrenzt) gefaltet und beiseite geschoben wird.

Am Siegelberg stellt sich jener dünnstieferige aplitische Gneis wieder ein, der sich östlich von Firmiangut fand. Auch hier sind dem hellfarbigen Gestein jene dünnen, bis 4 cm langen Biotitputzen auf den Schichtfugen aufgelagert, die ihm eine eigentümliche Streifung verleihen. Neben zahlreichen dünnen Quarzadern durchsetzt ihn hier als Ganggestein schwarzer Turmalinfels. Solche Turmalinfelsgänge, teilweise übergehend in Rauchquarzadern, beleben die aus Gneisgestein mit flaseriger Struktur bestehenden Felspartien nördlich von Hals. Auf dem Wege von Hals nach Siglberg streicht am „Hohen Felsen“ ein breiter Quarzgang durch.

3. Gestein des Stuhlberges.

Der Stuhlberg, durch dessen westlichen Ausläufer der Kanalstollen der Triftsperre getrieben ist, besteht aus wohlgeschichtetem Augengneis, dessen einzelne Schichtbänder sich nicht selten zu dünnen Blättern ausziehen, um schließlich in dichten Hornfels überzugehen. Ein solch dichter, dunkelfarbiger Hornfels ist größtenteils das Gestein, durch das der Triftstollen läuft. Am westlichen Stollenmund verästelt sich der Hornfels in vielen Bändern in ein aplitisches Gestein. Unter dem Mikroskop sehen wir Orthoklas, Plagioklase, Quarz, Kordierit, Pinit, viel Biotit, der sich in langen Striemen und Fetzen, seltener in runden Blättern durch das Gestein zieht, Chlorit, wenig Muskovit. Dieses feinkörnige Mineralgemenge ist erfüllt von meist kleinsten Kristallindividuen von Titanit, Rutil und Rutilnadelchen, Granat, Zoisit, Sillimanit. An Erzen ist viel Pyrit und Magnetkies eingestreut. Das Gestein besitzt Pflasterstruktur, die auch mit Siebstruktur wechselt. Helizitische Struktur ist selten angedeutet und als Reliktstruktur des Schiefers aufzufassen. Im Jahre 1853 hat PETERS diesem Gestein eine ausführliche Beschreibung gewidmet, und es als Diorit bezeichnet (25).

In manchen Partien, besonders bei dünnblättriger Ausbildung, tritt im Gestein des Stuhlberges Torsionsstruktur auf. Aplit- und Pegmatitgänge, nicht selten von mehreren Metern Mächtigkeit, aber auch ganz schmale Aplit- und Quarzgänge durchschwärmen das Gestein nach allen Richtungen und in mannigfachen Apophysen verzweigt. Diese leukokraten Gesteine, zweifellos jüngere Nachschübe eines granitischen Magmas, sind stellenweise durchspickt mit Turmalinkristallen. Besonders reich tritt dieses Mineral auf in jenen offenbar jüngsten Aplitgängen, die sowohl den Gneis als auch Aplitgänge durchschneiden. Makroskopisch werden in diesen Gesteinen an Mineralien neben dem Feldspat Quarz, Serizit, Turmalin, Almandin und größere Blätter von Muskovit beobachtet. Ein größerer Aplitgang ist am Wege aufgeschlossen, der vom östlichen Höhenzug gegen den Triftkanal zutal führt. Derselbe ist mit erbsengroßen Granaten erfüllt.

Neben diesen hellen Ganggesteinen kommen auch noch armdicke Gänge eines dunkleren, glänzenden Gangquarzes und fingerdicke Gänge von Turmalinfels vor. Besonders aber sind es neben chloritisierten Felspartien Putzen von zwei verschiedenen Hornblende und Pyroxen führenden basischen Gesteinen, welche an den Hängen des Stuhlberges auffallen. Das eine derselben hat eine hellgrüne Färbung, die es größeren, in die ziemlich hellfarbige Gesteinsmasse eingesprengten Hornblendekörnern verdankt. Dasselbe tritt namentlich am östlichen Gehänge des Stuhlberges putzenförmig auf. Es ist ein Syenitpegmatit, dessen aplitischer Schmelzfluß die Hornblende wohl als Kontaktmineral aus dem Nebengestein aufgenommen hat. Das andere basische Gestein ist ein dunkler Bojit. Durch das putzenförmige Vorkommen der beiden basischen Gesteinsarten wurde WINEBERGER veranlaßt, das Gestein des Stuhlberges als Diorit zu bezeichnen (26). In nördlicher und nordöstlicher Richtung grenzt an den Gneis des Stuhlberges der Granit am Fenzlhof, bei Kinsing und im Kreppenholz. Am letzteren Ort schließt der Granit eine Linse von redwitzitischem Gestein ein. Nördlich von Kinsing grenzt er an Redwitzit. Erst in der anstoßenden Kreppe erscheint wieder Augengneis, der in aplitischen Gängen gelegentlich große weitausstrahlende Tremolitkristalle führt.

WALTJL erwähnt ein besonderes Gesteinsvorkommen bei Kinsing: „Ein sehr merkwürdiges geognostisches Mineral, das ich mir nicht zu deuten getraue, kommt in mächtiger Ablagerung über Granit nächst dem Weiler Kinzing, unweit Hals bei

Passau vor. Wenn man von der Ilzermühle gerade nach Osten bis Kinsing geht, so kommt man zu dem Felsen, den ich abräumen ließ, so daß er zu Tage ausgeht. Das besagte Material ist eigentlich ein Sandstein, bestehend aus einer ziemlich weichen, graulichgrünen Hauptmasse, mit einzelnen Quarzkörnern“ (27). Dieser Fels ist jetzt nicht mehr sichtbar, aber unter dünner Ackerkrume kommen im Feld südlich von Kinsing massenhaft stark verwitterte, grünlichgraue, mitunter gelbe Gesteinstrümmer hervor, die sich ziemlich weich anfühlen. Bei längerem Liegen an der Luft nehmen sie größere Härte an. Das Gestein hat oft eine brekzienartige Ausbildung, wobei Trümmer von weißem Opal durch faseriges asbestartiges Bindemittel oder durch Chalzedon verfestigt sind. Auch größere Platten von Jaspis, durchzogen von Chalzedon und Asbestadern, kommen vor. Zum Teil ist es von Eisenkiesel überzogen. Vermutlich ist dieses Gestein mit dem von WALTZ erwähnten identisch, da der Fundort übereinstimmt. Es handelt sich um eine größere sekundäre Silikatbildung, wie eine ganz analoge WINEBERGER (28) bei Hundsdorf in der Nähe von Thyrnau fand und als Topfstein bezeichnete, GÜMBEL (29) aber als einen mit Chloropal vermengten Halbpopal bestimmt hat. Vielleicht stammt die Kieselsäureausscheidung, die zu dieser Bildung Veranlassung gab, aus einem Koalinisierungsprozeß feldspathaltiger Gesteine. Im Gebiet von Untergriesbach deuten derartige amorphe Silikate regelmäßig darunterliegende Kaolinlager an (30). Auch mit Graphit finden sich derartige, dem Opal nahestehende Silikatbildungen gerne vergesellschaftet, kommen aber auch in großen Massen in Serpentinegebieten vor (30a).

4. Der Halserbergzug.

Das Gestein des Bergrückens, den die Burgruine Hals krönt, ist ein Gneis von ausgeprägtesten Augenstruktur. In einem aus feinstem Zerreibsel von Quarz, Feldspat, Biotit und Erzkörnern bestehenden fluidalen Gesteinsgefüge liegen umrahmt von dünnen Biotitbändern, größere linsenförmige Körner von Orthoklas, Mikroklin und Quarz. Dazu kommen noch etwas Albit-Oligoklas und Kordierit, Myrmekit, Muskovitschüppchen, jedenfalls ebenso sekundärer Bildung, wie vereinzelt vorkommende Chloritblättchen, endlich Pyrit, Graphit und Rutil. Auch die größeren als Augen eingestreuten Gesteinskörner sind vielfach völlig zertrümmert, wodurch der kataklastische Charakter des Gesteins noch verstärkt wird. Auf den Schichtfugen hat sich eine kleine Rostrinde angelegt; im Bruch senkrecht zu den Schichtflächen erscheint jedoch das Gestein frisch. Hier zeigt sich gute parallele Schichtung in hellen und dunklen Streifen, wenn auch gelegentlich sich Torsionsstruktur einstellt. Auf den Rutschflächen ist der Biotit häufig chloritisiert. Solche von Chlorithäutchen überzogene Flächen erscheinen mitunter wie vom Feuer geschwärzt. Der Augengneis geht auch hier, wie bei Lindau, stellenweise in ein phyllitartiges, dem Pfahlschiefer ähnliches Gestein über. Diese hochkataklastischen Gesteine verdanken vermutlich diese Eigenschaft der bedeutenden Verwerfungsspalte, welche von Schöllnach her bei Hals durchzieht und gegen Lindau hinstreicht und wie der Pfahl mit Quarz gefüllt ist. Durch diese Verwerfungskluft sind ihre Begleitgesteine ebenso zermalmt worden wie die Palite.

Die Quarzgänge, welche den Halser Bergrücken durchziehen, gehen vielfach in Turmalinfelsgänge über. Solche Turmalin führende Gänge sind typisch für die Kontaktgesteine der Granite (31). Das granitisch-aplitische Magma dieser Gänge hat sich aus dem Nebengestein mit den Bestandteilen des Turmalin angereichert. Ein Turmalinfels von der westlichen Kuppe des Burgfelsens bietet im Dünnschliff

folgendes Bild: Er durchquert ein aplitisches Gestein, bestehend aus Albit und Orthoklas, zum Teil mit perthitischen Durchwachsungen, Quarz, sehr viel Apatit und etwas Muskovit in kleinen Schüppchen. In den Feldspäten sind gerundete Quarzkörner eingeschlossen. Das Gestein ist stark zertrümmert, besonders weisen die Quarze lebhaft kataklastische Phänomene auf, wie Mörtelstruktur oder völlige Zertrümmerung. Der Turmalinfels selbst zeigt dagegen nur andeutungsweise kataklastische Erscheinungen. Er entstammt also einer jüngeren Magmaintrusion als der von ihm durchsetzte Aplit. Der Turmalinfels besteht aus Turmalinkörnern, zum Teil mit Zonarstruktur, die in einem Zwischenmittel von Quarz mit ziemlich viel Feldspat und zwar Orthoklas, Mikroklin und Albit eingebettet sind.

Hervorzuheben ist noch ein in größeren Putzen am Burgfelsen, namentlich an dessen südlichen Abhang vorkommendes hellgrünes Hornblendegestein, mit zahlreichen weißlichen bis gelblichen Flecken. Dieses grüne Gestein enthält gemeine Hornblende mit pleochroitischen Höfen um Titanit, der reichlich auftritt, und etwas Zoisit. Die weißen Flecken bestehen aus Tremolit, grüner Hornblende, Quarz und Serizit. Dieses weißgefleckte Hornblendegestein, in der Hauptsache aus Hornblende mit Tremolitflecken bestehend, das wir schon am Walchbach traf, erscheint am Halser Burgfelsen in recht konstanter Form, weshalb wir es vielleicht Halsit nennen dürfen. Jedenfalls war es die Veranlassung, daß WALTJ und WINEBERGER den ganzen Bergrücken als Diorit (-Porphy) beschrieben haben (32) (33).

5. Rechtes Ilzufer.

Am rechten Ilzufer sind besonders zwei Gesteinstypen von Interesse. Das eine steht in ziemlich hohen Wänden in der Nähe des Halser Stauwerkes als Begleitgestein des dortigen Quarzzuges an. Es hat eine grünliche bis schiefergraue Farbe und im unmittelbaren Kontakt mit dem Quarz eine dichte, in einigen Metern Entfernung eine porphyrische Struktur. In dem dichten Gefüge liegen dann gerundete Feldspäte. Das Gestein erscheint stark zertrümmert, und von haarfeinen bis zu einem Zentimeter weiten Spaltrissen nach allen Richtungen durchsetzt, welche mit Kalkspat ausgefüllt sind. GÜMBEL beschreibt es als chloritischen Gneis mit einer unendlichen Anzahl von angedeuteten Rissen. Im Dünnschliff erscheint es als trümmeriges Gefüge von meist völlig zersetztem Plagioklas vom Typus des Oligoklas-Andesin, zwischen dessen Trümmern Chlorit liegt. Neben diesem Gemenge liegt viel Leukoxen und Rutil, sowie Quarz und Kalzitkörner, letztere jedenfalls sekundärer Natur. Es dürfte sich wohl um ein ursprünglich sehr basisches Gestein, einen Diabas oder Gabbro handeln, der vollständig zertrümmert und zersetzt ist. M. WEBER hat ein ganz ähnliches Gestein aus den Pfahlschiefern bei Neureichenau beschrieben (34a).

Das andere Gestein ist ein schwärzlicher Gneis von flaseriger Struktur, aus dessen dunkler Grundmasse die weißen Feldspäte sich lebhaft abheben. Es steht am Wege zur Triftsperre an. Die in Trümmerwerk und Glimmerbändern liegenden Augen bestehen aus Feldspäten und Quarz. Der Orthoklas enthält Quarz- und Plagioklaseinschlüsse. Perthit wird von Plagioklas umrandet, der von Quarz wurmförmig durchwachsen ist, eine Erscheinung, die auf Injektion durch ein granitisches Magma hinweist (35). Neben viel Albit-Oligoklas tritt auch etwas Mikroklin mit Quarzeinschlüssen auf. Die Biotite haben mehrfach infolge von Durchwachsung mit Quarz poikilitische Struktur. Chlorit findet sich wenig, umsomehr Graphit und Pyrit. Neben Quarz tritt Kordierit und Pinit auf. Außerdem erscheint noch Zirkon mit pleochroitischen Höfen, sowie Apatit und Turmalin. Muskovit ist wohl sekundärer

Natur. Die schwarze Farbe des Gesteins stammt von reicher Graphitstaubimprägnation. Die hellen Gemengteile zeigen undulöse Auslöschung und weitgehende Zertrümmerung. — Beide Gesteine verdanken ihre ausgeprägte kataklastische Struktur der mit Quarz ausgefüllten Verwerfungskluft bei Hals, an der sie beide liegen.

6. Das linke Donauufer.

Die steilen Felswände des Oberhauser Berges, bespült von Ilz und Donau, bestehen aus kordieritreichem, hochmetamorphem injiziertem Schiefer vom Charakter des Gneises der Donauhänge östlich der Ilzstadt. GÜMBEL nennt ihn einen flaserig-körnigen Gneis, welcher sowohl seinem allgemeinen Verhalten nach, als vermöge des nicht seltenen Einschlusses von Dichroit dem sogen. Dichroitgneis zuzuzählen ist und eine auffallende Ähnlichkeit mit jenem von Bodenmais hat (36).

Der Aufbau der dunklen und hellen Schichtenlagen, ihre vielfache Durchaderung mit Aplitgängen und ihre gelegentliche Torsionsstruktur war besonders schön zu beobachten bei Anlage des Prinzregentensteiges. Dunkle, biotitreiche Flatschen scheinen stellenweise in den Fels hineingeknetet (37). Am Handstück treten neben manchmal größeren Körnern von Feldspat und Quarz, Kordierit, Pinit, Biotit und auch Pyrit hervor. Letzteres Mineral und seine Umwandlungsform, das Brauneisen, veranlaßte auf dem Oberhauser Berge vor Jahrhunderten eine Versuchsschürfung auf Eisenerz. Die aus dem alten Stollen fließende eisenhaltige Quelle gab Veranlassung zur Errichtung des Stahlbades Bergfried. Überhaupt scheint der Südabhang des Oberhauser Berges bis nach Hacklberg hin reich an Eisenerzen gewesen zu sein. Unter der Regierung des Bischofs Seb. von Pötting ging in Hacklberg ein Bergbau auf Eisen um, von dem noch mehrere Stollenmündungen oberhalb der Gärtnereien bei Hacklberg, im Hofe der Brauerei Hacklberg und im Fuchsloch sichtbar sind. 1627 wurde von einem Hauptmann ein früher verlassenes Eisenlager bei Hacklberg, das sehr reichhaltig gewesen sein soll, wieder in Betrieb gesetzt (38). Auch die Herzöge Ludwig und Wilhelm von Bayern erteilten 1517 die Bergfreiheit auf ein im Mauertobl zu St. Anna bei Passau zu errichtendes Bergwerk (39). In einem Hofratbüchl von 1517 ist von einer Fundgrube zu St. Lorenz bei Hacklberg Erwähnung gemacht.¹⁾ Diese Erzvorkommen kamen den Passauer Klingenschmieden, welche die im Mittelalter so berühmten Passauer Wolfsklingen herstellten, zugute. Als diese Erze erschöpft waren und auch das bedeutendere Spat- und Brauneisenerzvorkommen bei Kellberg abgebaut war, mußten sie das Roheisen aus dem Böhmerwalde von Eisenstein, Eisenstraß u. s. w., schließlich sogar vom Erzberg in Steiermark beziehen. Aus Konkurrenzgründen versagte man ihnen dort zuletzt die Lieferung, denn die Klingenschmiede wandten sich, nach Mitteilung des Passauer Lokalhistorikers, Herrn Justizrat Dr. HEBERLE, beschwerdeführend an den kaiserlichen Hof in Wien mit der Erklärung, daß sie sich gezwungen sähen, aus Passau fortzuziehen, wenn ihnen kein Eisen geliefert würde. In der Tat wanderten dann die Klingenschmiede nach Solingen aus.²⁾

Unter dem Mikroskop zeigen sich im Gestein des Oberhauser Berges als Umwandlungen des Kordierits ganze Körner grobschuppigen Pinitis und sogar amorphen Hisingerits. Der Biotit ist teils ausgebleicht, namentlich dort, wo Graphit zwischen

¹⁾ Ebenso gab es zu Eggendobl und Vorholz Eisenerzgruben und bei einem Brunnenbau am Hause des Baumeisters Pfaffinger in Passau stieß man in 20 m Tiefe auf ein stärkeres Pyritlager.

²⁾ Ihre Klagen gegen die Steyrer wegen mangelhafter Stahl- und Zinnzechnlieferung dauern von 1516 bis 1622.

die Blättchen oder in deren Spalten eindringt, teils in Chlorit umgewandelt. Auch Rutilnadelchen sind in Biotit eingeschlossen. Spinell kommt vereinzelt vor. Pyritwürfel sind oft zu rostigen Massen zersetzt, sonst erscheint das Gestein ziemlich frisch. Kataklastische Erscheinungen treten nur andeutungsweise auf. Die dichten dunklen Flatschen, die im Gestein eingeknetet sind, verhalten sich in ihrer mineralischen Zusammensetzung, namentlich auch in ihrem Reichtum an Biotitfetzchen und Granat völlig gleich den basischen Einschlüssen im Gneis der Donauleite östlich der Ilzstadt.

Quarzgänge treten mehrfach auf, so bei der Oberhauser Stiege, wo der Milchquarz aufgewachsene Kristalle führt. Auch viele auf den Feldern herumliegende Gangquarztrümmer verraten die im Untergrund durchziehenden Quarzgänge.

Die Schichten des Oberhauser Gesteins streichen recht konstant Nordwest—Südost (N. 110° O.) und fallen $74-87^{\circ}$ N. Eine Querklüftung streicht südnördlich mit einer kleinen Abweichung bald nach West, bald nach Ost. Auch diese Klüftung fällt sehr steil ($75-87^{\circ}$ S. oder W.). Das steile Einfallen der Schichten und der Klüftung bedingt die Steilwände, welche an der Oberhauser Leite so häufig auftreten.

In Eggendobl streicht an der Abzweigstelle der neuen Straße ein mächtiger Pegmatitgang ohne scharfe Grenze gegen den Gneis durch. Das Gestein des Stadtparkes gleicht dem des Oberhauser Berges, ist jedoch etwas mehr verwittert. Im Dünnschliff zeigt sich zu den gewöhnlichen Mineralien Sillimanit, ferner viel Granat, dessen Spalt- risse mit Chlorit ausgefüllt sind. Das Innere der Feldspäte ist voll Serizit. Gelegentlich macht sich im Innern derselben auch Myrmekit und mikropegmatitische Struktur geltend. Neben Zirkon treten auch Rutilkörner auf, mit pleochroitischen Höfen. Die Lamellen des Biotits und Chlorits sind vielfach mit Rutilnadelchen erfüllt, oft als Sagenit angeordnet. Pyrit und Magneteisen erscheinen reichlich. Erwähnenswert ist eine unter dem Wachterhaus entspringende Quelle, welche sich von allen andern der ganzen Umgebung durch ihre Radioaktivität auszeichnet. Nach den Untersuchungen des Hochschulprofessors BRUNNER in Passau beträgt dieselbe sieben Macheinheiten. Unter dem Neubau der Brauerei Hacklberg streicht ein Zug von Graphitgneis, begleitet von körnigem Kalk durch. Bei den Fundierungsarbeiten des Baues war der Zug in seiner ganzen Mächtigkeit aufgedeckt. Das überlagernde Gneisgestein an den Talwänden ist dort, wo der Graphitgneis durchzieht, völlig zersetzt, eine Erscheinung, die im Passauer Graphitgebiet typisch ist (40). An der Aumühle zeichnet sich dasselbe kordieritreiche Gneisgestein durch kugelige Absonderung mit abwechselnd dunklen und hellen Schalen, Muskovit führende Apliteinlagerungen, größere Quarzaugen und Quarzgänge, grünlich-schwärzliche Chlorit- schmitzen, Chlorithäutchen auf den Rutschflächen und stellenweise deutlich hervor- tretende Pinit- und Pyritkristalle aus. Am Aumühlbach nimmt das Gestein gegen den Weiher hin massige, weiter nördlich zum Teil schuppige Struktur an. In den Feldern westlich des Aignerhofes tritt das verwitterte Gestein als loses Biotitgemenge zutage. Am Lüftlberg streicht gegen die Donau ein ganz bedeutender Aplitgang aus.

An der nördlichen Talseite des bei Wörth in die Donau mündenden Bächleins steht ein breiter Pegmatitgang an mit rötlichem Feldspat in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz. Derselbe führt gangartig einige schmale Brauneisenadern, begleitet von Kaolinbändern.

Am schönsten ist der Kordieritgneis westlich des Weilers Wörth in den an der Donau gelegenen ärarialischen Gneisbrüchen aufgeschlossen, wo er zwar großen- teils mit einer braunen Verwitterungsschicht überzogen und manchmal tief in den Fels hinein verwittert ist, aber doch in mehreren Aufschlüssen in frischem Er-

haltungszustand ansteht. Kleine Graphitputzen, grünliche Pinite, lebhaft blaue Kordieritkörner bis zu mehreren Zentimeter Größe sind dem Gestein eigentümlich. Pyrite in Würfel- oder länglicher Tropfenform finden sich reichlich. Auf den Klüften sitzen Chlorit, Serizit und vielfach auch Kalzit. Unter dem Mikroskop enthalten Kordieritgesteine aus dem ärarialischen Steinbruch und einem solchen an der Gaissabrücke: etwas Orthoklas, perthitische Verwachsungen von Orthoklas und Plagioklas, etwas Andesin. Die Feldspäte schließen gerundete Quarzkristalle ein und haben zum Teil ausgesprochene Siebstruktur. Ferner viel Kordierit, meist im Stadium der Pinitisierung oder schon vollständig in Pinit und Hisingerit umgewandelt. Zirkonkörner führen im Kordierit pleochroitische Höfe, die sich von solchen in anderen Mineralkörnern durch ihre gelbe Farbe (40a) unterscheiden. Biotit mit Zirkonkörnern und Rutilnadelchen und etwas Quarz, Titaneisen mit daranhängenden Titanitkörnern, Serizit, Almandin und Graphit treten noch hinzu. Der ganze Schriff ist durchzogen von Sillimanitschwärmen, die dem Gestein das Bild eines Kordierit-Sillimanitfelsens von helizitischer Struktur aufprägen.

An der Abzweigung des Weges nach Rieshof ist dem Gneis eine größere Linse von körnigem Kalk eingelagert, die von granitischem und zum Teil pegmatitischem Gestein unterlagert wird. Der Pegmatitent hält fingerlange Biotitlamellen.

In der Nähe des Minihofes wurde vor einigen Jahren am rechten Gaissaufer auf Graphit geschürft, die Arbeit aber als unrentabel bald wieder eingestellt. Begleitet ist der Graphitzug gegen Norden von rötlichem Ganggranit. — Gelegentlich des Kachletbaues wurden zwischen Maierhof und Wörth im Donaubett mehrere im nordwestlichen Streichen des Gebirgs liegende stark verruschelte Graphitgneislinen aufgedeckt.

Das Gestein westlich der Gaissa bezeichnet GÜMBEL als Körnel- und Perlgneis mit eingelagertem Dichroitgneis (41). In diesem Gestein zieht zwischen Lengfelden und Streicherberg ein größerer Turmalin und Turmalinsonnenführender Pegmatitgang durch, der nach Norden hin in Gneis von schuppiger

Struktur übergeht. Die tombakbraunen Biotitschichten des letzteren sind mit halbverwitterten Granaten übersät. In den schuppigen Gneis ist ein Granitstock eingelagert.

Am linken Ufer des Irringer Baches liegt im Gneis eine Linse körnigen Kalks, dessen Kontaktgestein durch vereinzelte große Kristallbildungen von Strahlstein ausgezeichnet ist.

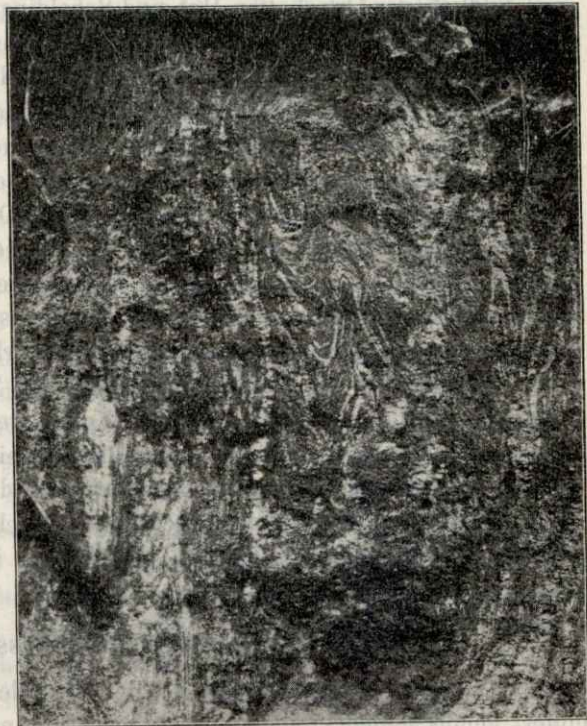


Bild 4.

Gefalteter Bändergneis bei Kießling mit aplitisch-granitischen Bändern und Quarzgängen.

Westlich von Irring erscheint Bändergneis, der besonders in den nach Kißling führenden Hohlwegen trotz starker Verwitterung in unübertrefflicher Schönheit ansteht. Seine Bänder, teils aplitischer, teils granitischer Art, heben sich lebhaft von den dunklen Teilen des Gesteins ab, das überdies zahlreiche Quarzintrusionen nach allen Richtungen beleben.

Bei Gaishofen liegt unmittelbar an der Donau ein alter Granitsteinbruch.

7. Rechtes Donauufer von Passau bis Seestetten.

Am Peschkeller und bei Seilerwöhr tritt an Straßenböschungen und Hohlwegen ein mittelkörniger Kordieritgneis zu Tage, der zum Teil massige Struktur aufweist. Letztere herrscht auch vor westlich des Graneckerhofes, ebenso in den zum Winterhafen führenden Eisenbahneinschnitten und im Liegenden an der Straßenüberführung südlich der Steinbachmühle, während dort das Hangende ein von zahlreichen Aplit- und Quarzgängen durchsetzter, stark verwitterter Perlgneis bildet. In den von mir untersuchten Dünnschliffen von Gesteinen mit massiger Struktur herrschen die Kalifeldspäte, vor allem Mikroklin vor, während FRENTZEL aus diesem Gebiet ein beim Bahnbau aus dem Liegenden entnommenes Gestein bestimmt, das infolge des Überwiegens der Kalknatronfeldspäte Dioritcharakter zeigt (42).

Südlich der Ortschaften Hof und Schalding steht in den Tälern Kordieritgneis an, bei letzterem Orte mit ausgeprägter Torsionsstruktur.

Westlich von Bibersbach sind in einen Kordierit, Pinit und Sillimanit führenden Gneis Stöcke von mittelkörnigem Granit eingelagert. Das Gestein des Steilabfalls der Löwenwand enthält reichlich Pyrit und Pseudomorphosen von Brauneisen nach Pyrit in größerer Ausbildung. Dasselbe führt sehr viel Kordierit, der vielfach in Pinit und sogar in Hisingerit umgewandelt ist. Die Biotite enthalten reichlich Rutilnadelchen in sagenitischer Anordnung und sind parallel mit Chlorit verwachsen oder in Bauerit umgewandelt. Auch führen sie pleochroitische Höfe um Zirkonkörner. Muskovit findet sich wenig. Die Feldspäte, bestehend in Orthoklas und Oligoklas, zeigen Zwillingsbildung nach dem Karlsbader- und Albitgesetz. An Erzen treten Magneteisen und verrosteter Pyrit sowie Titaneisen auf. Dazu kommt noch Almandin, Apatit und etwas Graphit. Weiter westlich bildet sich im Perlgneis an mehreren Stellen ein ziemlich dichter Granatgneis aus. Derselbe ist namentlich in den dunklen Schieferbändern mit Granaten dicht durchsetzt. Die Quarzkörner werden in Schnüren von Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen. Die Feldspäte, Orthoklas, Mikroklin, Albit-Oligoklas, Perthit, zeigen von innen heraus fortschreitende Serizitisierung.

8. Das linke Innufer von Passau bis Neuhaus.

Das Gestein, welches den größten Teil des Untergrundes der Stadt Passau bildet, gehört einem reichlich Kordierit führenden injizierten Schiefer von der Struktur des Perlgnaises an der Donauhänge östlich der Ilzstadt oder des Oberhauser Berges an, der manchmal auch schuppige Struktur annimmt. Mitunter wird die Struktur auch massig. Verschiedentlich ziehen Quarzgänge durch die Gneisfelsen. Ihre Überreste bilden im Innbett eine gegen die Strömung gerichtete Schutzkappe für die von zahlreichen Strudellöchern angefressenen Klippen. Ab und zu sind größere Quarzputzen in das Gestein eingeschlossen. Im Handstück treten Orthoklas, oft von rötlicher Farbe, gelblicher Plagioklas, Quarz, Biotit, Kordierit, wohl ausgebildete Säulchen von Pinit, Granat, Pyrit und Chlorit hervor. Der Scheiblingturm

ist auf einem Pegmatitgang mit lebhaft fleischrotem Orthoklas erbaut. Unter dem Mikroskop zeigt der im Kindergarten des Klosters Niedernburg anstehende, ziemlich grobschuppige Gneis: viel Orthoklas neben etwas Mikroklin und Oligoklas, Kordierit mit Pinit und Hisingerit, hauptsächlich auf den Spalten des Kordierits, sowie viel helizitisch angeordneten Sillimanit, Quarz mit undulöser Auslöschung, Serizit im Feldspat und auf Rissen im Quarz, Mikropegmatit, myrmekitische Verwachsungen, die sich namentlich um Quarzäugen gruppieren, sehr viel Biotit, oft mit faseriger Fortwachsung in Muskovit, Klinochlor, Pennin, Apatit, verrosteten Pyrit, Zirkon und Rutilkörner mit pleochroitischen Höfen in Biotit und Kordierit, Titaneisen in Vergesellschaftung von Rutilnadelchen, Graphit und Spinell. Es ist das Bild eines von granitisch-aplitischem Magma injizierten Schiefers. An der Eisenbahnbrücke nimmt derselbe die fluidale Struktur der Einschmelzgesteine an. Kordierit und Pinit sind dort reichlich zu beobachten. GÜMBEL erwähnt, daß beim Bau der Innbrücke Dichroite in großen derben Stücken, welche meist ganz oder teilweise in Bodenmaiser Pinit umgeändert sind, gefunden wurden (43). Im Biotit dieses Gesteins, der öfters geknickt ist, erscheint Titaneisen. Auch Turmalin und Granat kommt vor.

Der Gneis ist hier von zahlreichen Aplitgängen durchsetzt. In der Hohlgreppe am Stockbauer Keller ist er tief verwittert und hat zum Teil schuppige Struktur. Westlich von Maierhof ist ein verrosteter mittelkörniger Gneis aufgeschlossen, der von Quarzgängen durchschwärmt ist. In dem durchwegs tief verwitterten Gestein sind die Feldspäte zu einer gelblich weißen Masse zersetzt, die Biotite ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt. Das Streichen der Schichten ist N. 110 O. bei einem Einfallen von 86° W.

Am Fabrikgebäude in Aepfelkoch steht Granit von fluidaler Struktur an. Ein in den Inn vorspringender Fels westlich von diesem Gebäude unterscheidet sich durch seine zahlreichen Brauneisenbildungen und seine psephitische Struktur von dem Gneis der Umgegend. Dieses Gestein findet seine Fortsetzung am gegenüberliegenden österreichischen Ufer, wo es TILL angetroffen hat (44). Der stark verwitterte, großenteils rostigrot angelaufene Fels bietet mit seinen häufig aussetzenden, vielfach gefalteten Biotitbändern und eckigen bis linsenförmigen Biotitputzen, die bis Hühnereigröße erlangen, ein buntes, sehr bewegtes Bild. Stellenweise häufen sich Brauneisenknollen, Kugeln von granitischem Gestein, oft ummantelt von Biotitmassen, kugelige Quarze, rundliche Biotitputzen so an, daß der Gneis einem Konglomerat gleicht. Wenn die Brauneisenknollen völlig auswittern, bleiben glattwandige Löcher von Eierschalenform zurück. Pinit, Chlorit und Hornblende sind häufig zu beobachten. Auf die Verwitterung der letzteren und der Biotitputzen, die wohl von der Verwitterung kleiner, in diesen Mineralkörnern enthaltener Pyritkörner ihren Ausgang nimmt, ist die Brauneisenbildung zurückzuführen.

Ein Bändergneis am Innufer südlich des Pottelbauernhofes fällt durch seine horizontalliegenden, treppenförmig freigelegten Aplitgänge auf. Im Tale nördlich vom Jesuitenhof steht in einem Steinbruch stark pinitisierter Kordieritfels an. Am Eingang in den Neuburger Wald lagert mitten im verwitterten Gneis ein größerer vollständig frisch erscheinender Felsblock, der makroskopisch eine große Menge von Almandin, aber auch von Kordierit- und Sillimanitfasern erkennen läßt. Das Gestein enthält unter dem Mikroskop sehr viel Kordierit mit pleochroitischen Höfen und plagioklasartiger Lamellierung, sehr viel Sillimanit und Fibrolith, Biotit mit garbiger Fortwachsung in Muskovit; Pyrit, Zirkon, Titanit. Es ist erfüllt von grünen Eisenspinellkörnern, Titaneisen und Granat. Das Gestein ist als Kordierit-Sillimanit-

fels von helizitischer Struktur zu bezeichnen, ähnlich jenem an der Gaissabrücke. Die am Südabhang des Neuburger Waldes bis zur Schwarzsäge in klotzigen Felspartien anstehenden oder wirr herumgestreuten Felsblöcke sind teils als Perlgneis, untermischt mit biotitreichem Gneisgestein von lepidoblastischer Struktur, teils auch zu einem kordieritfalsartigen Gestein ausgebildet. Stellenweise tritt starke Verwitterung auf, wobei der Kordierit in grüne Körner oder sechseckige Säulchen von Pinit umgeändert oder in ein Gewirr von dunklem Glimmer verfilzt ist. In letzterem Falle entsteht ein äußerst zähes Gestein, aus dem sich kein gutes Handstück schlagen läßt.

Von hier bis zum Ausgang des Waldes herrscht ein Perlgneis von kataklastischer Struktur vor, unterbrochen von Granitstöcken, Quarzgängen und, westlich der Schwarzsäge, von mächtigen Aplit- und Pegmatitgängen.

In Leiten überwiegt bereits ein bläuliches Gestein von massiger Struktur, das unter dem Mikroskop zeigt: Orthoklas mit serizitischem Kern, oft perthitisch verwachsen mit Plagioklas, ferner Oligoklas, Quarz mit zahlreichen in Schnüren geordneten Flüssigkeitseinschlüssen, Kordierit, Pinit, Hisingerit, Biotit, parallel verwachsen mit Muskovit, Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Titanit, Pyrit, Graphit, Granat.

In der Stromenge zwischen Leiten und Vornbach behauptet ein mittelkörniger, schlieriger Granit von der Struktur der Einschmelzgesteine die Vorherrschaft. Zuweilen ist der schlierige Charakter an dem in mächtigen Felsenbildungen von bankiger Absonderung anstehenden Gestein nur angedeutet durch einige richtungslos eingestreute basische Schieferfetzen, die häufig randlich aufgelockert erscheinen, meist aber prägt sich derselbe durch fluidale Anordnung der schlierigen Einschlüsse deutlich aus. Manche Partien sind vollkommen zu resorbierten Schiefen ausgebildet. Wollsackartige Auswitterung der Granitbänke stellt sich allenthalben ein. Diese schlierigen Granite führen über in den bedeutenden Granitstock, der bei Vornbach, Niederschärding, Neuhaus und Pumstetten zu Tage tritt.

9. Rechtes Innufer.

Unterhalb Haibach steht bei der Eisenbahnbrücke ein aplitisches Quarzfeldspatgestein mit sehr wenig Biotit an, das wegen seiner ebenflächig plattigen Struktur von TILL Aplitschiefer genannt wird (45).

Im bayerischen Haibach steht ein roter, mittelkörniger Granit an, der zum Teil etwas schieferige, zum Teil pegmatitische Struktur annimmt. Als Pegmatit streicht derselbe durch österr. Haibach in der Richtung gegen Freinberg und auch gegen Süden hin, dem Haibachtal entlang, wo er an der neuen Straße und auch östlich vom Köstler zutage tritt. Mit dem bloßen Auge betrachtet, treten in dem sehr schönen Gestein besonders die fleischroten Orthoklase, sowie die Magnet- und Titanisenkörner hervor.

Der Eisenbahneinschnitt östlich von Haibach legt ziemlich verwitterten Augengneis frei. Ein grauer, feinkörniger, dünnschieferiger Gneis streicht unter der Lößdecke beim Zollhaus in der Rosenau zu Tage aus. Derselbe enthält unter dem Mikroskop: Orthoklas, Albit, Quarz, Biotit, Muskovit, pleochroitische Höfe um Zirkon, viel Granat, etwas Graphit, Titaneisen, wenig Apatit. Serizitbildung ist nicht vorhanden. Das Gestein zeigt große Frische.

Am Hammerberg steht Perlgneis an, der teilweise sehr reich wird an Kordierit und massige Struktur annimmt.

Am Eingang ins Mühlthal ragen größere Felsen eines dem Perlgneis am linken Donauufer unterhalb der Ilzstadt ähnlichen Gesteins auf. Dieses ist mittel- bis grobkörnig, stellenweise von massiger Struktur, undeutlich geschiefert, enthält viel Biotit und Kordierit, in den aplitischen Lagen viel Muskovit. Wie am linken Donauufer erscheinen auch hier zahlreiche Aggregate eines grünlichen, etwas fettglänzenden Pinit, verwitterte Kiese als Brauneisenflecke und Poren von ausgewitterten Pyriten, schuppige Putzen von Biotit und Chlorit, einzelne größere Orthoklaskörner, sowie Granaten. Einzelne schuppige Aggregate von Biotit, bzw. Chlorit, sind quer zum südöstlichen Streichen der Schieferung angeordnet (46). In dieses Gestein ist am rechten Ufer des Baches neben einem alten Felsenkeller ein schlieriger Granit von mittlerem Korn und graublauer Farbe eingelagert, der auch auf das linke Bachufer übergreift. Eine ausgeprägte Fluidalstruktur ist ihm eigen. Durchwegs enthält er viel Pyrit, von dem er am linken Bachufer geradezu übersät erscheint. Orthoklas überwiegt bedeutend unter den Feldspäten, daneben erscheint Oligoklas, Myrmekit und Perthit. In den Feldspäten treten kleine Quarzaugen auf, der Quarz ist stark zertrümmert. Kordierit ist häufig. Biotit ist mit Muskovit parallel verwachsen, oder es erscheint der letztere als garbige Fortwachsung des Biotits. Der Granit enthält viel Graphit und Pyrit, dagegen wenig Zirkon, Titaneisen und Apatit. Das Gestein zeigt kataklastische Struktur. Talaufwärts steht unterhalb des Hauses Mühlalstraße Nr. 20 ein granitisches, mittelkörniges, graues, in verwittertem Zustand rötlich-braunes Gestein an, durchsetzt von Quarzadern. Kleinere Einschlüsse von Pinit und größere Bomben eines splitterigen, dunkelgrauen, graphitischen Hornfelses zeichnen es besonders aus (47).

Am Beiderwieserbach tritt Perlgneis von undeutlicher Schieferung auf. Oberhalb des Wasserhauses streicht in der Bachsohle des Erlbaches deutlich geschieferter Perlgneis durch, mit wellig angeordneten, abwechselnd quarzfeldspat-biotitreichen Lagen, in welche kleinere und größere Bomben von hartem graphitischem Hornfels eingeschlossen sind.

An der südwestlichen Friedhofecke in der Innstadt ist in einem Steinbruch mittelkörniger schlieriger Granit aufgeschlossen. Derselbe enthält resorbierte Biotitputzen und zeigt infolge zahlreicher femischer Schlieren dieselbe Fluidalstruktur, wie der ganz ähnliche Granit des unteren Mühlals.

Westlich des Friedhofs, bei der Eisenbahnbrücke, erscheint am Bahndamm Bändergneis mit lebhafter aplitischer Bänderung, auf dessen Kluffflächen sich verwitterte Pyrite auffallend angereichert haben. Das Gestein hat an der Oberfläche infolge Auswitterns zahlreicher Biotitputzen und Pyritkörner ein narbiges Aussehen. Auch ein schlieriger Granit, der in diesem Bändergneis eingelagert ist, wird von breiten Aplitgängen durchsetzt.

10. Neuburger Wald.

In den tiefen Erosionstätern des Neuburger Waldes tritt sehr häufig unter einer mächtigen Verwitterungsschicht oder sedimentären Lagen Gneisgestein zu Tage, durchsetzt von Quarz-, Aplit- und Pegmatitgängen. Allenthalben sind demselben biotitreichere Partien eines dunkleren Gesteins von oft lepidoblastischer Struktur eingelagert. Der Gneis selbst besitzt meist den Typus des Perlgneises, in dem manchmal der Kordierit so sehr die Vorherrschaft gewinnt, daß er in ein bläuliches Gestein von massiger Struktur, zuweilen in Kordieritfels übergeht. Solche finden sich am Steinbach und Hammerbach. Auch auf den Höhen des Neuburger

Waldes tauchen die Felskuppen des Perlgneises durch sedimentäre Überdeckung hindurch auf und nicht selten kommt es zu bedeutenderen Felsbildungen, die besonders nördlich der Diensthütte von Seestetten und an zahlreichen Stellen der Kammhöhe in der Forstabteilung Großmittelstück auftreten. Diese echten injizierten Schiefer sind oft prächtig gefaltet und enthalten, wie jene des Donautales bei mittlerer Körnung größere Feldspatkrystalle. Unter dem Mikroskop enthält der Perlgneis an der Weggabelung Rittsteig-Seestetten: Orthoklas, Oligoklas, Myrmekit, Perthit, in den Feldspäten serizitische Kerne und Quarzaugen, Quarz mit undulöser Auslöschung und häufiger Zertrümmerung, Biotit, Bauerit und Chlorit. Der Biotit ist zuweilen verbogen. Muskovit erscheint oft als Fortwachsung des Biotits. Ferner treten auf: Kordierit, Pinit, Hisingerit, Sillimanit, Zirkon und Rutil mit pleochroitischen Höfen im Biotit und Chlorit, Rutilnadelchen, Titaneisen, Pyrit, Titanit, Graphit, Granat. Es ist ein hochmetamorphes Gestein von kataklastischer Struktur, das dem Perlgneis der Donauleite unterhalb Ilzstadt vollkommen entspricht. Ein dunkler Einschluß gleicht in seiner Zusammensetzung, insbesondere auch in der Menge des Granats und Biotits in Blättern und Fetzen jenem Biotitgneis, der sich in den Gneisen des Donautales einschlußweise findet.

B. Tiefengesteine.

1. Granit.

Der Granit ist im Gegensatz zu den injizierten Schiefen ein Gestein von massiger Struktur. Trotz dieser ausgesprochenen Eigenschaft der Massenstruktur des Granits bieten die Wände eines Granitbruches nicht das Bild einer ungliederten Felsmasse, sondern zeigen eine gewisse gesetzmäßige Gliederung, bewirkt durch Fugen, welche nach bestimmten Richtungen angeordnet sind. Diese Fugen bedingen sowohl die Bankung oder das „Lager“, durch welche der Granit in meist ziemlich horizontal gerichtete Bänke von verschiedener Mächtigkeit zerlegt wird, als auch die Klüftung, welche meist aus zwei ziemlich vertikal stehenden, sich nahezu senkrecht schneidenden Kluftsystemen besteht. Durch Bankung und Klüftung wird der Granit in natürliche Quader zerlegt. Auch diese lassen sich wieder verhältnismäßig leicht in künstliche Quader zerspalten, und zwar stehen die Spaltflächen der letzteren in bestimmter Beziehung zu den natürlichen Fugen des Gesteins, denen sie parallel gehen. Die granitischen Gesteine sind infolge dieser Eigenschaft wie geschaffen für die Herstellung von Bauquadern und kleinen Gesteinswürfeln. Die Klüftung und Teilbarkeit des Granites beruht auf einem während der Erstarrung auf die Schmelze gerichteten Seiten- und Belastungsdruck, der eine leichte, oft latente Streckung des Gesteins, verbunden mit einer schwachen Parallelstellung der Mineralien senkrecht der größten Druckrichtung und zugleich das Aufreißen von Zerrungsklüften in der Richtung des Druckes bewirkte (48).

Wie die Granite des Passauer Waldes überhaupt, haben auch jene der Umgebung von Passau eine nordwestliche Streckung, der eine nordöstliche Zugklüftung gegenübersteht. Auch die Granite des Neuburger Waldes tragen deutlich diesen Ausdruck eines aus Nordosten kommenden tektonischen Schubes an sich (49). Die nordöstlich verlaufenden Klüfte sind vielfach von nachdringenden Schmelzmassen zu Gängen erweitert und mit Aplit- und Pegmatitmaterial ausgefüllt worden.¹⁾

¹⁾ Wenn sie offen stehen, sind ihre Wände mit neuen Mineralbildungen bekleidet, wie Chlorit, Quarz, Epidot, Pyrit, Brauneisen, Kalzit usw.

Der Granit der Umgebung von Passau ist im allgemeinen ein fein- bis mittelkörniges Gestein von bläulichgrauer Farbe, GÜMBEL's Passauer Waldgranit (50). Im Süden von Passau, auf der Höhe und namentlich am Südabhange des Neuburger Waldes enthält er neben einem nicht unbedeutenden Bestand an Kordierit meist reichliche Einschlüsse von basischen Putzen, auch wird seine Struktur infolge des Auftretens größerer Feldspatindividuen etwas porphyrisch. Im allgemeinen stimmen jedoch die einzelnen Granite in ihrer mineralischen Zusammensetzung so gut überein,

Die tektonischen Verhältnisse des Granits im Neuburger Wald.

(Der Granitbruch bei Langdobl.)

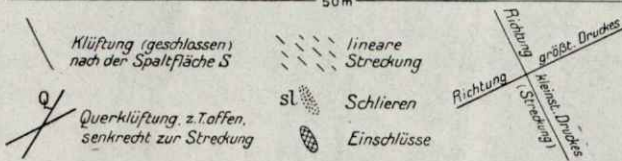
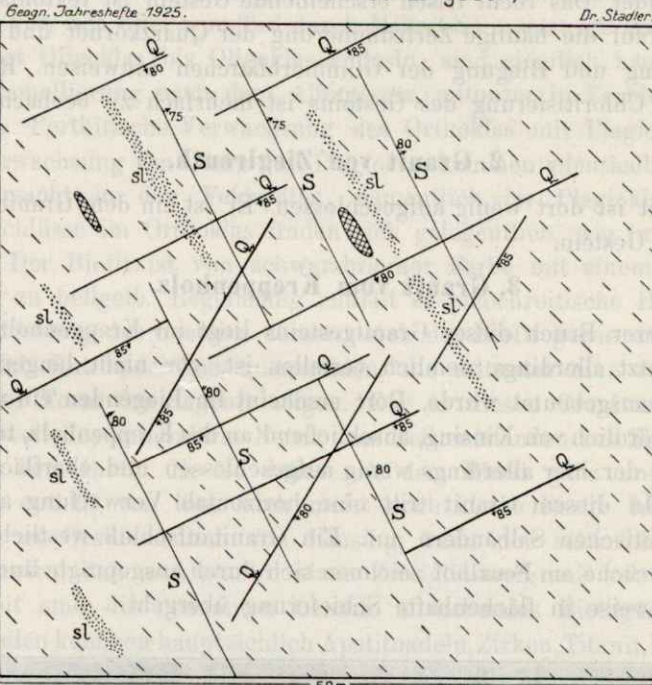


Bild 5.

daß man annehmen darf, sie stammen aus ein und demselben Magmaherd. Wenn manche Granite sich dadurch auszeichnen, daß sie von Glimmerputzen durchsetzt sind, so verdanken sie diese Eigenschaft vielleicht dem Eindringen eines größeren Granites in einen feinkörnigeren (51). Die von Glimmernüssen durchsetzten Granite von Zipf und Langdobl lagern tatsächlich auf feinkörnigerem Granit.

Kristallgranit, wie solche bei Englbürg, im Ödwald, am Almburg, am Dreissessel und anderwärts im Bayerischen Walde auftreten, kommt im Passauer Gebiet nicht vor. Auch dioritische Gesteine, welche nördlich der Donau eine große Verbreitung finden, kommen im südlich der Donau gelegenen Passauer Gebiet nur als spärliche Einschlüsse im Granit zur Geltung.

In den tiefen Erosionstälern der Gewässer brechen nicht selten in den injizierten Schiefen Granite herein. Auch im Donaubeet werden bei Flußkorrekturen

neben Kordieritgneis auch ganz normale Granite angetroffen. Dieser Umstand legt die Annahme nahe, daß unter den injizierten Schiefen Granite durchstreichen und die Granite des Neuburger Waldes mit jenen nördlich der Donau unmittelbar zusammenhängen.

1. Granit im Satzbachtal.

In mehreren Steinbrüchen ist der Granit im Satzbachtal aufgeschlossen. Er findet sich dort neben schuppigem Biotit- und Graphitgneis, von dem er stellenweise durch eine Lage körnigen Kalks getrennt wird. Am Eingange in das Satzbachtal fällt der Kordieritgneis unter den Granit ein. Die Klüftung des Granites ist gut ausgebildet. Das recht frisch erscheinende Gestein ist tektonisch stark mitgenommen, worauf die häufige Zertrümmerung der Quarzkörner und die gelegentliche Auswalzung und Biegung der Glimmerblättchen hinweisen. Ruschelbildung verbunden mit Chloritisierung des Gesteins ist mehrfach zu beobachten.

2. Granit von Zieglreuth.

Der Granit ist dort wenig aufgeschlossen. Er ist ein dem Granit von Satzbach ganz ähnliches Gestein.

3. Granit vom Kreppenholz.

Ein größerer Bruch dieses Granitgesteins liegt im Kreppenholz, südlich von Salzweg, der jetzt allerdings ziemlich verfallen ist, vor nicht langer Zeit aber zu Pflastersteinen ausgebeutet wurde. Dort erscheint im Liegenden ein redwitzitisches Gestein. Auch nördlich von Kinsing, anschließend an das Kreppenholz, tritt der gleiche Granit zu Tage, der hier allerdings wenig aufgeschlossen und oberflächlich zu Sand verwittert ist. In diesem Granit tritt eine horizontale Verwerfung an den Quarzgängen mit aplitischen Salbändern auf. Ein Granitaufschluß westlich von Kinsing und die Granitbrüche am Fenzlhof zeichnen sich durch ausgeprägte lineare Streckung aus, die stellenweise in flächenhafte Schieferung übergeht.

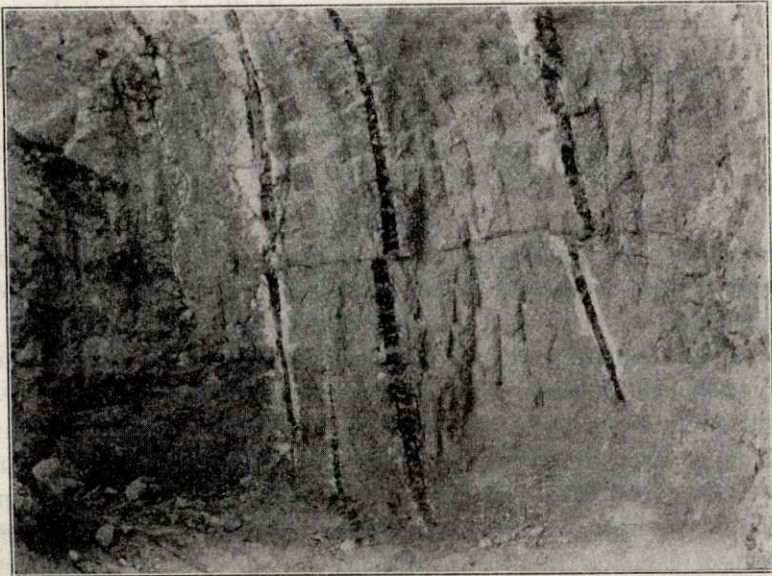


Bild 6.

Horizontale Verwerfung an Quarzgängen mit aplitischen Salbändern in Granit östlich von Kinsing.

Makroskopisch betrachtet erscheinen alle diese Granite als gleichmäßig gekörnte Gesteine, unter dem Mikroskop ist jedoch eine leichte Neigung zu porphyrischer Ausbildung bemerkbar, indem die Feldspäte als größere Körner in der sonst gleichmäßigen Grundmasse auftreten.

Erste Ausscheidungsprodukte sind wohlausgebildete Nebengemengteile, wie Apatit und Zirkon, während der Quarz als letzte Ausfüllungsmasse ohne eigene Form auftritt. Nur bei etwas aplitischer Struktur des Gesteins sind kleine Mengen der Kieselsäure früher ausgeschieden als die Feldspäte, in denen sie manchmal als kleine Quarzaugen erscheinen. Die Quarzkörner enthalten in der den Graniten eigentümlichen Weise Schnüre von Flüssigkeitseinschlüssen. Unter den Feldspäten herrscht der Orthoklas vor, der öfter zum Teil durch Mikroklin ersetzt ist. Auch Kalknatronfeldspäte, meist Oligoklas bis Oligoklas-Andesin, sind ziemlich häufig, regelmäßig mit Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, mitunter in Verbindung mit dem Periklingesetz. Perthitische Verwachsung des Orthoklas mit Plagioklas und myrmekitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas kommen allenthalben vor. Serizitbildung verursacht in den Feldspäten, namentlich im Plagioklas, Trübungen. Plagioklaseinschlüsse im Orthoklas finden sich gelegentlich, wie im Granit östlich von Kinsing. Der Biotit ist von schwarzbrauner Farbe mit einem Pleochroismus von tiefbraun zu hellgelb. Regelmäßig enthält er pleochroitische Höfe um Zirkon. Bei der Verwitterung des Gesteins zersetzt sich der Biotit gerne zu Chlorit, wobei sich gewöhnlich Rutilnadelchen ausscheiden, die mitunter eine regelmäßige Anordnung in der Form des Sagenit zeigen. Der in diesen Graniten vorkommende Muskovit ist zweifellos sekundärer Natur, zum Teil entstanden aus Feldspat, größtenteils aber aus dem Biotit. Er ist daher mit dem Biotit ganz unregelmäßig verwachsen und enthält von ihm auch meist noch kleine Reste. Im angewitterten Gestein, z. B. im Granit östlich von Kinsing, kann der sekundäre Muskovit so reichlich auftreten, daß man glaubt, einen Zweiglimmergranit vor sich zu haben. In Wirklichkeit sind die genannten Granite ausnahmslos Biotitgranite. Von den Übergemengteilen kommen hauptsächlich Apatitnadeln, Zirkon, Titanit, Rutil, manchmal auch Granat und Spinell in Betracht. Im Granit östlich von Kinsing erscheinen auch Sillimanit und Fibrolith. An Erzen trifft man Magneteisen, Titaneisen und Pyrit.

Die hellen Gemengteile zeigen infolge von Kataklyse vielfach undulöse Auslöschung, im Granit von Kinsing so starke Zertrümmerung, daß Mörtelstruktur entsteht.

4. Rötliche Granite.

Durch eine rötliche Farbe zeichnen sich einige Granite aus, die als mittelkörnige Gesteine in Gangform auftretend am Bach östlich vom Rieshof, ferner am rechten Gaissauer unterhalb der Papierfabrik und in bayer. Haibach anstehen. Ihre Farbe verdanken sie einem rötlich gefärbten Orthoklas und wohl auch Mikroklin. In bayer. Haibach gehen sie unmittelbar in Aplit über.

Das Gestein enthält stets viel Mikroklin, der manchmal über den Orthoklas vorherrscht. Die Plagioklase sind vom Typus des Oligoklas-Andesin, mit Lamellenbildung nach dem Albitgesetz. Ferner erscheinen Perthit und im roten Granit von Haibach viel Myrmekit. Durchdringung von Orthoklas und Mikroklin ist ebenfalls zu beobachten. Im Orthoklas und Mikroklin liegen Einschlüsse von Plagioklas. Solche von Quarz finden sich allenthalben in den Feldspäten. Im Gestein von Haibach häufen sie sich so, daß stellenweise Siebstruktur entsteht. Die Feldspäte führen zum Teil einen serizitierten Kern. Mitunter erscheinen die serizitartigen

Mikrolithen in den Feldspäten gelblich gefärbt. Vielleicht handelt es sich bei diesen um Hämatiteinschlüsse. Der Quarz enthält lange, mitunter parallel laufende Bänder von flüssigen Einschlüssen. Er zeigt wenig Zertrümmerung oder andere Phänomene der Kataklyse. Unter den Glimmern tritt der Biotit herrschend auf, während Muskovit nur ganz sporadisch erscheint. Letzterer entsteht sekundär aus den Feldspäten und dem Biotit. Der Biotit enthält viel, im Granit von Rieshof sogar sehr viel Zirkon und Rutil mit pleochroitischen Höfen. Vielfach ist der Biotit in Chlorit mit einem Pleochroismus von grün zu gelb umgewandelt, in welchem ebenfalls pleochroitische Höfe auftreten. Im Granit von Gaissa und Rieshof ist der Chloritisierungsprozeß der Biotite bis auf kleine Reste vollzogen, wobei es auffällt, daß an den übrigen Gemengteilen des Gesteins besondere Verwitterungserscheinungen nicht wahrzunehmen sind. An Erzen kommen Pyritwürfel, besonders reichlich aber Titaneisen, häufig mit Titanit-Leukoxenrand, vor. Sonst finden sich noch Apatit, Turmalin und Spinell und im Granit von Gaissa etwas Graphit. Der rote Granit ist ein Biotitgranit mit aplitischer Struktur.

5. Kordieritführender Granit.

Granit vom Jesuitenhof und von Streicherberg. Im Tale nördlich des Jesuitenhofes und ebenso im Tale zwischen Streicherberg und Lengfelden steht ein gleichmäßig gekörntes weiß- bis gelblichgraues Gestein von mittlerem Korn an, aus dem sich die schwärzlichbraunen Biotite in größeren Blättchen deutlich abheben. In seinen Hauptgemengteilen setzt sich das Gestein zusammen aus Orthoklas, viel Plagioklas, Quarz und Magnesiaglimmer. Die Feldspäte neigen in gewöhnlicher Weise von innen heraus zu Serizitbildung. Der Plagioklas ist Oligoklas, zuweilen mit einem etwas basischeren Kern vom Typus des Andesin. Zwillingsbildung nach Karlsbader- und Albitgesetz ist häufig. Neben diesen Feldspäten erscheinen Mikroklin und Mikropegmatit. Als randliche Fortwachsung der Plagioklase tritt nicht selten Myrmekeit auf. Die Biotite sind größtenteils chloritisiert. Zahlreiche pleochroitische Höfe im Biotit um Zirkon, im Granit von Streicherberg auch um Rutil, sind charakteristisch. Wo der Granit von größeren tektonischen Störungen betroffen wurde, sind die Biotite vielfach ausgewalzt und verbogen. Rutilnadelchen, gelegentlich in sagenitischer Anordnung, werden beobachtet. Muskovit tritt stark zurück. Er erscheint in recht unregelmäßigen Individuen im Feldspat und als Fortwachsung des Biotits und ist wohl als sekundäre Bildung zu betrachten. Kordierit mit Umwandlung in Pinit und Hisingerit kommt allenthalben vor, während Apatit selten zu treffen ist. An Erzen erscheint Titaneisen, größtenteils als Ausscheidung bei der Chloritisierung der Biotite, ferner verrosteter Pyrit, dessen Rost bei weiter fortgeschrittener Verwitterung die Mineralkörner umgrenzt. Im Granit nördlich des Jesuitenhofes tritt auch Epidot und Zoisit auf. In den Feldspäten vorkommende Quarzaugen weisen auf etwas aplitische Struktur des Gesteins hin.

An diese Granite, die den sogen. Passauer Waldgraniten äußerlich ganz ähnlich, unter dem Mikroskop nur durch Aufnahme von etwas Kordierit von ihnen unterschieden sind, reiht sich eine andere Gruppe von Graniten an, welche reichlich Kordierit führt, aber äußerlich sich von ihnen deutlich unterscheidet durch Aufnahme kleinerer oder größerer basischer Putzen aus dem Nebengestein und eine deutliche Neigung zu porphyrischer Struktur. Diese Granite liegen auf der Höhe und am südwestlichen Abhange des Neuburger Waldes, wo sie mit ihrem vorzüglichen Gesteinsmaterial eine blühende Steinindustrie ins Leben gerufen haben.

a) Granit von Langdobl. Das Hangende dieses Granitbruches bildet stark angewitterter gelber Fels in einer Mächtigkeit von 3 m. Darunter liegt bläulicher mittelkörniger Granit, dem größere Feldspatkörner eine Neigung zu porphyrischer Struktur verleihen. Basische Putzen bis zu mehreren Zentimeter Durchmesser sind zahlreich eingestreut. Manchmal sind sie zu dunklen Streifen und Schlieren resorbiert und dann regelmäßig durch einen auf die Schmelzmasse gerichteten seitlichen Druck in der Richtung der nordwestlichen Streckung des Granits angeordnet (s. Bild S. 59). Redwitzitische Gänge, oft linsenförmig anschwellend, Quarz- und Aplitgänge durchziehen das Gestein. Auf stellenweise Chloritisierung des Gesteins weisen grünliche Partien, besonders an den Rutschflächen hin, auf denen sich auch häufig Rutschstreifen zeigen. Die Sohle des Steinbruches erschließt einen blauen Granit von ziemlich feinem Korn.

b) Granit von Zipf. Es ist ein mittelkörniger, blauer, wenn etwas angewittert, grauer Granit, dem reichlich eingesprengte Feldspäte bis zu 1 cm Länge ein porphyrisches Aussehen verleihen. Die Feldspäte haben eine trübe weißgelbliche Farbe. Stellenweise ist viel Pyrit vorhanden. Basische Putzen bis zu 6 cm Durchmesser kommen im Gestein häufig vor. Das Hangende des Steinbruches bildet Verwitterungsschutt mit zahlreich eingelagerten wollsackartigen Granitblöcken. Die Klüftung des Granits ist stark ausgeprägt. Auf den Klüften bilden sich Chlorit und Serizithäutchen. Durch die anstehende Wand, wie durch die Sohle des aufgeschlossenen Steinbruches, streicht in nordwestlicher Richtung ein Gang von Kugelgranit, dessen Gestein deutlich kugelig-schalige Ausbildung besitzt. Die einzelnen Kugeln haben einen Durchmesser von ungefähr 1 m.

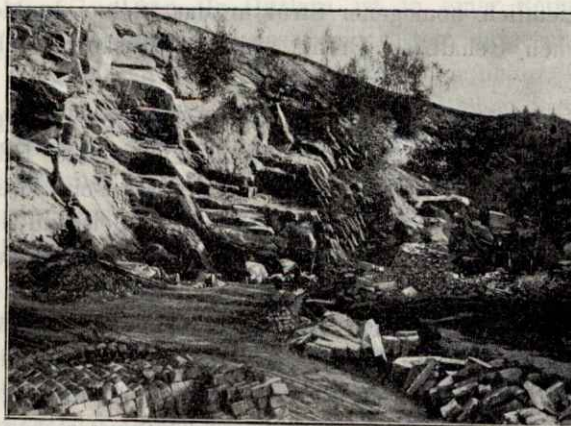


Bild 7.

Granitbruch von Zipf mit gut ausgeprägter Klüftung.

c) Granit von der Platte. Die Kuppe der Platte, der Kulminationspunkt des Neuburger Waldes mit 499 m Meereshöhe, bildet einen mächtigen Stock von mittelkörnigem blauen Granit. Sowohl an der Kuppe selbst als an deren östlichen Abhang ist derselbe in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen. Unter einer etwa 1 m mächtigen Verwitterungsschicht stehen die grobbankigen Wände des Granits an. Feldspatkristalle bis zu 1 cm Länge unterbrechen stellenweise die gleichmäßige Körnung und bedingen eine etwas porphyrische Struktur. Die eingestreuten basischen Putzen nehmen am Ostabhang der Platte an Menge und Dimension bedeutend zu

und treten auch als redwitzitische, öfter intermittierende Gänge auf. Aplit- und Quarzgänge durchsetzen den Granit. Ein Granitgestein am Nordabhang der Platte zeigt starke Kataklyse und zwischen den Mineralkörnern Rost.

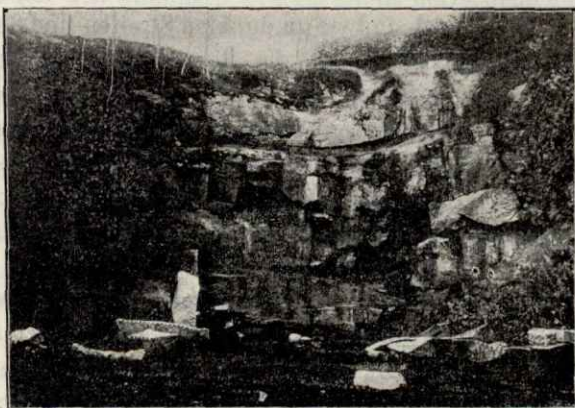


Bild 8.

Granitbruch auf der Platte mit ausgeprägter Bankung.

d) Granit von Neuhaus. Der Neuhauser Granit tritt in zwei verschiedenen Typen auf. Die erste Art ist ein ziemlich dunkles bläuliches Gestein, das als der wertvollste typische Neuhauser Stein gilt. Dieser fein- bis mittelkörnige Granit stellt, abgesehen von einzelnen basischen Putzen und wenigen größeren Feldspatindividuen, ein Gestein von ziemlich homogener Struktur dar. Seine dunkle Farbe verdankt es einem reichlichen Gehalt an Biotit, während Muskovit makroskopisch nicht wahrzunehmen ist.

Neben diesem bläulichen Granit gibt es einen helleren von grauer Farbe und teils feinkörniger, teils grobkörniger Struktur. In letzterem Falle zeichnen sich einzelne Feldspatkristalle durch besondere Größe aus. Basische Putzen sind reichlich eingestreut, bald mit scharfem Rand ansetzend, bald schlierig im Gestein verlaufend. Kiese, oft in Brauneisen umgewandelt, werden in diesem helleren Gestein, namentlich auf den Ruscheln, beobachtet. Turmalinsonnen erscheinen auf den Klufflächen. Auch dieses hellere Gestein ist ein Biotitgranit, in welchem Muskovit nur als sekundäre Bildung auftritt. Seine Struktur ist eine ziemlich schlierige und aplitische. Das Gestein zeigt eine Streckung in westnordwestlicher Richtung und eine offene Klüftung im Streichen von N. 20 O. Mit dieser Klüftung stehen Harnischbildung mit Chlorit und Serizitüberzug, sowie vereinzelt Ruschelbildung in Zusammenhang. Auffällig sind auch häufig auf den Klufflächen erscheinende Kalzitbeläge von papierdünnen Häutchen bis zu 1 cm mächtigen Kluftausfüllungen. Sie sind als Niederschläge der atmosphärischen Gewässer aufzufassen, welche den Kalk aus den überlagernden miozänen Meeressanden und quartären Lößlagern in den Klüften abgelagert haben. Aplit- und Quarzgänge durchsetzen das Gestein. Die Oberflächenverwitterung dringt 4 m tief in dasselbe hinein. Sie ist erkennbar durch eine gelbe bis braune Färbung, die sie dem Gestein verleiht. Zu oberst zerfällt es zu Grus, in welchem zahlreiche rundlich ausgewitterte Granitblöcke liegen. Diese versandete Granitschicht vermischt sich innig mit dem untersten miozänen Meeressand, welcher hier den Granit überlagert und Haifischzähne, Knochen von

Cetaceen und stellenweise ganze Austernbänke führt. Darüber lagert mehrere Meter mächtig Hochterrassenschotter des Inn, überdeckt von Löß.

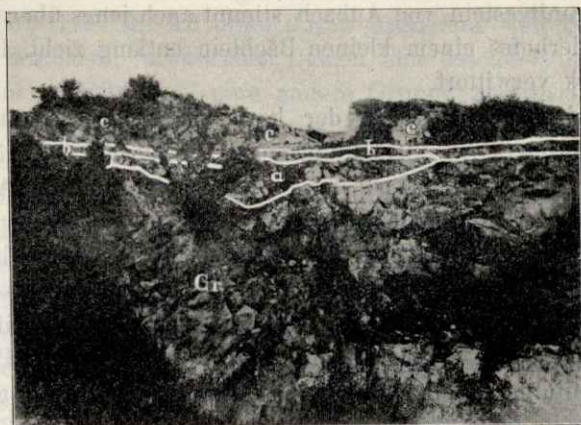


Bild 9.

Granitbruch von Neuhaus. Gr = Granit. a = Granitgrus und unterste miozäne Meeressande.
b = Hochterrassenschotter. c = Löß.

Die Granite von Pumstetten, in der Hagenau und in Niederschärding, die früher abgebaut wurden, sind dem helleren Gesteinstyp von Neuhaus ähnlich. Der Granit, welcher nördlich von Vornbach in mehreren uralten Brüchen ansteht, ist sehr stark verwittert.

e) Granit von Gurlarn. In Gurlarn ist in einer Reihe mächtiger Steinbrüche ein mittelkörniges bläulichgraues Granitgestein aufgeschlossen, das infolge grober Bankung Granitblöcke von großen Dimensionen liefert. Zahlreiche basische Putzen, größere dunkle Schlieren, nach der nordwestlichen Streckung des Granits gerichtet, auch aplitische und pegmatitische Schmitzen und Schlieren, in denen grünlichgraue Pinitkörner auffallen, sind ihm charakteristisch. Pyritkörner und Magnetkiesausscheidungen sind ab und zu eingestreut, auf den Ruscheln kommt es häufig zu Chloritbildung, auch treten dort Pyrit- und Brauneisenhäutchen auf. Der Granit von Gurlarn schließt mitunter größere Schmitzen von Kalksilikatfels ein, ein Beweis, daß der Schmelzfluß des Granits aus dem Nebengestein nicht nur Trümmer des kristallinen Schiefers, sondern auch tonige Kalkmassen sich einverleibt hat. Der Quarz dieses Granits ist vielfach zertrümmert, gelegentlich erscheint Mörtelstruktur. Das Gestein hat ziemlich schlierigen Charakter und zeigt starke Kataklyse.

Ein ähnliches Gestein wurde am Vornbach in der Nähe des Lockinger zu Pflastersteinen verarbeitet. Die basischen Einschlüsse desselben haben zum Teil scharfe Kanten und Ecken bewahrt. Größere Feldspatkörner verleihen ihm eine etwas porphyrische Struktur. Kataklastische Erscheinungen, wie undulöse Auslöschung und Zertrümmerung, sowie randliche Mörtelstruktur der Quarzkörner sind deutlich ausgeprägt. Chloritisierung der Biotite und Rostbildung zwischen den Mineralkörnern deuten fortschreitende Verwitterung an.

f) Ein alter Granitbruch bei Aubach liegt seit langem still. Er lieferte ein mittelkörniges bläulichgraues Gestein mit dunkleren Schlieren. Das nämliche Material wurde im Walde südlich von Aubach in mehreren kleineren Steinbrüchen gewonnen. Hier durchsetzt ein größerer Lamprophyrgang den Granit.

Bei Spitzöd sind mehrere größere scharfkantige Gneisblöcke, jeder mit abweichender Lage der Schichtung im Granit eingebettet. Diese Gneisstücke sind vor Verfestigung der Granitmasse aus dem Nebengestein in dieselbe gelangt (52).

Mit dem Granitgestein von Aubach stimmt auch jenes überein, das in Grünet, südlich des Elenderhofes einem kleinen Bächlein entlang zieht. Beide Granite sind oberflächlich stark verwittert.

Die Mineralzusammensetzung der kordieritführenden Granite ist folgende: Orthoklas mit häufiger Zwillingsbildung nach Karlsbader Art, öfters mit Serizitkern. Im Granit von Neuhaus ist in den Feldspäten zonarer Aufbau bemerkbar. Der Orthoklas ist oft mit Plagioklas perthitisch verwachsen. Der Mikroklin enthält im Granit von Neuhaus und Zipf Plagioklaseinschlüsse. Der Plagioklas ist meist Oligoklas bis Andesin, seltener kalkfreier Albit. Manchmal, besonders im Granit von Neuhaus, enthält der Oligoklas einen basischeren Kern. Zwillingsbau vollzieht sich nach dem Albit-, seltener nach dem Albit- und zugleich Periklingesetz. Die Plagioklase sind mitunter infolge von Serizitbildung trübe. Häufig geht der Plagioklas randlich in Myrmekit über. Augeneinschlüsse von Quarz in den Feldspäten kommen besonders im helleren Gesteinstyp von Neuhaus vor. Im Granit von Langdobl tritt der Plagioklas stark zurück. Im Quarz verlaufen flüssige Einschlüsse häufig in langen Schnüren. Manchmal ist er von feinsten Nadelchen durchsetzt, die als Rutil zu betrachten sind. Der Biotit besitzt einen Pleochroismus von braun zu hellgelb. Er ist oft zu Bauerit ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt, wobei häufig eine Neubildung von Titanit erscheint. Ebenso scheiden sich im verwitternden Biotit

gerne Rutilnadelchen aus, die sich oft in der Form von Sagenit ordnen. Pleochroitische Höfe um Zirkon treten im Biotit allenthalben auf. Im Granit von Neuhaus ist er mitunter von Feldspat poikilitisch durchwachsen. Muskovit tritt sehr zurück, er erscheint hauptsächlich in kleinen Schuppen oder als unregelmäßiges Mineralaggregat im Orthoklas. Im Granit von Zipf findet sich viel Muskovit von Kordierit- und Piniteinschlüssen, letztere als radialpolarisierende wirrschuppige Aggregate, durchwachsen. Kordierit erscheint allenthalben häufig, vielfach in grobschuppigen Pinit umgewandelt. Bei weiterer Zersetzung entsteht oft ein amorphes Gebilde, der Hisingerit. Der Kordierit zeigt nicht selten eine versteckte Lamellierung, ähnlich der des Plagioklases. Chlorit ist in den Biotiten überall in geringen Mengen vorhanden; im Granit von Zipf sind die Biotite stärker chloritisiert.

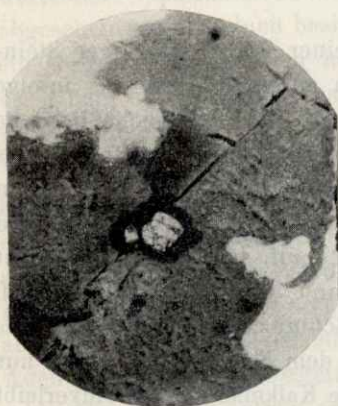


Bild 10.

Biotit (grau) mit zwei Zirkonkörnern (hell), die von pleochroitischen Höfen (dunkel) umgeben sind.

Vielfach erscheint er als Pennin mit anomaler Interferenz. Zirkon und seltener Rutil bilden in Biotit, Kordierit und Chlorit pleochroitische Höfe. Apatit kommt im Granit von Neuhaus und Gurlarn häufig, sonst etwas seltener vor. Granat tritt in den Graniten von Gurlarn und im hellen Gesteinstyp von Neuhaus auf. Serizit bildet eine Ausscheidung in den Feldspäten. Titanit erscheint besonders in den Graniten von Langdobl, Gurlarn und Zipf. Kalzit kommt als späte Ausscheidung vor in den Graniten von Neuhaus (heller Typ), Gurlarn und der Platte. Graphit findet sich als feinste Imprägnation, namentlich zwischen den Biotitblättchen, auf die er ausbleichend wirkt. Pyrit findet sich überall. Im Granit von Langdobl füllt er die feinsten

Gesteinsspalten aus und umrahmt die einzelnen Mineralkörner, sogar die Quarz-Augen in den Feldspäten. Magnetkies kommt stellenweise viel vor im Granit von Gurlarn. Auch Titaneisen findet sich gerne, in Gurlarn mit Titanitrand.

g) Schlieriger Granit. An diese durch Aufnahme von Bestandteilen aus dem Nebengestein, bestehend in basischen Putzen und besonders in Kordierit, ausgezeichneten Granite schließt sich eine andere Gruppe granitischer Gesteine an, die bedeutend vom normalen Typus des Granits abweichen. Es ist dies jener Komplex von granitischen Gesteinen, der sich häufig zwischen Granit und injizierten Schiefern einschleibt oder auch in denselben lagert (53). Nach CLOOS sind diese schlierigen Granite nicht als Randfazies des Granites aufzufassen, sondern als ältere Gneisgranite (54). Biotitreiche Schieferfetzen von wechselnder Ausdehnung in großer Zahl, teils scharf gegen das granitische Gemenge absetzend, teils resorbiert und schlierig in dasselbe verlaufend, häufig auch in Form von parallelen Bändern angeordnet, andererseits aplitische Schlieren, geben dem Gestein im Vergleich zur typischen Einheitlichkeit des normalen Granitgefüges eine große Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung und damit ein recht unruhig bewegtes Bild. Typisch für diese schlierigen Granite ist die Zunahme der Kontaktmineralien, an erster Stelle von Kordierit und schon makroskopisch wahrnehmbarem Pinit in den aplitischen Schlieren, zuweilen mit der kurzprismatischen Kristallform des Kordierits.

Recht gut treten diese schlierigen Granite hervor im Inntal zwischen Leiten und Vornbach, wo sie im mehrfachen Wechsel mit injizierten Schiefern sich finden, aber auch im unteren Mühlthal, ferner an der südwestlichen Ecke des Friedhofs in der Innstadt und in einem alten Steinbruch nordwestlich von Auerbach, endlich im Steinbachtal, am Biberbach, westlich von Dommelstadt, und in Reut, westlich von Neuburg, stehen sie an.

Mineralische Zusammensetzung: Unter den Feldspäten herrscht der Orthoklas vor, der auch teilweise durch Mikroklin ersetzt werden kann. Die Kalknatronfeldspäte vom Typus des Albit-Oligoklas bis Andesin treten bisweilen ziemlich weit zurück. Perthitische Verwachsungen von Orthoklas und Plagioklas sind weit verbreitet, ebenso randliche Umwandlung von Plagioklas in Myrmekit. Auch Mikropegmatit findet sich. Die Quarzkörner löschen häufig undulös aus und sind vielfach zertrümmert. Kordierit, Pinit und Hisingerit sind ebenso wie Granat typische Mineralien dieser Granite, Biotit und Muskovit zeigen in starken Verbiegungen mechanische Beanspruchung des Gesteins durch tektonische Kräfte. Letzterer ist vielfach von anderen Mineralien durchwachsen. Biotit findet sich gerne lamellenartig von Chlorit durchsetzt oder vollständig in denselben umgewandelt, wobei die Ränder ausgefasert erscheinen, während im Innern des neuen Mineralkorns gerne Rutilnadelchen auftreten. An sonstigen Mineralien wird Apatit und Turmalin beobachtet, ebenso Titanit und Graphit. Zirkon und Rutil erscheinen mit pleochroitischen Höfen in Biotit, Muskovit, Kordierit und Turmalin. Serizit ist in den Feldspäten häufig. An Erzkörnern trifft man Titaneisen, Magneteisen und Pyrit. Nicht selten zeigen Quarz-Augen in den Feldspäten etwas aplitische Struktur dieser schlierigen Granite an.

2. Gabbro.

WEINSCHENK hat für den südöstlichen Teil des bayerischen Waldes das Vorkommen von Gabbrogesteinen ebenso nachgewiesen, wie BERGT für den nordwestlichen Teil desselben (55) (56). FRENTZEL fand Gabbrogesteine auch im mittleren Waldgebiete, besonders im Ilz- und Osterbachtal (57). Auch im näheren Gebiet um Passau treten derartige Gesteine auf.

Hornblendegabbro — Bojit WEINSCHENK'S —. Im Satzbachtale durchsetzen den Graphitgneis Lager von Hornblendegabbro. Das Gestein ist mittelkörnig, bräunlichgrün und von großer Zähigkeit. Unter dem Mikroskop erscheinen die Feldspäte in der breiten Form der Gabbrofeldspäte. Sie sind fast durchaus basischer Natur, Andesin, Labrador, sogar Bytownit. Ihre Lamellierung ist die gewöhnliche nach dem Albitgesetz, teilweise in Kombination mit fast senkrecht hiezu verlaufenden Lamellen nach dem Periklingesetz. Solche Zwillinge verwachsen außerdem zuweilen nach Karlsbader Art. Vereinzelt treten Oligoklas-Andesin-Körner auf. Die Feldspäte zeigen durchwegs große Frische. Das hauptsächlichste dunkle Silikat bildet braune Hornblende, mit einem Pleochroismus von braun zu strohgelb, der Spaltbarkeit der gemeinen Hornblende und einer Auslöschungsschiefe bis zu 21° . Die Doppelbrechung ist auffallend hoch bis zu 0,03. Um kleinere Titanitkörnchen bilden sich in der Hornblende pleochroitische Höfe. Idiomorphe Körner nach dem Querschnitt und nach dem Prisma treten nur ausnahmsweise auf. Die allotriomorphen Körner scheinen häufig zahnig in die Feldspäte fortzuwachsen. Randliche Chloritisierung der Hornblende ist selten zu beobachten.

Biotit wird nur in wenigen Leisten wahrgenommen. Dieselben besitzen einen Pleochroismus von rotbraun zu bräunlichgelb. Der Biotit ist großenteils in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung von Titanmineralien. Magneteisen und Titaneisen findet sich viel, letzteres fast immer von Titanitrand umgeben. Quarz bildet die letzte Ausfüllungsmasse. Apatit tritt in Nadeln und Körnern häufig auf. Das Gestein neigt zu granitischer Struktur.

Uralitgabbro. Im unteren Walchbachtal, besonders aber an den südlichen Abhängen des Stuhlberges gegen die Ilz, finden sich im Gneis größere rundliche Putzen von Uralitgabbro. Diese heben sich durch ihre rostbraune Verwitterungsschicht deutlich aus dem grauen Gneisgestein heraus. Im frischen Bruch ist dieser Gabbro schwärzlichgrün, an Stellen, wo sich der Bestand an Granaten häuft, rötlichschwarz. Den hauptsächlichsten dunklen Bestandteil bildet bräunlichgrüne Hornblende von einem Pleochroismus: α gelblich, β bräunlich, γ bläulichgrün. Die Hornblende ist Uralit; da Augitreste fehlen, ist es schwer festzustellen, ob der Uralit aus Pyroxen oder brauner Hornblende entstanden ist. Letztere kommt neben dem Pyroxen im Gabbro häufig vor (58). Neben dem Uralit fallen unter dem Mikroskop die Labradorfeldspäte auf, die zum weitaus größten Teil in Saussurit umgewandelt sind, ein Gemenge von Serizit und Zoisit mit eingeschlossenen Quarzkörnern. Im gewöhnlichen Licht erscheinen sie als trübe, körnelige Masse. Mit der Uralitisierung und zum Teil auch Chloritisierung der Hornblende steht ein reichlich auftretendes Vorkommen von Pyrit im Zusammenhang. Daneben stellt sich viel Titaneisen ein, ferner Titanit, um dessen Körner sich in der Hornblende pleochroitische Höfe bilden, endlich Chlorit, Apatit und ziemlich viel Almandin. Letzterer ist ebenfalls vom Chloritisierungsprozeß ergriffen. Er zeigt Maschenstruktur, wobei die breiten Risse mit Chlorit ausgefüllt sind.

3. Redwitzit.

Im Walchbachtal, südöstlich von Salzweg, sind mehrere Steinbrüche eines grauen Gesteins aufgeschlossen, das durch einzelne größere, in das sonst mittelkörnige Mineralgefüge eingestreute Feldspatindividuen eine Neigung zu porphyrischer Struktur erhält. Unter dem Mikroskop wird diese deutlich wahrgenommen. Kleine schwarze Flecken sind für dieses Gestein besonders charakteristisch. Sie werden hervorge-

rufen durch Anhäufung von Biotit und Amphibol an einzelnen Stellen. Das Gestein ist holokristallin. Die Grundmasse bildet ein mittelkörniges Gemenge, dessen Hauptbestandteil aus Feldspatindividuen, granophyrisch mit Quarz verwachsen, besteht. In raschem Wechsel herrscht bald Orthoklas, bald Plagioklas vor. Der granophyrische Charakter kommt besonders an jenen Stellen im Dünnschliff zur Geltung, wo die mehr gedrungenen Orthoklaskörnchen vermengt mit Quarz die Grundmasse bilden. Wo hingegen die dunklen Bestandteile, hauptsächlich Biotit, reichlicher auftreten, stellen sich die Kalknatronfeldspäte als leistenförmige Individuen in der Grundmasse ein, aber der Gehalt an Quarz bleibt auch hier ein ziemlich hoher. Unter den größeren Feldspäten herrschen die Tafeln des Plagioklases vor. Derselbe gehört dem Oligoklas an, enthält aber häufig einen dunkleren Kern von Labrador bis Labrador-Bytownit. Zwillingsbildung erfolgt nach dem Karlsbader- und Albitgesetz, aber auch nach Albit- und Periklingesetz ausgebildete Zwillinge werden angetroffen. Unter den dunklen Gemengteilen trifft man weitaus am häufigsten den Magnesiaglimmer. Umwandlung desselben in Chlorit, ferner pleochroitische Höfe um Zirkon, poikilitische Verwachsung mit Feldspat werden, wenn auch nicht gerade häufig, beobachtet. Wenn die Biotite sich anhäufen und dadurch das erwähnte fleckige Aussehen des Gesteins veranlassen, pflegt auch häufig grüne Hornblende in kurzprismatischen Körnern reichlich hinzuzutreten, mit einem Pleochroismus von bläulichgrün zu hellgrün, und einer Auslöschungsschiefe von 21° . Muskovit ist als Zersetzungsprodukt in den Feldspäten vorhanden. Magneteisen, Titaneisen, Pyrit erscheinen im Schliff ungemein zahlreich, oft in kleinsten Körnchen. Titaneisen ist oft von Titanit- oder auch Leukoxenrand umgeben. Titanit tritt häufig auf, stets in allotriomorphen Körnern, ein Umstand, der auf seine späte Auskristallisierung und vermutlich sekundäre Bildung hinweist. Apatitnadeln durchschwärmen das Gestein in ganz auffälliger Menge. Orthit mit pleochroitischen Höfen tritt in rötlichbraunen Körnern, mitunter in Form von Zwillingen auf und ist manchmal von Klinozoisit umrahmt. Auch Zirkon erscheint nicht allzuseiten.

Ein ganz ähnliches Gestein findet sich im Walde östlich von Kinsing. Der Plagioklas überwiegt hier über den Orthoklas und Mikroklin. Am Rand der Plagioklase kommt myrmekitische Verwachsung mit Quarz vor. Der Biotit neigt zur Chloritisierung und ist gelegentlich auch in Epidot umgewandelt. Im Biotit und Chlorit treten feinste Rutilnadelchen auf. Ein gleiches Gestein ist im Granit des Kreppenholzes

und von Langdobl eingelagert. In ersterem fallen besonders dünntafelige Muskovit-leistchen in den Feldspäten auf, welche nach den Spaltrichtungen der letzteren orientiert sind. Im Granit von Langdobl findet sich das redwitzitische Gestein nur als Einschluß.

Diese Gesteine sind äußerlich teils den Dioriten, teils den Syeniten ähnlich und als solche gewöhnlich beschrieben worden. Es trennt sie jedoch von diesen gleichartig struierten Gesteinen die ungleichmäßige Zusammensetzung innerhalb ein und desselben Handstückes sowie der vielfache Wechsel zwischen Orthoklas und Plagioklas. Von den Gesteinen der basischen Randzone des Granits unter-

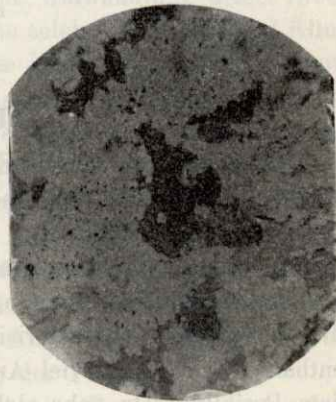


Bild 11.

Orthitkorn (dunkel) im Redwitzit südöstlich von Salzweg. (In der Mitte des Bildes.)

scheidet sie der völlige Mangel an charakteristischen Mineralien, welche die Randzone gewöhnlich aus dem Nebengestein aufnimmt, wie Kordierit, Andalusit, Granat, Staurolith, Sillimanit. WEINSCHENK hat die Gruppe dieser Gesteine als grob- bis mittelkörnige Ausbildungsform der Lamprophyre betrachtet und als Redwitzite bezeichnet (59). Die redwitzischen Gesteine um Passau unterscheiden sich weder im Handstück noch im Dünnschliff von den Redwitziten des Fichtelgebirges, jedoch sind sie hier nicht lamprophyrische Ganggesteine der Granite, sondern Vorläufer der letzteren und damit älter als sie (60).

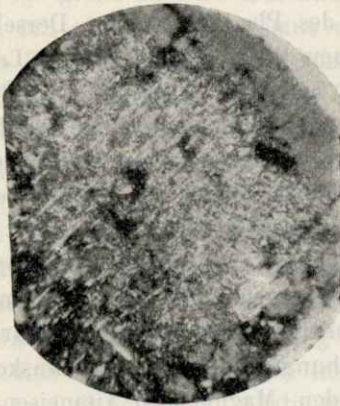


Bild 12.

Dünntafelige Muskovitleistchen (Serizit) in den Feldspäten des Redwitzits vom Kreppenholz, nach den Spaltrichtungen geordnet.

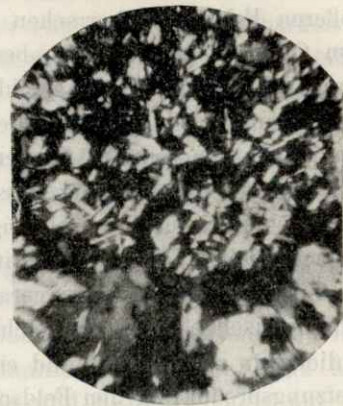


Bild 13.

C. Ganggesteine.

1. Lamprophyrische Gesteine.

Solche treten auf im Eisenbahnschnitt westlich von Lindau und im Granit südlich von Aubach. Es sind feinkörnige, etwas porphyrisch ausgebildete dunkle Gesteine. Am ersteren Ort durchsetzen sie einen pfahlschieferartigen Gneis als dunkle Gänge. Die sehr feinkörnige dunkle Gesteinsmasse erhält durch zahlreiche größere Feldspateinsprenglinge eine porphyrische Struktur. Die gerundete Form dieser Feldspäte charakterisiert sie als Ureinschlüsse (61). Unter dem Mikroskop enthält es Orthoklas, viel Andesin, Zwillinge nach dem Albit- und zugleich nach dem Periklingesetz, sehr viel Biotit, Zirkon, Apatit, Orthit, Titaneisen mit Titanitrand. Das Gestein ist mit Titanitkörnern geradezu imprägniert.

2. Saure Spaltungsgesteine.

a) Aplit. Dieser durchsetzt in größeren Gängen oder feinen Adern als jüngere Magmaintrusion Gneise, Granite und Redwitzite teils in scharfer Begrenzung, teils schlierig mit ihnen verwachsen. Erscheint er als Lagergang im Gneis, so bildet er ihn zum Bändergneis aus. Nicht selten kommt er in auffällig mächtigen Gängen vor, wie im Satzbachtal, in Haibach, an der österreichischen Eisenbahnbrücke bei Passau, am Südbhang des Stuhlberges, westlich der Aumühle und besonders im Neuburger Wald unterhalb des Neufelser Hofes. Dieser letztere mächtige Aplitgang erscheint abermals in einem westlichen Seitental des Rammersbaches und nördlich von Schönplatzl an einem Quellbächlein des gleichen Baches in der Forstabteilung Rackering. Ein ziemlich bedeutender Aplitgang streicht auch südöstlich der Station

Neustift am Hammerbach durch. Die Aplite sind durchwegs leukokrate, zucker-körnige Gesteine von feinem Gefüge mit ausgesprochener Neigung der Quarze und Feldspäte zu kristallographischer Umrandung. Hiedurch wird dem Gestein eine panidiomorphe Struktur aufgeprägt. Ihre stets helle Färbung ist bedingt durch die meist weißliche oder gelbliche, im Haibachtal auch rötliche Farbe der Orthoklase und das spärliche Vorkommen basischer Gemengteile. Allenthalben sind in die Feldspäte, besonders in den Orthoklas und Mikroklin, Quarzaugen eingelagert.

Das Gestein ist in der Hauptsache ein Gemenge von Orthoklas und Quarz. An Stelle des Orthoklases tritt öfters Mikroklin, der auch über den Orthoklas vorherrschen kann. Im Aplit von Haibach kommt rötlicher Mikroklin in solcher Menge vor, daß er dem Gestein eine rötliche Färbung verleiht. Plagioklas, gewöhnlich Albit bis Oligoklas, tritt meist stark zurück und erscheint gern als Einschluß im Orthoklas und Mikroklin. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader- und Albitgesetz ist häufig, seltener solche nach dem Albit- und zugleich Periklingesetz. Perthitische Durchwachsung des Orthoklases durch Plagioklas, Myrmekit als randliche Ausbildung des Plagioklases, Mikropegmatit und Mikroklin-Mikroperthit sind weit verbreitet. Ein serizitischer Kern in den Feldspäten ist nicht selten. Der Quarz bildet häufig augenförmige Einschlüsse in den Feldspäten. Kordierit stellt sich öfters ein, meist umgewandelt in Pinit, gelegentlich in Gesellschaft von Sillimanit, wie im Aplit an der Klause bei der österreichischen Eisenbahnbrücke in Passau. Biotit kommt naturgemäß weniger vor, ist aber dann gern zu Putzen zusammengehäuft. Solche Biotitanhäufungen sind im Aplit beim Neufelser, ebenso nördlich der Schwarzsäge, und im Aplit vom Schönplatzl gut zu beobachten. Umwandlung dieser Biotitanhäufungen in Chlorit trifft man häufig, seltener eine solche in Epidot und Klinochlor. Letzteres Mineral erfüllt auch gelegentlich Risse in den Feldspäten. Muskovit erscheint wohl überall, aber meist in auffallend geringer Menge. Allenthalben verbreitet sind Apatit, Granat, sowie Turmalin. Manche Aplite, wie am Südabhange des Stuhlberges sind so mit Granaten erfüllt, daß sie das Aussehen des Granulits erhalten. Unter dem Mikroskop wird jedoch auch bei ihnen ein weit überragendes Vorherrschen der Feldspäte beobachtet. An weiteren Nebengemengteilen erscheinen Titanit, Zirkon, im Aplit westlich von Schafhof Andalusit. An Erzen finden sich Magneteisen, Titaneisen und Pyrit. Tektonische Störungen offenbaren sich in diesen Apliten durch kataklastische Phänomene: Undulöse Auslöschung der Quarze und Feldspäte, randliche Zertrümmerung und Verbiegung der Feldspäte.

b) Pegmatit. Pegmatiten begegnen wir sowohl im Granit als im Gneis in Form von Gängen, häufig als Salband der Aplite, manchmal auch die Aplite durchsetzend und so als jüngere Magmanachschiebe sich erweisend. Oft nehmen die Gänge eine bedeutende Mächtigkeit an. Am Wörtherbach, nördlich des Oberstadler, zieht ein Pegmatitgang von vielen Metern Mächtigkeit durch, ausgezeichnet durch roten Orthoklas und Mikroklin und guter schriftgranitischer Verwachsung von Quarz und Feldspat. Derselbe ist randlich begleitet von einem schmalen Brauneisengang in Verbindung mit einem dünnen Kaolinband. Ein anderer bedeutender Pegmatitgang tritt in Eggendobl zutage, ebenfalls mit rötlichem, durch Verwitterung teilweise gelblich gefärbtem Orthoklas und zahlreichen bis 2 cm im Durchmesser haltenden Granatkörnern. WALTZ (62) hat dieses Gestein als Vesuviangranit beschrieben. Dieser Pegmatitzug wird abermals sichtbar am Inn als Untergrund des Scheiblingsturmes und endlich in bayrisch Haibach neben rotem Granit und Aplit, von wo er in breiter Erstreckung im österreichischen Haibachtal sich fortsetzt. Westlich von Harret

wurde er technisch abgebaut. Im Neuburger Wald steht Pegmatit am Hammerbach mit den gleichen Granatkörnern an wie bei Eggendobl, ebenso erscheint er unterhalb des Neufelser an der Innleite, wo im Gestein auch Hornblende zu sehen ist. Schwarze Turmaline finden sich gerne in den Pegmatitgängen, besonders am Südhang des Stuhlberges, wo solche in gut ausgebildeten Kristallen auftreten.

Unter dem Mikroskop findet sich im Pegmatit: Roter oder weißer Orthoklas, Plagioklas, und zwar meist Oligoklas, seltener Albit, tritt öfters stark zurück. Im Pegmatit von Eggendobl erscheint der Plagioklas fast nur als Einschluß im Orthoklas. Mikroklin ist häufig, im Pegmatit von Haibach verdrängt er den Orthoklas fast ganz. Mikropegmatit, perthitische Verwachsungen von Orthoklas und Plagioklas, Mikroklinperthit sind häufige Erscheinungen. Quarz kommt überall, auch als augenförmiger Einschluß in den Feldspäten vor. Kordierit, Pinit und Hisingerit treten häufig auf. Der Biotit ist selten chloritisiert. Muskovit tritt überall auf, zuweilen allerdings auffallend wenig. Granat ist zahlreich vertreten, bei Eggendobl und am Hammerbach in großen Körnern, die Biotit, Titaneisen und Titanit einschließen. Turmalin besitzt pleochroitische Höfe um Rutil und Zirkon. Apatit kommt im Pegmatit der Ilzleite, beim Triftstollen in Hals und an der Innleite beim Neufelser auch in größeren Körnern vor. Titanit, besonders in Insekteneierform, tritt häufig auf. Hornblende konnte nur im Pegmatit beim Neufelser gefunden werden. Die Plagioklase zeigen regelmäßig Zwillingsbau nach dem Albitgesetz. Serizitisierung erscheint in der gewöhnlichen Weise von innen heraus.

Manche dieser Pegmatite der Umgebung von Passau enthalten technisch verwertbare Feldspäte in nicht geringer Menge. Die chemische Analyse des Feldspates eines Pegmatitganges bei Arbing, ausgeführt von der bayerischen Landesgewerbeanstalt in Nürnberg, lautet: Kieselsäure 67,48%, Aluminiumoxyd 18,66%, Eisenoxyd 0,38%, Manganoxyd —, —%, Kalziumoxyd 0,60%, Magnesiumoxyd Spuren, Kaliumoxyd 8,28%, Natriumoxyd 4,26%, Glühverlust 0,44%.

c) Syenitpegmatit. An der nordwestlichen Ecke des Altendorfer Forstes zieht am Walchbach gangartig ein ziemlich grobkörniger grünlichgrauer Syenitpegmatitzug durch. Den Hauptbestandteil des Gesteins bildet Orthoklas. Daneben erscheinen perthitische Verwachsungen von Orthoklas und Plagioklas. Quarz tritt stark zurück, mehrfach erscheint er in pegmatitischer Verwachsung mit Feldspat. Von den dunklen Gemengteilen nimmt braune Hornblende die erste Stelle ein, größtenteils aus uralitisertem Pyroxen bestehend. Daneben tritt Epidot auf und gelegentlich Klinozoisit, der besonders die Risse im Feldspat ausheilt. Im Klinozoisit liegen wurmförmige Mikrolithen von Titanit. Als Nebengemengteile sind Titanit, Granat und farbloser Orthit zu nennen. Ein ähnlich grünlichgraues Gestein erscheint gangförmig am Wege von Schafhof zur Forstdiensthütte bei Seestetten. Dasselbe zeigt infolge poikilitischer Durchwachsung verschiedener Mineralindividuen Siebstruktur. Es enthält ziemlich viel Plagioklas vom Typus des Labrador, weniger Orthoklas, Quarz fast nur als Augeneinschlüsse im Feldspat, Hornblende mit pleochroitischen Höfen um Titanit, Apatit, sehr viel Titaneisen. Am östlichen Gehänge des Stuhlberges tritt ein Syenitpegmatit auf, bestehend aus aplitischer Grundmasse, deren Schmelzfluß die Hornblende wohl als Kontaktmineral aus dem Nebengestein aufgenommen hat. Orthoklas, Albit bis Oligoklas, sehr wenig Quarz, Hornblende, Augit, eisenarmer Epidot setzen sein Mineralgemenge zusammen. Am rechten Ilzufer gegenüber der Unterilzmühle findet sich ein Gang dieses Gesteins, das sich zusammensetzt aus Orthoklas, Plagioklas vom Typus des Andesin und Labrador,

Quarz, Hornblende, Augit, Zoisit und Klinozoisit mit versteckter Lamellierung. Ein ganz ähnliches Gestein zieht westlich von Kohlbruck, an der Biegung der Staatsstraße gegen Süden durch. Es besteht aus trübem, oft perthitischem Orthoklas, Plagioklas und zwar Oligoklas, Quarz, grüner Hornblende, Augit und sehr viel Titanit.

d) Quarz. Gangquarz von milchiger oder rauchgrauer Farbe durchschwärmt die Gneis- und Granitfelsen allenthalben in feinen Äderchen, oft auch in armdicken, sich häufig verzweigenden Gängen. Die vielfach auf den Feldern herumliegenden Gangquarzstücke, manchmal mit aufgewachsenen größeren Quarzkristallen, sind die Reste ausgewitterter und zertrümmerter Quarzgänge. Größere Gänge bildet der Quarz im Gneis westlich von Schalding in der Nähe des Apfelbauerhofes und am westlichen Mühlalgehang. Ein glänzender Bruch ist diesem Gangquarz eigentümlich. Ein anderes, dem Pfahlquarz des bayerischen Waldes gleiches Quarzgestein durchsetzt gangartig Gneis und Granit in südöstlicher Richtung in einem langen Zuge südlich von Außernzell und Aicha bis zur Donau, westlich von Lindau. Dieser Quarzzug tritt zutage bei Schöllnach, westlich von Wiesing, bei Kalham und Gerlasberg, im Wald westlich von Katzdobl, wo er in grotesken Formen aufragt, in Hals beim Stauwerk, am nördlichen Ilzufer bei Hals, wo er den „Hohen Felsen“ bildet, an der westlichen Schleife der Straße von Passau nach Salzweg, wo er als Schottermaterial abgebaut wird, zwischen Ebnerhof und Firmiangut und zeigt sich zuletzt an der Donauhänge westlich von Lindau. Dieser Quarzgang ist unzweifelhaft ein Parallelzug des Pfahls, mit dem er wohl gleiches Alter und gleiche Entstehung teilt (63). Das Gestein besitzt dieselbe brekziöse Struktur und Brüchigkeit infolge innerer kataklastischer Beschaffenheit, wie der Quarz des Pfahlzuges. Die Pfahlquarze haben einen matten Bruch und entbehren jenen Fettglanz, der sonst den Gangquarzen eigen ist. Die Farbe dieses Quarzes ist, wenn nicht durch Rost gefärbt, weiß. Bei Hals treten auch die typischen Begleitgesteine des Pfahlzuges auf: Bandhornfels, Augengneis, pfahlschieferartige Gesteine. Auch manche Faltungen des Gneisgesteins unmittelbar am Quarzgang sind mit der Bildung der Verwerfungskluft desselben in Beziehung zu setzen (s. Bild S. 47).

D. Metamorphe Gesteine.

1. Körniger Kalk.

An der Stelle, auf welcher die neuerbaute Brauerei Hacklberg steht, zieht eine schmale, langgestreckte Kalklinse in südöstlicher Richtung durch, begleitet von einem Graphitgang. Serpentin findet sich viel, zum Teil eutektisch mit dem Kalk als Ophikalzit verwachsen. Granat tritt makroskopisch sichtbar auf. Unter dem Mikroskop erscheinen Kalzit, sehr viel Forsterit, mitunter in Serpentinisierung begriffen, viel Serpentin, ferner Apatit, Graphit und Granat.

Im Kordieritgneis östlich der Gaissamündung ist neben zahlreichen kleineren Kalkschmitzen eine größere Kalklinse eingelagert. Das Kalkgestein ist von weißer oder grauer Farbe und mittlerem Korn, viel von Serpentin durchsetzt und oft zu Ophikalzit ausgebildet. Gegen Süden ist die Kalklinse von rötlichem, etwas aplitischem Granit mit deutlicher fluidaler Struktur begleitet. Im Kontaktgestein derselben kommen Pegmatitgänge vor mit fingerlang ausgebildeten Biotitblättern. Unter dem Mikroskop erscheinen: Kalzit, viel Serpentin, Apatit in großen Körnern, Phlogopit, Forsterit, Graphit und Pyrit.

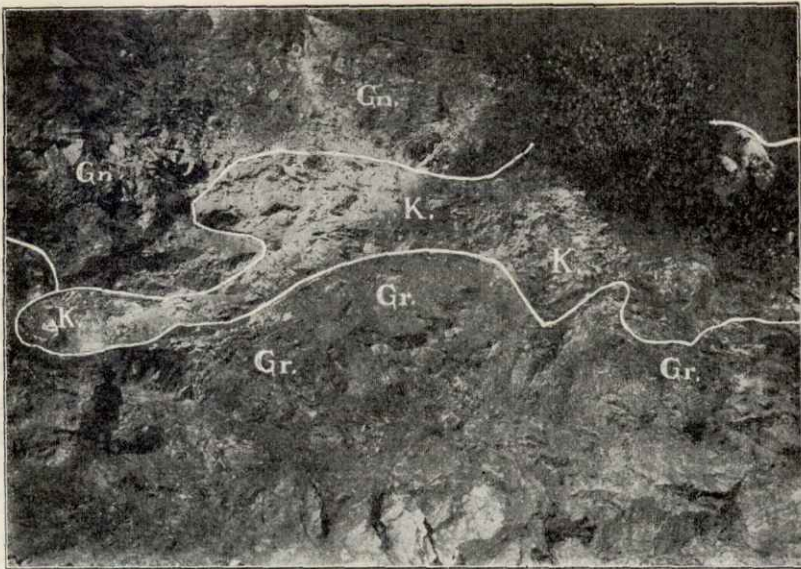


Bild 14.

Kalklinse (K.) im Kordieritgneis (Gn.) und Granit (Gr.) östlich der Gaisamündung.

Am linken Ufer des Irringerbaches zieht sich eine ziemlich mächtige Kalklinse hin, von der jetzt nur mehr ein kleiner Kalkbruch zugänglich ist. Das Kontaktgestein führt lange Hornblendekristalle. Unter dem Mikroskop enthält es: Kalzit, Serpentin, Forsterit, Phlogopit, Chondroit, Apatit, Quarz, Granat, Diopsid, Beryll, Graphit und Pyrit. An der Löwenwand, westlich von Schalding, steht, umlagert von Gneis und Granit, eine Kalklinse an. Der grünlichgraue Kalk, der von Gneisbändern durchzogen wird, enthält viel Serpentin (64).

An mehreren Stellen des unteren Satzbachtales sind alte Aufschlüsse von körnigem Kalk sichtbar, aber größtenteils zugeschüttet. Auch bei den dortigen Granitbrüchen treten kleinere Kalklinsen zutage. Insbesondere liegt ein Kalkbruch im Gehänge oberhalb des neuen Graphitförderstollens aufgeschlossen. Er enthält ein mittelkörniges Gestein von weißgrauer Farbe. Stellenweise fällt in demselben ein großer Reichtum an Phlogopit auf. Salit ist ebenfalls nicht selten. Serpentin kommt reichlich vor. Als Ophikalzit ist der Kalk von diesem Mineral prächtig durchflammt. Wollastonit erscheint in schmalen Bändern und in Körnern. WALTJER erwähnt auch das Vorkommen von Flußspatoktaedern (Spinell?) (65). Graphitblättchen sind allenthalben eingestreut. Skapolith findet sich in größeren Säulen. Chlor- und Leberopal sind nicht häufig. In kleinen Hohlräumen erscheint mitunter Göthit. Als Seltenheit werden kleine Schmitzen von Bleiglanz gefunden, ähnlich wie im körnigen Kalk von Wimhof bei Vilshofen (66).¹⁾ Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein: Kalkspat, viel Forsterit, Phlogopit, Serpentin, Diopsid, öfters mit versteckten Lamellen, Wollastonit, Chlorit, Chondroit, Graphit. Dolomit fehlt, wie überall, wo viel Forsterit auftritt, weil der Magnesiagehalt in dieses Mineral gewandert ist. Die von GÜMBEL erwähnten Kalkvorkommen von Maierhof und Gaishofen (67) sind nicht mehr auffindbar. Nach einem hiesigen Belegstück war der Kalk von Gaishofen ein weißes, mittelkörniges Gestein. Viele früher vorhandene Stellen körnigen Kalkes sind jetzt völlig abgebaut. So finden sich in der Sammlung des naturwissenschaft-

¹⁾ Auch in Kropfmühl ist zur Zeit in der Tiefe ein Bleiglanz- und Zinkblendegang angefahren.

lichen Vereins in Passau Belegstücke von Straßkirchen und Röhrnbach, wo jetzt körniger Kalk nicht mehr vorkommt. Unterhalb der Neuburg, in der Nähe des Neufelser, fand ich einen derartigen verstreuten Block eines ziemlich feinkörnigen kristallinen Kalkes, der zur Untermauerung dieser Burg verwendet war.

2. Kalksilikatfels.

Im Tal westlich von Streicherberg steht an der Stelle, wo früher körniger Kalk abgebaut wurde, eine Felskuppe aus dem Boden, die aus Kalksilikatfels besteht. Derselbe enthält Kalzit, etwas Quarz, viele Plagioklaszwillinge nach dem Albit und zugleich nach dem Periklinesetz, viel Diopsid, wenig Mikroklin, Chloritoid mit keilförmig verzahnter Lamellierung, Klinozoisit, Hornblende und sehr viel Titanit.

Ein ähnliches Gestein steht im Kontakt zwischen körnigem Kalk und Granit im Satzbachtal. Dasselbe hat bräunliche Farbe und ist hornfelsartig dicht ausgebildet. Der Bruch ist splitterig. In quarzitischer Grundmasse liegen Kalzit, Diopsid, Vesuvian, Klinochlor, Phlogopit, Granat, Pyrit und Rost eingebettet. Die Grundmasse ist von Diopsidfelsbändern durchzogen.

Im Granit von Gurlarn liegen Linsen von Kalksilikatfels in dichter Ausbildung eingeschlossen. Der granitische Schmelzfluß hat vor seiner Verhärtung dort offenbar aus dem Nebengestein durch Ton verunreinigte Kalkschmitzen aufgenommen. Das Gestein enthält wenig Kalzit, viel Diopsid, Bytownit, Quarz, Vesuvian, Phlogopit, viel Titanit. Es ist ein typischer Kalksilikatfels von feinem Korn mit vorherrschendem Diopsid.

III. Sekundäre Prozesse.

1. Kaolinisierung.

Die Kaolinisierung ist im engeren und weiteren Passauergebiet weit verbreitet. Sie erstreckt sich bekanntlich über das ganze Graphitgebiet. Aber auch nördlich von Passau, bei Tannöd, insbesondere bei Klössing und Ritzing, Untertrasham, Rockerfing, Eging findet sich weit ausgedehnte und intensive Kaolinisierung. Auch im Gföhret tritt sie in den Wegeinschnitten öfters zutage. Am besten aufgeschlossen ist der Kaolin in der Grube von Tannöd. Unter etwa 2 m mächtiger oben ausgebleichter, sonst rötlich gefärbter Sand- und Schotterlage ist das anstehende Gneisgestein zu Kaolinsand umgewandelt. Die 8 m tief aufgeschlossenen Wände zeigen noch die Struktur des Felsen, dessen zahlreiche Quarzgänge der Zersetzung widerstanden haben. Das Vorkommen ist ein taschenförmiges. Eine am Rande der Kaolinmasse angelegte Grube zeigt den Kaolin auf unzersetztem Gneis lagernd und zahlreiche Bohrungen, die den Kaolin durchsanken, stießen auf unzersetzten Gneis. Der Kaolinisierungsprozeß ist also deszendenter verlaufen.

Ein Bohrloch, ungefähr in der Mitte des Lagers niedergebracht, ergab folgendes Profil: 50 cm Humus; 1 m Schotter; 3,50 m blauen Ton; 0,60 m roten Sand; 7,60 m weißen Kaolinsand; 2,70 m hellgelben Kaolinsand; 3,50 m rötlichgelben Sand; 2,90 m bläulichweißen Ton; 5,70 m weißen Kaolinsand; Fels. Der mitten im Kaolinsand vorkommende Ton wird wohl das Kaolinisierungsprodukt eines Aplitganges sein. Der Kaolinsand von Tannöd wurde schon vor 100 Jahren als Rohmaterial für die erste Passauer Porzellanfabrik in Eggendobl abgebaut. Freilich war bis in die allerjüngste Zeit die Art der Förderung eine ganz primitive. Man teufte unmittelbar nebeneinander Schacht für Schacht ab, wobei man den letztverlassenen sofort ein-

füllte. Das Material wurde mit einfachem Haspel zutage gebracht. Wegen des Grundwassers drang man nur bis 10 m Tiefe vor.

Man könnte wohl auch hier einen Zusammenhang zwischen der Kaolinisierung und der Tätigkeit von Braunkohlenmoorwässern denken (68). Allein die weite Verbreitung der Kaolinisierungserscheinung setzt eine allgemeinere Ursache voraus, die wohl als eine von klimatischen Verhältnissen bedingte, unter starker Vermoorung verlaufene Oberflächenverwitterung zu betrachten ist.

2. Chloritisierung.

Chloritisierung als Zersetzungsvorgang der Gesteine ist in unserem Gebiete ebenfalls eine gewöhnliche Erscheinung. Es gibt wohl wenige Steinbrüche, die nicht chloritisierte, durch ihre grünliche Farbe leicht kenntliche Stellen aufweisen würden. Namentlich sind die zertrümmerten Ruschelzonen dieser Zersetzungsform anheimgefallen. Ebenso tragen die Harnischbildungen auf den Klüften einen grünlichschwärzlichen Überzug eines chloritischen Minerals.

3. Topfstein.

Im behandelten Gebiet kommt es zu ausgedehnter Bildung von Speckstein und Topfstein nicht, wohl aber in geringer Entfernung an verschiedenen Punkten. Besonders bei Ritzing und Minsingermühle konnte ich ein ausgiebigeres Vorkommen von Topfstein als Umwandlungsprodukt eines Serpentin nachweisen und SCHULZ fand in der dortigen Gegend dieses Gestein in noch weiterer Verbreitung. WALTZ erwähnt das Vorkommen von Topfstein um Haselbach, Hundsdorf und Hundswinkel bei Thyrnau, ferner bei Aussernbrünst (69).

4. Verwitterung.

Allenthalben zeigt sich im bayrischen Wald eine recht tiefgehende Verwitterung des Gesteins. Drei bis vier Meter hohe Sandwände, an denen die Struktur des Felsens noch deutlich abzulesen ist, sind keine Seltenheit. Beim Bau der Brauerei am Spitzberg traf man Flinz, d. h. den verwitterten Fels, noch in einer Tiefe von 10 m.

IV. Sedimentäre Gesteine.

A. Jura.

Als älteste marine Sedimente treten im beschriebenen Gebiet bei Fürstencell mehrere nicht allzu bedeutende Jurabänke auf. Diese müssen als Fortsetzung der Jurabänke zwischen Vilshofen und Ortenburg aufgefaßt werden, jedoch fehlen hier nicht bloß die mittleren und oberen Schichten der Doggerbank von Zeitlarn, sondern auch die unteren Malmschichten von Dingreit und Voglarn, sowie die oberen Söldenauer Schichten und der Dolomit von Söldenau. Nur eine tiefere Stufe des Malm, und zwar die des *Peltoceras bimammatum*, die Ortenburger Schicht, tritt hier bis zu einer Mächtigkeit von etwa 5 m zutage. Ein tieferes Vordringen verbietet bis jetzt das allzureichliche Einsickern der Gewässer des unmittelbar vorbeifließenden Zellerbaches.

Aus diesem Juravorkommen hat WALTZ einige organische Einschlüsse bestimmt (70). WINEBERGER erwähnt vier Kalkbrüche bei Scheuereck (71). Eingehender hat sich EGGER mit dem Jurakalk bei Fürstencell und seinen Versteinerungen be-

schäftigt (72). Erschöpfend hat AMMON den Fürstenzeller Jurakalk bearbeitet (72). Auch das Verhältnis der niederbayerischen Juraablagerungen zu den alpinen Jurabildungen und den Zusammenhang des hiesigen Jurameeres mit dem fränkischen und polnisch-galizischen hat AMMON klargestellt (74). Das am weitesten nach Westen gelegene Vorkommen des Jurakalks bei Fürstenzell ist bei Dinglreit festgestellt, wo früher der Kalk abgebaut wurde. Jetzt deutet nur mehr eine Mulde die Abbaustelle an. Die bedeutendste Fundstelle liegt östlich der Obermühle in der Nähe von Scheuereck, zu beiden Seiten der Straße Fürstenzell—Vilshofen. Hier wurde schon früher in mehreren, heute zugeschütteten Gruben der Kalk gebrochen und auch neuerdings ist der dortige Kalkofen in regem Betrieb. Er wird aus dem südlich der Straße gelegenen Bruch beschickt, während die nördlich der Straße gelegene Grube zur Zeit wenig ausgebeutet wird.

Auch auf der südlich an den Zellerbach grenzenden Wiese wird der Kalk überall angefahren, wo tiefere Gräben gezogen werden. Von hier zieht sich der Jura gegen Fürstenzell hin, wie gelegentlich einer Brunnenbohrung beim Schanzeranwesen festgestellt wurde.

Endlich liegt der Jura aufgeschlossen in einem Tälchen unterhalb Spirkenöd. Auch hier wird der Kalk in bescheidenem Maße während der Wintermonate gewonnen.

Alle diese Kalkaufschlüsse sind offenbar Teile einer zusammenhängenden Jurascholle, die sich von Dinglreit bis Spirkenöd und in die Nähe von Fürstenzell hinzieht.

In den Kalkgruben östlich der Obermühle sind die jurassischen Ablagerungen bis zu 5 m Mächtigkeit in zwei Bänken von zwei und drei Meter aufgeschlossen. Die obere Bank führt trümmeriges Gestein, das von den Klüften aus etwas verwittert erscheint. Hier sind die Petrefakten am leichtesten zu gewinnen, weil sie in vollkommenster Erhaltung an den Trümmerflächen auswittern. Besonders reichlich finden sich: *Perisphinctes* cf. *balnearius* de LOR., *Rhynchonella lacunosa* QUENST. und *Belemnites unicanaliculatus* ZIET.¹⁾

Der Kalk, sowohl der oberen als der unteren Bank, ist von weißer Farbe und dichter Struktur, auf den Klüften manchmal mit sekundären traubig-drusigen Kalkspatbändern, nicht selten auch mit einem lebhaft grünen oder blauen mergeligen Verwitterungsprodukt ausgefüllt. Besonders charakteristisch für diese Malmschichten sind Kieselausscheidungen von braunen und schwarzen Feuerstein-Knollen,

welche überall in den Kalkbänken, besonders reichlich in den obersten Schichten derselben auftreten und dem Gestein den Namen Kieselnierenkalk gegeben haben.

Überlagert wird der Jurakalk von mächtigen miozänen Sand- und Mergelbänken, während die in der Ortenburger Gegend über den Juraablagerungen stellenweise vorkommenden kretazischen Sedimente aus dem Turon und Senon fehlen.

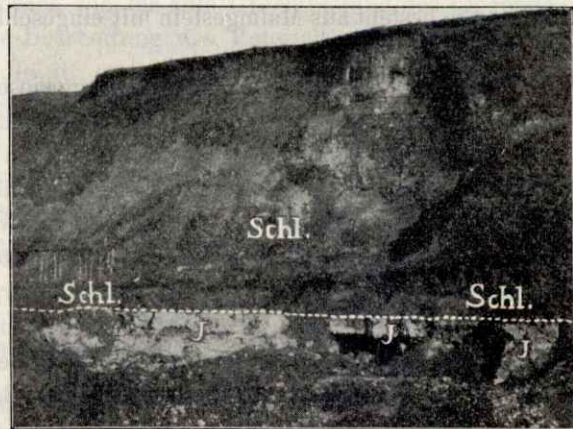


Bild 15.

Jura unten (J.), miozäner Meeresschlier (Schl.), dazwischen
Abrasionsebene (weiße Linie).

¹⁾ Bestimmt von Herrn Dr. J. SCHRÖDER.

Die miozäne Transgression ebnete durch ihre allmählich vordringenden Brandungswellen die Oberfläche der Jurascholle ein und schuf eine typische horizontale Abrasionsfläche, wie sie KRAUS gut ausgebildet an der südlichen Wolfachlinie in 350 m Meereshöhe fand (75). Die Abrasionsfläche schneidet im östlichen Kalkbruch bei der Obermühle und in jenem bei Spirkenöd in einer Meereshöhe von 380 m die Oberfläche der Jurascholle scharf ab.

An der Transgressionsfläche fallen zahllose dicht nebeneinander sitzende Löcher auf. Dieselben besitzen eine runde etwa 1 cm breite obere Öffnung und eine Tiefe bis $2\frac{1}{2}$ cm. Ihre Form ähnelt der einer kurzhalsigen am Boden halbkugeligen Flasche. Ausgefüllt sind sie mit einem harten Konglomerat von groben Miozän-sanden und Muscheltrümmern, letztere hauptsächlich von Ostrea- und Pecten-Arten. Die Bohrmuschellöcher sind Spuren der Tätigkeit einer kleinen Pholadenart, nach BRUNHUBER der *Pholas rugosa* ähnlich, die sich hier angesiedelt hat, nachdem durch die Transgression des Miozänmeeres die Juraoberfläche Meeresboden des Miozänmeeres geworden war. Hier haben sich die Bohrmuscheln nicht bloß in das weichere Juragestein, sondern auch in die von demselben eingeschlossenen Hornsteine, wenn diese an die Oberfläche reichten, eingebohrt (76) (76a).

Die Abrasionsfläche bei Spirkenöd samt den Bohrlöchern und den auf der Fläche zahlreich verstreuten Hornsteinen sind von einer dünnen, schwärzlichen Brauneisenkruste überzogen. KRAUS schreibt eine gleiche Anreicherung der Juraoberfläche bei Söldenau mit Eisenoxydhydrat den Agentien der Verwitterung zu und nimmt deshalb eine zeitweilige Hebung der Jurascholle über die Oberfläche des Miozänmeeres an (77).

Der Rest einer ganz kleinen Jurascholle findet sich am südlichen Abhang des Neuburger Waldes südlich von Neustift in einer Meereshöhe von 350 m. Dieselbe lagert auf Gneis, ist vollständig zertrümmert und von einer Humusdecke eingehüllt. Sie besteht aus Malmgestein mit eingeschlossenen Feuersteinknollen, Rhychnollen usw.

In diesem Zusammenhang darf hingewiesen werden auf einige ähnliche Funde im Bayerischen und Neuburger Walde, die FLURL beobachtete und beschrieb: „So wenig ich es vermutete, so bemerkte ich doch auf meiner letzten Reise, daß der gemeine dichte bei Regensburg befindliche Kalkstein auch hier unweit Fürsteneck, bei Schrageneck und bei der sogen. Salzmannwiese unter Neuburg auf Granit aufgesetzt ist; er hat ebenfalls kugeligen Hornstein in sich eingewachsen, der wie überall mehr oder weniger in Feuerstein übergeht“ (78). Es besteht kein Grund, die Angaben dieses ebenso gewissenhaften Beobachters als tüchtigen Kenners der bayerischen Gesteinsarten in Zweifel zu ziehen. Derartige Vorkommen kleinerer Schollenreste in einem weiteren Gebiet des Bayerischen Waldes haben auch gar nichts Überraschendes an sich und bei der Kalkarmut des Gebietes ist es nicht zu verwundern, wenn derartige Juraresten jetzt abgebaut sind.

Die sandfreie Beschaffenheit des Malm, wie er sich findet an der Grenze des Urgebirgs bei Fürstzell, Ortenburg, Flintsbach, Münster und Regensburg, zeigt, daß derselbe hier keine ufernahe Bildung darstellt, sondern in größerer Entfernung vom Strande im Meere abgelagert wurde. Es kann also der Strand des Jurameeres nicht dort verlaufen sein, wo jetzt die Juraschollen am Rande des Urgebirges ihn anzudeuten scheinen, sondern muß weit innerhalb der Grenze des Gebirges gesucht werden. Schon G. BRUDER (79) hat die Grenze des Jurameeres an den Kamm des Bayerischen Waldes gesetzt und auch POMPECKJ gibt die Möglich-

keit einer solchen zu, wie auch BRUNHUBER (80) auf eine derartige östliche Grenze hinweist. Ebenso setzt ROTHPLETZ (81) eine weit nach Osten reichende Juragrenze voraus und KLÜPFEL (82) (83) sucht sie zur Zeit des oberen Dogger und während der Malmzeit weit innerhalb der heutigen Urgebirgsgrenze (etwa am Arber). Mindestens zur Zeit des oberen Jura muß ein großes Gebiet des Bayerischen Waldes samt dem Neuburger Walde unter den Spiegel des Jurameeres gesunken sein, welches seine Sedimente darauf abgelagerte. Als gegen Ende der Jurazeit das Gebiet des Bayerischen Waldes aus dem Meere wieder emportauchte und zwar im Osten viel höher als im Westen, setzte auf dem gegen Westen stark geneigten Gelände eine lebhafte Abtragung ein, welche im Osten, entsprechend der dortigen höchsten Erhebung des Landes, am intensivsten wirkte. Im Laufe der unteren Kreidezeit wurde die Juradecke des Bayerischen Waldes von Osten her allmählich bis an den südlichen und westlichen Rand des Urgebirges völlig zerstört. Die nächste Meeresablagerung, welche den West- und Südrand des Bayerischen Waldes traf, das Cenoman, Turon und Senon, konnte ihre Sedimente bei Ortenburg, Flintsbach, Münster und Regensburg noch auf Malm, bei Schwandorf auf Dogger, weiter zurück in der Bodenwöhrer Bucht nur mehr auf Lias und Keuper und bei Roding auf Urgebirge lagern (84).

B. Miozän.

Mit dem Jura und der Kreide hatten die Meeresablagerungen in der Gegend von Passau für lange Zeit größtenteils ein Ende gefunden. Nur in der Mulde, des zwischen Alpen und dem südlichen Rande des Bayerischen Waldes gelegenen Senkungsgebietes glaubt man bei Wels in einer Tiefe von 900—1000 m oligozäne Schichten erbohrt zu haben (85). Über die Frage, ob diese kalk- und fossilfreien Süßwasserablagerungen auch nach Norden hin bis zum Urgebirgsrand das Liegende des Schlier bilden, wird vielleicht die Bearbeitung des Materials einer Tiefbohrung bei Taufkirchen, unweit Schärding, die in etwa 1000 m Tiefe das Grundgebirge traf, Klarheit bringen. Die ersten tertiären Ablagerungen, die sich in der Gegend um Passau nachweisen lassen, sind untermittel- und obermiozänen Alters, bestehend aus untermiozänen (86) marinen Meeressanden und mittelmiozänen, zum Teil brackischen Meeres-Schliermassen und obermiozänen limnischen Sanden, Tonen, Mergeln und fluviatilen Schottern, die GÜMBEL als obere Süßwassermolasse zusammenfaßt.

Marine Schichten.

1. Unterste Meeressande. Untermiozän.

Im Jurakalkbruch zu Maierhof hat GÜMBEL (87) ein Profil dieser Schichten, das aber jetzt schon lange abgegraben ist, vorgefunden. KRAUS konnte dort noch folgende Schichten unterscheiden:

- a) Grober, grauer und grüner Quarzsand, mit spärlichen Kieselchen, teilweise in eine feste Austernbank übergehend.
- b) Feiner gleichmäßiger Quarzsand mit gelblicher graulichgrüner, auch bläulicher Färbung. Unten versteinungsarm, nach oben mehr Fossilien, die in Streifen liegen.
- c) Grober Sand mit viel rötlichbraunem Material.

Diese Schichten von Maierhof lassen sich in der Gegend zwischen Ortenburg und Schärding zwar nirgends in ununterbrochener Lagerung finden, aber vereinzelt sind sie an mehreren Stellen gut ausgebildet.

Schicht a: Die groben Quarzsande, vermischt mit spärlichen Kieselchen und Trümmern von kristallinischem Gestein, liegen bei Neuhaus und Schärding unmittelbar auf dem Granit, bei Scheuereck und Spirkenöd auf der Juraplatte, wodurch sich dort die Vermengung der Sande auch noch mit den Kieselnieren des Kalkes erklärt. Sie überdecken die Transgressionsfläche des Jura nur mit einer ganz dünnen Schicht, manchmal nur als Ausfüllung der Unebenheiten und Bohrlöcher der Kalkoberfläche. Etwas stärker kommt diese tiefste Lage der miozänen Meeressande auf dem Granit von Neuhaus und Schärding zur Ausbildung. Hier sind die mit den Zertrümmerungsresten des Granits vermischten Sande reich an Haifischzähnen, Knochen von Meeressäugetieren und Schalen von Austern. Aus den Neuhauser Sanden stammen: *Ostrea lamellosa* BROECHI. — *Halitherium fossile* GERW. — *Squalodon barierensis* JOURD. — *Chrysophris miocänica* BASS. — *Aetobatis arcuatus* AGASS. — *Carcharodon megalodon* AGASS. — *Lamna cuspidata* AGASS. — *Oxyrhina hastalis* AGASS.¹⁾

Dem gleichen Horizont dürfte das Tal des Sulzbaches bei dem gleichnamigen Orte angehören, dessen Sohle und Ufergelände viele Tausende von Haifischzähnen usw. entnommen wurden.

Schicht b: Auch als etwas kleinerer Quarzsand von gleichmäßiger Körnung kommen die Meeressande gut zur Ausbildung.

Als solche treten sie in großer Mächtigkeit bei Holzbach auf, wo die ziemlich gleichmäßig gekörnten Quarzsande von vielen aus Gastropoden, Muscheln und Muscheltrümmern, Haifischzähnen und Rückenwirbeln, Rippen von Cetaceen usw. bestehenden Bändern durchzogen werden.

Aus diesen Sanden konnten durch Herrn Oberbergdirektor Dr. O. M. REIS bestimmt werden: *Ostrea crassissima* LAM. — *Ostrea gingensis* SCHLOTH. — *Ostrea cymbula* LAM. — *Ostrea flabellula* LAM. — *Pecten solarium* LAM. — *Pecten burdigalensis* LAM. — *Pecten* n. sp.²⁾ — Gastropodensteinkerne nicht sehr zahlreich. — *Terebratulula* cf. *Hoernesii* SUSS (Jugendform?). — Vereinzelte Korallenreste. — Bryozoen (Knollen bis zur Faustgröße, meist abgerollt). — Echinidenstacheln. — *Balanus* in mehreren Arten. — *Lamna cuspidata*. AG. — *Aetobatis arcuatus* AG. — *Myliobatis* sp. — Wirbel von größeren Haifischen und Knochenfischen. — Der Humerus eines kleinen Reptils und Zahnkronen eines Krokodils. — Rippenteile von *Halitherium* (?) sp. — *Bulla tympanica*. — Unterkieferfragment und Wirbel eines Cetaceen.

Die gleichen Quarzsande sind westlich von Scheuereck aufgeschlossen. Das Liegende bildet hier etwa 4 m mächtiger Meeressand, der mit 35° nach Westen einfällt. Derselbe wird diskordant überlagert von 2 m mächtiger Schlierbank, worauf abermals 1,50 m Meeressand folgt. Darüber endlich baut sich wieder Schlier in hohen Wänden auf. Die Kreuzschichtung erklärt sich hier wohl als Deltabildung.

¹⁾ Bestimmt von Herrn Dr. J. SCHRÖDER.

²⁾ Herr Oberbergdirektor Dr. O. M. REIS schreibt hierüber: Die Art, welche ich mir *Pecten Stadleri* zu nennen erlaube, hat die Größe und Form, die annähernde Gleichklappigkeit von *Pecten Malvinae* DUB., hat aber bloß 18–19 gleichmäßig gerundete Hauptrippen, zwischen welchen sich eine (seltener drei) recht feine Zwischenrippen in den etwas schmäleren Zwischenfalten einschalten. Das vordere Ohr der rechten Klappe ist nach außen vorgezogen und trägt auf seinem randlichen Abschnitt vier Rippchen. Anwachsstreifung der Schale fein.

Nach Ablagerung des Deltas in einer Meeresbucht wurde derselben eine Sandbarre vorgelagert, so daß in dem nunmehr ruhigen Wasser des Haffes sich feiner Letten abgelagerte. Erst nach Fortschaffung der abschließenden Barre kam es zu erneuter Ablagerung des Meeressandes, die durch die bald einsetzende Tätigkeit des Schliermeeres beendet wurde.

Ähnliche, wenn auch etwas ungleichmäßiger gekörnte Quarzsande, durchzogen von härteren Bänken und schmalen Lettenschichten, lagern auf der Jurascholle bei Spirkenöd über einer ganz dünnen älteren Sandschicht. KRAUS ist geneigt, diese Sande bereits einem höheren Horizont zuzusprechen (88). Ich glaube jedoch aus petrographischen und paläontologischen Gründen sie zu den untersten Meeressanden

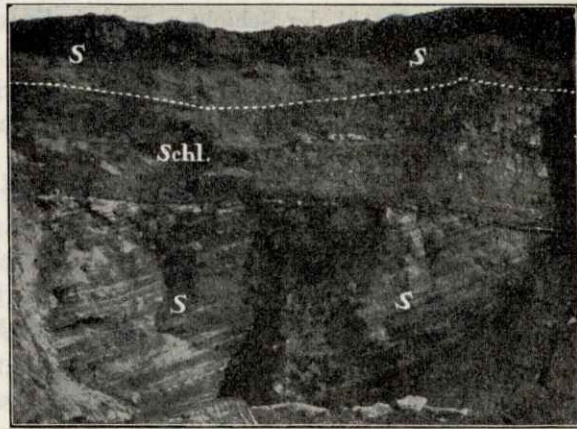


Bild 16.

Meeressande gegen Westen einfallend (S). Schlier mit horizontaler Lagerung (Schl.).

stellen zu müssen. Im Hangenden folgt eine mehrere Meter mächtige Schicht von sandigem Letten mit eisenschüssigen schwarzen Bändern und harten Mergelbänken. Diese hangende Schicht trägt den Charakter einer Übergangszone vom Meeressand zum Schlier.

Aus den Sanden von Spirkenöd wurden bestimmt: *Ostrea gingensis* SCHLOTH. — *Ostrea digitalina* DUB. — *Ostrea edulis* L. — *Pecten solarium* L. — *Pecten praescabriusculus* FONT. — *Pecten scabrellus* LAM. — *Pecten substriatus* D'ORB. — *Balanus latiradiatus* MÜNST. — *Dosinia Adamsoni* PHIL. — KRAUS erwähnt auch das Vorkommen von *Crassostrea crassissima*.¹⁾

Auch südlich von Neukirchen waren diese Meeressande gut aufgeschlossen und zum Zwecke des dortigen Schulhausbaues ausgebeutet. Die Quarzsande, die dort ziemlich grobkörnig ausgebildet sind, enthalten Fossilien in großer Menge, wovon bestimmt werden konnten: *Ostrea gingensis* SCHLOTH. — *Ostrea crassissima* LAM. — *Ostrea* sp. ind. — *Halitherium fossile* GERV. — *Balanus* sp. ind. — Bryozoen (*Cellepora* div. sp.).

Bei Grünert finden sich als das Liegende des Schlier grobe, zum Teil gerundete Quarzsande, die durch Kalk zu einem harten muschelreichen Sandkonglomerat verbunden sind. Sie enthalten: *Ostrea gingensis* SCHLOTH. — *Ostrea* sp. ind. — *Pecten praescabriusculus* FONT. — *Pecten Malvinae* DUB. — *Balanus* sp. ind. — Bryozoen (*Cellepora* div. sp. - *Myrioizoum*). — Seeigelstacheln.¹⁾

Sehr reich an Bryozoen ist die Meeressand-Grube beim Perzl am Kälberbach. Aus den auflagernden Schlierschichten derselben stammen: *Maetra Basteroti* MAY. — *Psammosolen coarctatus* GMEL. — *Ostrea* sp. — *Cardium turoenicum* MAY. — *Lutraria oblonga* CHEMN. — *Lucina* sp. (cf. *Lucina borealis* L. und *miocaenica* MICH.) — *Tapes* sp. (cf. *Tapes vetula* BASTER.). — *Dendrophyllia irregularis* BLAINV.¹⁾ — In den Sanden selbst fand ich dort: *Ostrea gingensis* SCHLOTH. — *Ostrea crassissima* LAM. — Haifiszähne und Seeigelstacheln. — Steinkerne von Gastropoden. — Zahlreiche Bryozoen.

¹⁾ Bestimmt von Herrn Dr. J. SCHRÖDER.

Schicht c: Endlich liegen muschelreiche Quarzsande unter dem Schlier südlich von Niederreising. Sie sind nach oben begrenzt durch eine rötlichbraune, harte Bank, bestehend aus gröberem Quarzsand, Muscheln und Muscheltrümmern. Die rötliche Färbung kommt von einer Beimengung eisenschüssigen Materials. Diese Bank entspricht wohl der Schicht c, wie sie KRAUS (89) im Jurabuch von Maierhof beschreibt. Er schließt aus dem Vorhandensein dieses außerordentlich an roterdeartige Verwitterungsprodukte erinnernden Materials, daß diese Bank längere Zeit über das Meeresniveau herausgehoben und den Einflüssen subtropischer Verwitterung ausgesetzt war.

Zu diesen Sandschichten, die jenen von Maierhof entsprechen, kommt in unserem Gebiet noch eine neue hinzu, nämlich die Bryozoenkalke am Ostabhange des Neuburger Waldes, nördlich von Dommelstadel (90). Sie bestehen aus einer dem Urgebirge unmittelbar aufruhenden, gelblichen, trümmerigen Kalkmasse, angefüllt mit Bryozoen, Cidarisstacheln, Terebrateln und Muschelresten (91).

Die in den Meeressanden in großer Zahl vorkommenden Foraminiferen und Ostrakoden hat EGGER (92) ausführlich beschrieben.

Das Material zu den Meeressanden lieferte, wenn auch nur in geringem Masse der Jura, weitaus zum größten Teile aber der Granit und Gneis am Südfuße des Bayerischen Waldes, den das Mediterranmeer bespülte und dem wir auch bei Neuhaus und Schärding die Meeressande unmittelbar auflagern sehen. Diese stellen Bildungen einer Flachsee dar, in der sie in der Nähe der Küste abgesetzt wurden. Sie kommen noch bei Ulm vor und haben ein Analogon in den Linzer Sanden, wo sich eine ganz ähnliche Fauna mit Squalodon, Halitherium und dickschaligen Austern und Pecten findet und sich ebenfalls eine unmittelbare Entstehung der Sande durch Verwitterung und Aufarbeitung des Grundgebirges erkennen läßt (93). Ebenso sind sie den tiefsten Schichten im Horner Becken gleichzustellen (94), wenn letztere auch durch Reminiszenzen an das obere Oligozän bereichert sind (95) (96).

Die Schicht a entspricht dem untersten Horizont des Horner Beckens mit seinen groben Sanden und Austernbänken (97).

Schicht b dürfte den Gaudendorfer Sanden mit ihrem etwas feineren Korn gleichzustellen sein (98).

Schicht c. Die muschelreichen Quarzsande, überlagert von einer harten Bank aus gröberem Sanden mit Muschelresten, erinnern lebhaft an die groben Quarzsandsteine des Eggenburger Sandsteins, die in großer Menge organogenes Material enthalten (99).

Das Bryozoenriff des Neuburger Waldes, welches nach GÜMBEL in auffallendster Weise dem Eggenburger Nulliporenkalk gleicht (100), bildet, wie dieser, die oberste Schicht der untersten Meeressande (101). AMMON weist wegen ihres petrographischen Habitus auf die Ähnlichkeit mit gewissen Absätzen aus der oberen Kreide hin, stellt sie aber, ihren Einschlüssen entsprechend, in das mittlere Tertiär (102).

Das Auftreten der Bänke großer Formen von Austern und Pecten unmittelbar auf Granit und Jura oder doch nur wenig darüber, bezeichnet zweifellos den Beginn der Überflutung des Miozänmeeres am Südrande des Bayerischen Waldes (103). GÜMBEL glaubt diesen Einbruch des Meeres mit dem Beginn der Miozänzeit selbst gleichstellen zu dürfen (104).

In Neuhaus und Schärding liegen die Meeressande in einer Höhe von 320 m, in Scheuereck und Spirkenöd von 380 m, in Kälberbach von 395 m, östlich von

Dommelstadel endlich von 410 m. Dieser Niveauunterschied der Meeressande, wie auch der darüber lagernden Schliermergel ist ein Beweis dafür, daß gegen Ende des Mittelmiozän eine Heraushebung des Neuburger Waldes aus dem Miozänmeere erfolgte, die gegen Osten viel bedeutender war als im Süden. Diese kontinentale Bewegung riß, ähnlich wie bei Regensburg, die Juraschollen von Scheuereck, Spirkenöd und Ortenburg-Vilshofen samt dem teilweise darüberliegenden Kreideschichten und miozänen Meeresablagerungen mit empor. Die bei Bleichenbach und Brombach (105) erscheinenden Meeressande dürften ihr Empor tauchen einer Aufsattelung verdanken.

2. Schlier. Mittelmiozän.

Während in den Meeressanden tonige Beimengungen stark zurücktreten, bilden solche bei den mergeligen Gebilden, welche die Meeressande überlagern, einen wesentlichen Bestandteil und kennzeichnen diese Schliermergel als Sedimente eines Meeres, dessen Verhältnisse verschieden waren von jenem, das die Meeressande aufgeschüttet hat. Die rotbraune, harte Sandbank in den Meeressanden südlich von Niederreisching weist auf eine zeitweilige Hebung über das Meeresniveau hin. Erst später erfolgte eine zweite miozäne marine Transgression und zwar jene des Schliermeeres, welches seine Sedimente als den sogen. Schlier in großer Mächtigkeit abgelagerte.

Der Schlier ist ein marines, zum Teil brackisches Sediment vom Charakter eines tonig-sandigen Mergelgesteins, bei welchem bald die tonigen, bald die sandigen Bestandteile vorherrschen. Im behandelten Gebiet ist er größtenteils als Blättermergel, d. h. als eine wohlgeschichtete, blätterig bis plattig brechende Mergelmasse ausgebildet. Zwischen den einzelnen Platten und oft recht dünnen Mergelblättern liegt streifenförmig als Besteg ziemlich feiner Sand, vermischt mit kleinen, hellen Glimmerblättchen, die in manchen Mergeln, wie bei Kleeberg und Grund, reichlich vorhanden sind. Häufig bilden sich im Mergel Kalkkonkretionen von verschiedener Größe oder auch harte Kalkmergelbänke von 10—20 cm Mächtigkeit, die nicht selten gesimsartig aus den Mergelwänden herausragen. In frischem Zustande hat der Schlier eine graublaue, in trockenem eine hellgraue Farbe, die unter dem Einfluß der Verwitterung in eine gelbliche Tönung übergeht. Die Korngröße dieses Mineralgemenges geht im allgemeinen nicht über die des Feinsandes hinaus. Nur einzelne Sandlager, die linsenartig, manchmal von größerer Dimension, in die Mergel eingeschwemmt sind, nehmen den Charakter von Grobsanden an und sind dann oft schwer von den untersten Meeressanden zu unterscheiden. Tiefbohrungen durchsanken solche Sandschichten in verschiedenen Horizonten des Schlier. Derartige Sande sind wohl von zeitweise im Schliermeere auftretenden lebhafteren, aber örtlich beschränkten Strömungen eingeschwemmt worden.

Die im Schlier enthaltenen Muschel- und Schneckenschalen treten ziemlich vereinzelt auf, so daß Mergel, die durch Reichtum an Fossilien sich auszeichnen, wie jene von Ottnang, immerhin selten sind (106). Schuppen von Meletta und Spongienadeln finden sich im Schlier wohl überall.

Am Südabhange des Neuburger Waldes hat der Schlier weiteste Verbreitung, tritt aber auch am Ostabhang an einzelnen Stellen auf, namentlich östlich von Gföhret. Aufgeschlossene Mergelgruben des Schlier begleiten die Täler der Wasserriinsale. Am Aushammer Bach, Kleeberger Bach, Sulzbach, Simbach, Zeller Bach, Neukirchener Bach, Kälberbach, Vornbach, aber auch auf den Höhen, in Höch, Fürstdobl, Langdobl usw., bieten solche guten Einblick in den Aufbau des Schlier.

Bei Schönau, Niederreisching, Grünet, Neukirchen und am Kälberbach liegt der Schlier unmittelbar auf den älteren miozänen Sanden, wie im Wiener Becken bei Ober-Dürnbach (107). In den Mergeln des Zeller Baches finden sich Lagen, die man leicht für Bänder von Kalkkonkretionen halten könnte, sie bestehen jedoch aus dicht zusammengepreßten Schalenresten. Von den sehr zerbrechlichen Fossilien konnten bestimmt werden: *Leda subfragilis* HÖRN. — *Erycina* sp.? (cf. *Erycina ambigua* NYST.). — *Ervilia* sp.? (cf. *Ervilia pusilla* PHIL.).

Ein Profil von großer Mächtigkeit bieten die in verschiedener Höhenlage um Niederreisching aufgeschlossenen Schliergruben. Die untersten Meeressande liegen dort südlich des Ortes bis zu einer Meereshöhe von 390 m. Darüber lagert Schlier, zu unterst noch einige Meter mit größerem graugrünem Sand vermischt, dem reichlich kleine Mergelstückchen beigemischt sind. Erst nach dieser Übergangszone aus den untersten Meeressanden entwickelt sich der normale Blättermergel. Die den Sanden eingebetteten Mergelstückchen wurden vermutlich von einer starken Flut aus einer Mergelbank ausgeschwemmt und zu gleicher Zeit mit den ebenfalls aufgewühlten Quarzsanden hier abgelagert. Nördlich von Niederreisching liegt eine Mergelgrube, welche die vertikale Fortsetzung der ebengeschilderten zeigt. Sie liegt auf einer Meereshöhe von 403 m. Das Liegende besteht aus einer 3 m mächtigen, graublauen Mergelschicht von dünner Blätterung, abwechselnd mit 10 cm mächtigen, bläulichen, harten Bänken und fingerdicken, aussetzenden, braunen Feinsandbändern, sowie aussetzenden Bändern von kleinen weißen Kalkkonkretionen. Die braunen Sandbänder schwellen mitunter linsenförmig an. Über diesen Mergeln lagert eine muschelführende sandige Lettenschicht, am südlichen Grubenrand 2,20 m mächtig, gegen den nördlichen Rand bis zu 30 cm verjüngt. In dieser Schicht fallen besonders eigentümliche Verbiegungen und Faltungen auf, zwischen denen bläuliche harte Mergellinsen eingeschoben sind. Das Hangende der sandigen gefalteten Letten besteht wieder aus ungestörten Lagen des Blättermergels mit kleinen Kalkkonkretionen. Von den im sandigen Letten enthaltenen Muscheln konnten bestimmt werden: *Psammosolen coarctatus* GMEL. — *Lutraria oblonga* CHEMN.¹⁾

Eine Erklärung verlangen die Faltungen der sandigen Lettenschicht. Daß sie keinem seitlichen Verwerfungsdruck ihre Entstehung verdanken, ist nach dem Verhalten der hangenden und liegenden Schichten klar. GÜMBEL erklärt ähnliche Faltungen sandig mergeliger Schichten durch ein langsames Fließen der Absatzmasse nach einer Seite hin, wo sie aus irgend einem Grunde ihres Widerlagers beraubt war (108).

Nordwestlich von Niederreisching liegt ein dritter Mergelaufschluß auf der Höhenlinie 410. Auch diese Schlierwand setzt sich 10 m hoch aus regelmäßig geschichtetem Blättermergel zusammen.

Eine Mergelgrube östlich von Neukirchen, auf Höhelinie 390—410 hat ebenfalls Schlier von sandiger Beschaffenheit aufgeschlossen. Fossilien konnten dort leider nicht gefunden werden.

Die höchstgelegenen Mergelgruben des Gebietes sind die in Langdobl und Fürstdobl, in einer Meereshöhe von 440—445 m. Sie enthalten lagenweise weißliche Muschelschalen, aber auch kräftigere Schalen von *Ostrea edulis*. Der Mergel östlich von Neukirchen, ebenso jener von Langdobl und Fürstdobl unterscheidet sich von den übrigen durch seine sehr sandige und glimmerreichere Beschaffenheit.

¹⁾ Bestimmt von Dr. J. SCHRÖDER.

Vielleicht darf man ihn als zeitliches Äquivalent der brackischen Schichten betrachten, die in der Gegend von Ortenburg-Aidenbach bis Simbach-Marktl in den Oncophora- und Melanopsis-Schichten so typisch ausgebildet sind(109)(110). Eine brackische Fauna konnte allerdings in ihnen nicht festgestellt werden.

Zusammensetzung des Schlier. Wenn der Schlier auch keineswegs ein durchaus homogenes Sediment darstellt, so zeigt er doch eine über das weite Gebiet des ehemaligen Schliermeeres hin aushaltende Konstanz in Bezug auf das einheitliche Vorherrschen mineralischer Bestandteile und einen nie fehlenden Kalkgehalt. Der letztere stammt wohl teilweise aus dem Wasser der Ströme, die aus kalkreichem Gelände in das Miozänmeer einmündeten. Eine nicht geringe Rolle dürfte in der Entstehung des Kalkgehalts den kalkausscheidenden Algen zuzuschreiben sein, die selbst auf dem nur noch spärlich beleuchteten Boden seichter Meere zu Millionen gedeihen, so daß unter Umständen der an Ort und Stelle benthogen entstandene Kalk alle anderen herbeigeführten terrigenen Ablagerungen weit übertrifft. Auch chemische Ausscheidungen kommen in Frage(111).

Die dem Schlier niemals fehlenden Glimmerbeimengungen entstammen zum größten Teil den Einschwemmungen der Flüsse. Das gleiche gilt von den feinen Sanden, während die gröberen Sandkörner wohl meist Produkte der Abrasionskräfte der Gezeiten und der Brandungswellen sind.

Zwar werden die Gemengteile der Flußtrübe durch die elektrolytischen Eigenschaften des Seewassers rasch zum Ausscheiden gebracht, aber sie werden doch von den seewärts gerichteten Gegenströmungen, sowie von Ebbe und Flut wieder aufgewühlt und Hunderte von Kilometern in das Meer hinausgefegt. Übrigens hält sich feinst verteilter Schlamm in kolloidalem Zustand sogar im Meereswasser, trotz dessen elektrolytischen Tätigkeit, lange schwebend, und kann so auf die Tiefsee hinausgetrieben werden. Nimmt man dazu die feinen Sande und staubartigen Mineralbestandteile, welche die Stürme bis zu größten Entfernungen über das Meer verfrachten, so wird es verständlich, daß der Schlier als Bodensatz eines ehemaligen Meeres im wesentlichen mineralische Bestandteile enthält(112).

Die Mineralkörner des Schlier, die in der Hauptsache aus Quarz bestehen, neben welchem helle Glimmerblättchen, Pyrit, Rutil, Hornblende, Epidot, Granat und Turmalin erscheinen, zeigen keine Abrollung. Um so leichter fallen unter dem zackigen Mineralgemenge überall, wenn auch nirgends gerade häufig, oolithische, wohlgerundete Körnchen von bräunlicher bis olivgrüner Färbung auf, die wohl als Glaukonit gedeutet werden dürfen(113). Die im Schlier nesterweise eingeschlammten gröberen Sande zeigen durchwegs bessere Abrollung.

Für die chemische Zusammensetzung der Schliermergel bringt MÜNICHSDORFER(114) mehrere Analysen.

Das Schliergebiet zeichnet sich durch Jod-, Brom- und Chlornatrium-haltige Gewässer aus, die zugleich Methan und Schwefelwasserstoff führen. Die an letzterem reicheren Brunnen liegen mehr in der Nähe des Urgebirgsrandes, besonders im Tal des Sulzbaches. Die methanreicheren Brunnen schließen sich südlich an das Gebiet der ersteren an.

Von den Schwefelbrunnen stehen an erster Stelle jene zu Höhenstadt, die einen schon zweihundert Jahre bestehenden Badebetrieb ins Leben riefen. Auch in Pilsweg entstand bei der dort entspringenden Schwefelquelle eine kleinere Badeanstalt und nachdem im Jahre 1907 in Sulzbach eine Schwefelquelle erbohrt war, wurde auch dort eine Badeanstalt eröffnet, jetzt aber wieder aufgelassen.

Die gasführenden Quellen werden sehr häufig erbohrt, streichen aber manchmal von Natur zu Tage aus, wie am Sulzbach bei Engertsham und in einigen Quellen östlich von Hafering.

Die Kohlenwasserstoff führenden Brunnen des Schlier werden neben ihrer Brauchbarkeit als ergiebige Hausbrunnen, besonders geschätzt wegen des brennbaren Erdgases, das sie führen, und das sowohl zur Beleuchtung und Beheizung als auch zum Antrieb von Motoren sich eignet.

Über Herkunft, Zusammensetzung und Verwendbarkeit dieser Gas- und Schwefelwässer haben MÜNICHSDORFER (115) und SCHWAGER (116) ausführlich berichtet. Im Schlier von Wels zeigten sich Gasausströmungen in den Schichten von 133—370 m, während die tiefer liegenden Schichten, selbst bituminöse Mergelschiefer in mehr als 900 m Tiefe kein Gas führten (117). Auch bei Perach ergab sich in einer Tiefe von 200 m ein starker Gas- und Wasserandrang, was darauf schließen läßt, daß der Wasser- und Gashorizont im Schlier dieser Gegend vermutlich in einer Tiefe von 200—400 m liegt (118).

Der Schlier erstreckt sich in einer Meereshöhe von 320—445 m in ziemlich gleichmäßiger Ausbildung über den Südabhang des Neuburger Waldes. In der diesem Abhang südlich vorgelagerten Mulde schwillt die Schlierablagerung rasch zu viel bedeutenderer Mächtigkeit an. Bei Perach wurden Bohrungen im Schlier bis 877 m vorgetrieben, ohne ihn zu durchsinken. Eine Bohrung bei Taufkirchen, also in unmittelbarer Nähe des Grundgebirges, ergab eine ähnliche Mächtigkeit des Schliervorkommens. Eine ärarische Tiefbohrung zu Wels durchsank den Schlier erst in 900 m Tiefe und erreichte unter Brack- und Süßwasserschichten von oberoligozänem Charakter das Urgestein in einer Tiefe von 1038,8 m.

Eine genaue Altersbestimmung der einzelnen Schichten des Schlier in Niederbayern ist noch nicht durchgeführt. Selbst das Schlierprofil von Wels, das zwischen den 500 m der unteren und den 400 m der oberen Schichten einen deutlichen Unterschied der Fauna aufwies, ließ nicht einmal mit Sicherheit darauf schließen, ob etwa die liegenden Mergelschichten in das untere Miozän gehören (119).

Die verhältnismäßig spärliche Fauna, welche in vorliegender Arbeit bestimmt werden konnte, läßt nur erkennen, daß die am Südabhange des Neuburger Waldes vorhandenen Mergelschichten dem Mittelmiozän angehören. GÜMBEL (120) stellt den typischen Schlier des Urgebirgsrandes aus paläontologischen und lithologischen Gründen dem Schlier von Ottnang und dem Badener Tegel zeitlich gleich (121) (122) und verweist sie damit in die höchsten Lagen des Mittelmiozäns.

Das Streichen der Schlierschichten ist ein nordost-südwestliches, das Einfallen ein südliches mit 2—8°. Die Mächtigkeit derselben im Zusammenhalt mit dem Einfallen gegen Süden drängt zur Annahme eines allmählichen Einsinkens der Mulde zwischen dem Nordrand der Alpen und dem Südrand des böhmischen Massivs während der Ablagerung der Schlierschichten (123). Die in der Kreidezeit einsetzende und durch das ganze Tertiär fortdauernde Auftürrung der Alpen löste einen auf das Alpenvorland bis zum Rand des Bayerischen Waldes hin mächtig wirkenden Druck aus, der es, besonders während der intensivsten Gebirgsfaltung im Miozän, mehr und mehr in die Tiefe preßte. In diese immer tiefer einsinkende Mulde konnte das Schliermeer seine Sedimentschichten bis zu 1000 m Mächtigkeit ablagern.

In diese tiefe Mulde luden die nördlichen Flüsse aus dem jungen Alpengebirge, die östlichen des Schwarzwaldes und der Alb (123a) und die südlichen

Zuflüsse aus dem Bayerischen Walde ihre Schuttmassen ab, die sie nach dem Zurückweichen des Miozänmeeres im Obermiozän vollends zur schwäbisch-bayerischen Hochebene auffüllten. Die hohe Lage des Schlier am Südatende des Neuburger Waldes läßt auf eine bedeutende Heraushebung dieses Gebietes gegen Ende des Mittelmiozäns schließen.

Limnische und fluviatile Schichten. Obermiozän.

1. Süßwassermergel und Tone mit Braunkohleneinlagerungen.

Über den höchsten marinen Schichten liegen bei Kleingern, Langdobl-Gföhret, Haunreut und Götzenmann Mergel und Tone, über welchen feine glimmerreiche, geschichtete, gelbliche Sande, der sogen. Flinz (124) bis zu einer Höhe von 465 m liegen. Darüber folgt eine bis zu 10 m mächtige Decke von groben Sanden und Schottern.

Die Süßwassermergel und Tone finden weite Verbreitung, besonders am Ostabhang des Neuburger Waldes, z. B. Haarsschädl, Rittsteig und Neustift, aber auch nördlich der Donau bei Jägerreut, beim Rosenauer, im Burgholz und bei Angl. Regelmäßig sind diesen Tonen Flöze oder Schmitzen von Braunkohle eingelagert oder doch fein verteilter Kohlenstaub beigemischt, der sie stellenweise grau oder schwärzlich färbt. Es ist dies dieselbe Erscheinung, wie sie bei Finsing, Außernzell, Rittsteig und Freinberg schon lange bekannt ist (125). KLÜPFEL faßt die Süßwassermergel und Tone samt den eingelagerten Kohlenflözen als „Braunkohlentertiär“ zusammen (126). Die Braunkohlenflöze der miozänen Tone um Passau bilden die Fortsetzung eines längeren Braunkohlenzuges, der sich der Donau entlang über Deggendorf, Hengersberg, Schwanenkirchen, Rathsmannsdorf gegen Passau hinzieht.

Ziemlich mächtig dehnt sich das Braunkohlenlager in der Gegend von Patraching aus, wo es sich von Jägerreut gegen Norden bis zum Haselhof und sogar bis gegen Ober- und Unteröd, nach Nordwesten bis gegen die Gaissa hin und zum Hochholz bei Tiefenbach erstreckt. Ein anderes Kohlenlager breitet sich von Kastenreuth bis gegen Angl im Burgholz aus. Ebenso ist die Braunkohle südlich der Donau aufgeschlossen in Rittsteig und bei Freinberg. An beiden letzteren Orten sind, ebenso wie man es in Finsing beobachten kann, die Braunkohlentone zu mächtiger Entwicklung gelangt, die Braunkohle selbst ist nur in kleinen Flözchen vorhanden. Das kleine Braunkohlentlager am Waldschloß bei Passau bietet dasselbe Bild.

Das Hangende der Kohlen besteht zunächst aus einem von Kohlenstaub grau oder schwärzlich gefärbten, nach oben hin auch hellfarbigem Ton von mehr oder weniger Sandgehalt, darüber lagert Sand und Schotter. Im Liegenden erscheinen ebenfalls dunkelgefärbte Tone und als unterstes Glied Sande und sandige Letten, welche in neuester Zeit manche als brackische Schichten aufzufassen scheinen (126 a). Die Kohle selbst lagert in mehreren Flözen in einem Niveau von ungefähr 360—380 m Meereshöhe. Sie zeigt ziemlich horizontale Lagerung und im allgemeinen regelmäßigen Schichtenbau. Die Kohle ist meist lignitisch ausgebildet, neigt aber mitunter zu mulmiger Beschaffenheit. In den obersten Lagen ist sie stellenweise von Pyrit und Markasit verunreinigt. Letzterer tritt, z. B. in Rittsteig und Freinberg, auch in faseriger Ausbildung als Strahlkies auf. Die mit Markasit durchsetzte Kohle zerfällt in der Luft schnell unter Ausscheidung von Eisenvitriol in weißen strahligen Aggregaten. Die Kohle ist bei ihrer wenig tiefen Lagerung leicht zu fördern, wenn nicht sandige Lagen als Schwemmsande Schwierigkeiten verursachen.

GÜMBEL stellt die Braunkohlenbildung dieser Zone, in gleicher Weise wie die Hausrueckkohlen, auf Grund organischer Einschlüsse in die *Helix sylvana*-Stufe. Die Ausbildung der Kohlenlager ist nach AMMON auf die üppige Vegetation zurückzuführen, welche sich in buchtartigen Niederungen und Senken in einer Sumpfreion ausbreitete (127). Diese Braunkohlenbildungen stehen zweifellos in ursächlichem Zusammenhang mit der in der Tertiärzeit vollzogenen Einebnung weiter Gebiete Deutschlands und der durch sie bedingten üppigen Sumpf- und Waldvegetation.

Die Braunkohlen sind begleitet von wertvollen Tonen. Der nie fehlende graue bis schwarze Braunkohlenton, in einer Mächtigkeit von mehreren Metern vorkommend, gibt gute Dachziegel von weißem Brand und findet auch in der Bleistiftfabrikation reichliche Verwendung. Er hat eine äußerst feinkörnige Zusammensetzung. Mit dem Kopecky-Apparat geschlämmt, ergibt er folgende Körnung: 2 mm 0%; <0,1 mm 0,02; 0,1—0,05 mm 0,24%; 0,05—0,01 mm 6,31%; >0,01 mm 93,43%. Farbe schwarzgrau. Hohe Plastizität.

Aber auch andere, zum Teil sehr feuerbeständige Tone sind mit der Braunkohlenformation vergesellschaftet. In besonders bedeutender Ausdehnung kommen feuerfeste Tone von meist bläulichweißer Farbe in Rittsteig vor, wo sie seit etwa 100 Jahren abgebaut werden. In den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurde dieser Ton bis Rovereto verfrachtet. Auch im Burgholz, nördlich der Donau, wurde der gleiche Ton gewonnen und an die böhmischen Glasfabriken geliefert. Der feuerfeste Ton von Rittsteig enthält vereinzelte glasklare Quarzkörner bis zu 2 mm Größe, sonst zeigt er feinste Körnung und hohe Plastizität. Eine Schlämprobe, vorgenommen mit dem Kopecky-Apparat, ergibt folgende Körnung: <0,1 mm 1,56%; 0,1—0,05 mm 1,886%; 0,05—0,01 mm 7,38%; 0,01 mm 89,174%. Der Ton ist sehr kolloidal. Eine Analyse dieses Tons vom 21. September 1917, ausgeführt von Prof. Dr. A. SEGER und E. CRAMER in Berlin, ergab folgendes Resultat: Glühverlust 14,32%, Kieselsäure 46,34%, Tonerde 36,05%, Eisenoxyd 3,04%. Kohlensaurer Kalk fehlt. Schmelzpunkt fast Segerkegel 35.

Die alte Tongrube in Rittsteig hat folgendes Profil: Humus 40 cm, Schotter von Nußgröße in Lehm eingebettet 3 cm, Schotter bis Nußgröße in braunen Sand eingebettet 40 cm, Lehm 1 m, Sand und Schotter bis Faustgröße 1 m, Schotter 50 cm, Ton, rötlichgelb, 10 cm, sandiger Ton, blaugrau, 10 cm, Quarzsand 10 cm, grauer Ton 50 cm, sandiger Ton 1 m, fetter, weißer Ton 40 cm, fetter, blauer Ton 30 cm, grauer, sandiger Ton 40 cm, dunkler, blauer Ton 3 m, schwarzer Ton mit Kohle 1 m, grauer Ton. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen.

Ein etwa 15—20 m tief angelegter Erdanschnitt durchschneidet eine jüngere, an das nach Süden geneigte Gelände angelagerte Schotterbank und darunter verschieden gefärbte, zum Teil sandige Tone. Das Liegende der ersten Tonschicht bildet gelber Grobsand mit kleinen Tonschmitzen. Letztere deuten eine Umlagerung der Schicht an, da sie offenbar von einer Tonbank abgeschwemmt und zugleich mit dem Sande hier wieder abgelagert wurden. Sie sind mitunter zu härteren eiförmig gestalteten Knollen von brauner Farbe ausgebildet, mit einem Kern von hellem, plastischem Ton. Durch Abgabe des Eisengehaltes an die Umhüllung wurde der Kern gebleicht, während der Eisengehalt als Zement einer härteren braunen Schale diente.

Eine Bohrung in Rittsteig durchsank folgende Schichten: 1,20 m Humus und Kies, 4,20 m roten Ton, 1,70 m braunkohlenhaltigen Ton, 15 m weißen Ton, 6,90 m Quarzsand, 1,60 m braunkohlenhaltigen Ton, 4 m weißen Ton, der sich noch in größeren Tiefen fortsetzt.

2. Sande und Schotter.

Die glimmerreichen gelben Sande, ferner die gröberen Sande und die in Grobsand eingebetteten Schotter, welche über dem Braunkohlentertiär liegen, bezeichnet KLÜPFEL als Auswaschungstertiär. Die gröberen Sande desselben zeichnen sich stellenweise durch reiche Feldspatführung aus, wodurch sie eine arkosenartige Zusammensetzung erhalten. Solche sind aufgeschlossen in einem Nebentälchen des Laufenbachtals, östlich von Hofmark, besonders mächtig aber liegen sie, ein altes Urtal ausfüllend, östlich von Gföhret. Auch bei Rittsteig treten sie auf. Diese feldspatführenden Sande entstammen zweifellos den Graniten und Gneisen des Bayerischen Waldes, vermutlich sogar der näheren Umgebung. Die Schotter, welche auf der Höhe des Neuburger Waldes das Hangende der miozänen Süßwasserablagerungen bilden, unterscheiden sich von allen anderen Schottern des Gebietes durch ihre bedeutende Höhenlage und Korngröße. Rollstücke von 20—30 cm Länge und nahezu 20 cm Breite sind im Königsdobl und bei Kleingern keine Seltenheit. Wie in allen Schotterzügen wechselt freilich auch in diesen Geröllen die Korngröße in mannigfaltiger Weise bis zu jener des Grobsandes. Das Material besteht aus sehr widerstandsfähigem Gestein, größtenteils aus weißem, aber auch grauem und rötlichem Quarz, grauen Quarziten, Quarzitschiefern, rotem und schwarzem Hornstein, der oft verwittert ist, grauem und rotem Werfener Sandstein, Quarzstücken mit kaolinisiertem Feldspat, Quarzskeletten, Glimmerschiefer, serizitischem Gestein, seltenem Granit, Pegmatit und Aplit, endlich Feuersteinen bis zu Doppelfaustgröße. Den Quarzgesteinen haften zuweilen phyllitische Reste an, die sie als Reste eines aufgearbeiteten phyllitischen Gebirgszuges kennzeichnen. Kalk konnte nicht gefunden werden. Nach dieser Zusammensetzung des Schottermaterials kommt der Bayerische Wald als Lieferant nicht in Frage. Es fehlen die hauptsächlichsten Gesteine desselben, während zu reichlich solche angehäuft sind, welche auf die fernen Alpen hinweisen, wie auch die durchwegs vollendete Rundung der Gerölle einen weiten Transport voraussetzt. Wenn Kalkgesteine aus den Alpen mitgeführt worden sind, so sind sie vielleicht als weiches Material auf dem weiten Wege von den harten Kieselgesteinen aufgerieben worden (128).

Den Aufbau der Schotter möge das Profil einer Grube zwischen Altenmarkt und Rehschall zeigen: 20 cm Humus; 1 m gelbe Sande mit faustgroßen Kieseln; 20 cm weißgrauer Ton; 60 cm brauner Sand mit Kieseln und schmalen Streifen weißen Tons; 30 cm rötlichbrauner Sand mit Kieseln von Nußgröße; 50 cm gelber Sand mit Kieseln von Haselnußgröße; 30 cm gelber Sand mit Kieseln von Nußgröße; 1,25 m gelber Sand mit Kieseln von Doppelfaustgröße; 1,50 m gelber Sand mit Kieseln von Nußgröße; 2 m Grobsand. Eigentümlich sind diesen Schottern 10—20 cm mächtige, häufig auskeilende, weißgraue Bänder von sandigem Ton.

Wegen ihrer von den übrigen Schottern des Gebietes abweichenden Körnung und Höhenlage, besonders wegen ihrer Lagerung unmittelbar auf den übrigen Gliedern des Komplexes der miozänen Süßwassersedimente, wo wir sie als Endglied derselben auch erwarten müssen (129)(130), betrachten wir sie als oberste Stufe der oberen Süßwassermolasse und als gleichalterig mit den gleichartig zusammengesetzten obermiozänen Schotterdecken des nördlichen Oberbayerns und zum Teil auch Niederbayerns.

Die Schotter der miozänen Süßwassermolasse streichen in nordwestlicher Richtung vom Ausgang des Neuburger Waldes bei Straß auf dem Kamm desselben

bis über Jägerwirt hinaus. Diesem mächtigen Schotterzug, der ein Gefäll gegen Nordwesten von etwa 15 m innerhalb einer Erstreckung von 15 km besitzt, verdankt der Kamm des Neuburger Waldes seine Erhaltung vor der Zerstörung durch Erosion. Der Schotterzug entspricht einem Strom, der aus südöstlicher Richtung kommend, den Neuburger Wald in nordwestlicher Richtung durchfloß. Vermutlich ist er die Fortsetzung jener langgestreckten miozänen Kiesablagerungen, welche von Süden her über Geiersberg und Münzkirchen gegen den Inn ziehen (131). Da diese ältesten fluviatilen Schotter unseres Gebietes besonders mächtig im Königsdöbel am alten Militärschießplatz in einer Höhenlage bis zu 486 m ausgebildet sind, bezeichnen wir den ganzen Schotterzug als Schießplatzterrasse.

Die Schotter erinnern in der Zusammensetzung, Korngröße und Höhenlage etwas an ein Schottervorkommen bei Meiersäge, nördlich von Waldkirchen, das zwar mit der Schießplatzterrasse sonst kaum in Zusammenhang steht, aber wegen seiner hohen Lage und seines weiten Vordringens nach Norden auffällt. Dort lagert eine Schotterbank in einer Meereshöhe von etwa 500 m unmittelbar auf lamprophyrischem Gestein. Die 1,50 m mächtige Bank setzt sich zusammen aus wohlgerundeten Gesteinen des Bayerischen Waldes, aber auch aus ortsfremdem Gestein: Granit vom Typus der Zentralalpen, Quarzit, Sandstein, Serpentin mit gut ausgeprägter Maschenstruktur, Amphibolit u.s.w. Typisch für sämtliche Schotterlager, sowohl miozäne als pliozäne, ist die charakteristische Heideflora: Föhre, Birke, Heidekraut und Heidelbeere. Föhrenbestand deutet in unserem Gebiet fast ausnahmslos Schotterboden an.

C. Pliozän.

1. Pliozäne Schotter. Auch im Pliozän dauerte die Aufschüttung von fluviatilen Sanden und Schottern fort. Aber diese Sand- und Schotterzüge liegen alle in einer zur Schießplatzterrasse nahezu senkrechten Richtung angeordnet. Sie breiten sich auf den Höhen und Terrassenstufen der Abhänge, welche die großen Entwässerungsrinnen unseres Gebietes, nämlich die Donau und den Inn, begleiten, aus und bekunden damit ihren genetischen Zusammenhang mit der Entstehung und den Entwicklungsphasen der Flußtäler unserer heutigen Ströme.

In der Korngröße dieser Ablagerungen herrscht eine regellose Mannigfaltigkeit sowohl in horizontaler als vertikaler Erstreckung. Neben faustgroßen Schottern liegen auf geringe Entfernung kaum erbsengroße Quarzsande, welche regelmäßig auch die Zwischenräume der größeren Schottergesteine ausfüllen. Die oberen Schichten sind unter moorigem Waldboden ausgebleicht, wie auch sonst der Eisengehalt der Sande durch zirkulierende Tagesgewässer in die Tiefe geführt wurde und dort zu weitaushaltenden, mehrere Zentimeter mächtigen Lagen von braunen und schwarzen Ortsteinbildungen Veranlassung gegeben hat. Überhaupt verdanken die Sande dem teilweisen Entzug des Eisengehalts, sowie der lagenweisen Anreicherung desselben in der Tiefe, ihre wechselnde Färbung in weißen, gelben oder braunen Schichten. Häufig führen sie kohlige Putzen oder erscheinen mit kohligter Substanz wie mit Regentropfen bespritzt. Besonders schön tritt diese Erscheinung in den Schottergruben zu Jägerreut und Haunreut hervor. In ziemlich reichlichem Maße kommen in diesen Schottern, namentlich im Neuburger Walde, verkieselte Hölzer vor. Spongienadeln, die offenbar aus marinen Schichten angeschwemmt wurden, treten überall vereinzelt auf. Die Lagerung der Gerölle zeigt neben konkordanter Parallelschichtung auch die den Flußsedimenten eigentümliche Kreuzschichtung.

Das Schottermaterial stimmt mit dem der miozänen Schießplatzterrasse überein, nur in der jüngsten Reihe derselben treten einige neue Gesteine hinzu. Es muß wohl angenommen werden, daß auch diese pliozänen fluviatilen Anschwemmungen größtenteils alpiner Herkunft sind, und durch das Wasser bis weit in den Bayerischen Wald hinein verschleppt wurden. Schon WINEBERGER hat betont, daß die Kiesel offenbar aus den Alpen stammen, denn darunter befindet sich nicht ein einziges Exemplar, welches eine Ähnlichkeit mit den Felsarten des Bayerischen Waldes habe (132).

In den pliozänen Schottern des Gebietes finden sich neben weitaus überwiegenden Quarzgeröllen überall mehr oder weniger Lydite, Hornsteine, Feuersteine, Buntsandsteine, ausgewalzte, schieferige Quarzsandkonglomerate, Grauwacken, ziegelrote Radiolarite, alpine Liasgesteine und Serizitschiefer.

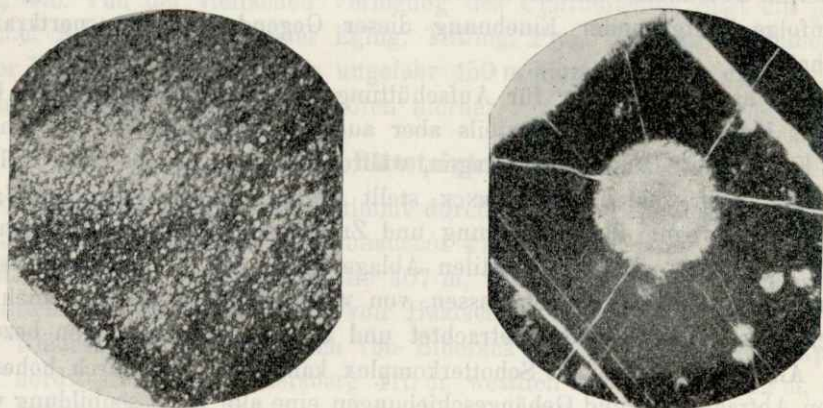


Bild 17 und 18

Radiolarit aus den Schottern nördlich der Donau (Burgholz) in 431 m Meereshöhe.

Von fossilen Einschlüssen in den gut abgerollten Gesteinen werden in der Literatur nur seltene Eindrücke von Muscheln und Schnecken und ein deutlicher Eindruck eines Enkriniten in einem Kiesel von Satzbach erwähnt (133).¹⁾ In einer Schottergrube im Burgholz, nördlich der Donau, in einer Meereshöhe von 431 m, fand ich einen Sandstein mit Bivalvenabdrücken und einem Steinkern, eine hornsteinartig verkieselte Knolle mit guterhaltener serpulaartiger Wurmspur, Cidaristacheln und Muschelabdrücken, mehrere verkieselte Gesteine mit Bivalven und mehreren größeren, sowie vielen kleinen Nummuliten. Wenn schon die Zusammensetzung der Schotter auf die Alpen als das Ursprungsland eines großen Teils derselben hinweist, so unterstreicht der Fund obiger Fossilien diesen Hinweis mit aller Deutlichkeit.

Immerhin dürfte der Weg, auf dem die Gerölle aus den Alpen hierher verfrachtet wurden, kein direkter gewesen sein. Wie GÜMBEL erwähnt, waren in der Pliozänzeit die Zentralalpen durch die Kalkalpen vom nordalpinen Vorland so getrennt, daß größeren Massen von zentralalpiner Gerölle eine unübersteigbare Schranke gesetzt war. Auch fehlen den Kieseln unseres Gebietes die sehr widerstandsfähigen jurassischen Kieselschiefer, die bei einem Transport zentralalpiner Gerölle durch die Kette der Kalkalpen sicher mitgeschleppt und erhalten worden wären (135). Nun weist

¹⁾ Es handelt sich um einen Fund in den pliozänen Schottern zwischen Obersatzbach und Kellberg. FRENTZEL wollte demselben eine Bedeutung für die Bestimmung des Alters des hiesigen Gneises zuschreiben, die einem Flußgeröll natürlich nicht zukommt (134).

KRAUS auf eine Geröllagerstätte hin, aus welcher die Schotter unserer Gegend stammen können und aus welcher er die pliozänen Schotter der Ortenburger Gegend tatsächlich herleitet. Es ist das im nördlichen Oberbayern und im anschließenden Niederbayern weitausgebreitete Schotter- und Konglomeratgebiet des Obermiozän. Nach GÜMBEL bestehen diese obermiozänen Ablagerungen neben oft glimmerigen sandigen Mergeln und Sanden aus groben Rollstücken der härteren alpinen Gesteine. Aus diesen westlich von unserem Gebiet gelegenen, quarzreichen Geröllablagerungen haben pliozäne, aus dem Westen kommende Gewässer die miozänen fluviatilen Schottermassen aufs neue aufgewühlt und in östlicher Stromrichtung hier angelagert (136). Die Frage, warum in diesen Schottern Rollstücke heimischer Gesteine geradezu vollständig zurücktreten, findet ihre Beantwortung vielleicht in dem Umstand, daß im Obermiozän und im unteren Pliozän die Gewässer aus dem Bayerischen Wald infolge weitgehender Einebnung dieser Gegend ihre Transportkraft eingebüßt hatten.

WALTL hat die Schotter für Aufschüttungen des Diluviums erklärt, GÜMBEL hat sie als Knochensande, großenteils aber auch als Quartärgeröll in seine geologische Karte, Blatt Passau, eingetragen, während BAYBERGER aus ihrer Höhenlage auf tertiäres Alter schloß (137). PENCK stellt sie in das Obermiozän (137a). Sie müssen jedoch wegen ihrer Lagerung und Zugehörigkeit zu den jetzigen Flußsystemen für jünger als die fluviatilen Ablagerungen der Schießplatzterrasse und für älter als die quartären Flußterrassen, von welchen letzteren sie sich auch petrographisch etwas unterscheiden, betrachtet und als pliozäne Bildungen bezeichnet werden. An diesem pliozänen Schotterkomplex kann trotz der durch hohes Alter bedingten Abtragungen und Gehängeschiebungen eine alte Terrassenbildung verfolgt werden. Zur Erhaltung ihrer Spuren ist das Gelände, besonders im Neuburger Wald, wohl geeignet. Dieses erhebt sich über den jetzigen Spiegel der Donau um etwa 200 m und senkt sich, wenn es auch gegen Donau und Inn auf weite Strecken hin in Steilwänden abfällt, gegen Ost und West in einem sanften Gehänge zur Ebene nieder. Zwar bilden weder Zusammensetzung des Materials, noch Körnung desselben für eine Sonderung der Schotter und Sandmassen nach Terrassen einen Anhaltspunkt; die Korngröße ist nur Zeuge einer größeren oder geringeren Strömung, die recht wechselvoll im Strom herrschte, aber aus der Höhenlage der einzelnen die Ströme begleitenden Schotterlager lassen sich die alten Flußterrassenbildungen mit einiger Sicherheit rekonstruieren.

2. Pliozäne Terrassenbildung. Es ergeben sich folgende Terrassen:

- a) Die Burgholzterrasse in einer Höhe von etwa 450—425 m.
- b) Die Rittsteigterrasse in einer Höhe von 415—590 m.
- c) Die Spitzbergterrasse in einer Höhe von 368—355 m.
- d) Die Maierhofterrasse in einer Höhe von 346—340 m.

a) Die Burgholzterrasse.

Die Schotter dieser Terrasse finden sich auf dem südlichen und nördlichen Höhenrücken, welche Donau und Inn begleiten. Sie liegen auf einer den Strömen folgenden Höhenlinie, welche im allgemeinen nach Westen zu etwa um 10 m über die Meereshöhe von 440 m hinaufsteigt, nach Osten ungefähr um 15 m sich unter dieselbe senkt. Gekennzeichnet ist sie durch folgende Schotterlage: Flörl 450 m; Großmittelstück 450 m; östlich von Straß 445 m; Mittelstück im Neuburger Wald 450 m; Rentamtsforst im Neuburger Wald 426 m; südwestlich von Kohlbruck 450 m; Nikola-

holz 445 m; südlich von Dietzing 445 m; obere Innseite 440 m; westlich von Patriching 441 m; Totermann 440 m; nördlich von Sturmsölden 436 m; Kreppenholz 435 m; Burgholz 431 m; Steinbühl 435 m; zwischen Obersatzbach und Thyrnau 436 m; südöstlich von Buchsee 435 m. Diesen Schotterzug, der besonders ausge dehnte Verbreitung im Burgholz und dem daran anschließenden Wald gegen Thyrnau zu besitzt, nennen wir Burgholzterrasse. Er entspricht einem Strom, der von West nach Ost fließend, in einem Gefäll von 20 m auf eine Erstreckung von 30 km durchzog. Das ist die Richtung der heutigen Ströme, so daß wir das durch die Terrasse angedeutete Flußbett als das der Urdonau und ihres Nebenflusses, des Inn betrachten dürfen, die auf einer Hochebene von etwa 450 m Meereshöhe nach Art des Oberlaufs eines Wildstromes die mitgeführten Geschiebe in weiter Erstreckung aufschüttete. Von der vielfachen Verlegung des Urstrombettes zeigt ein paralleler nördlicher Schotterzug, der über Eging, Tittling, Prag, Niederpretz, Außernbrünst in einer Höhenlage von ebenfalls ungefähr 450 m hinzieht. Auch die mächtig entwickelten Schotter von Lohhof gehören hierher.

b) Die Rittsteigterrasse.

Eine weitere Terrasse ist bestimmt durch folgende Schotterlager: Südlich vor Neuhaushof 415 m, östlich von Neuhaushof 410 m, östlich von Altenmarkt 413 m, westlich der Schaldinger Diensthütte 407 m, östliche Laufenbachtalhänge 412 m, Kleinmittelstück 410 m, westlich von Haarschädl 398 m, nördlich von Walding 410 m, Niedernhart 406 m, südlich von Bibereck 406 m, westlich vom Apfelbauer 408 m, nordwestlich von Hellersberg 410 m, westlich von Rittsteig 412 m, Rittsteig 398 m, östlich der alten Schanze 400 m, nordwestlich von Fating 408 m, östlich von Kohlbruck 404 m, untere Innseite 405 m, Haidenhof 390 m, Kühberg 400 m, Jägerreut 400 m, Grubweg 394 m, Voggenberg 395 m, Steinbühl 390 m, östlich von Kernmühle, 390 m. Wegen der bedeutenden Ausdehnung dieser Schotterzüge um Rittsteig bezeichnen wir sie als Rittsteigterrasse. Sie begleitet Donau und Inn, indem sie gegen West und Süd zu 410 m aufsteigt, bei Passau die Höhenlinie 400 trifft und flußabwärts etwa 10 m unter dieselbe fällt.

c) Die Spitzbergterrasse.

Noch tiefer ist ein anderer Schotterzug gelagert, der an folgenden Punkten festgestellt wird: Westlich von Fürstenzell 368 m, nördlich von Zwieselberg 368 m, südlich von Neuhaushof am Laufenbach 368 m, westliche Laufenbachtalhänge 366 m, südlich von Gablöd 366 m, nördlich von Vornbach 368 m, nördlich von Gaishofen 362 m, Lengfelden 365 m, nordwestlich der Högnmühle 365 m, südlich der alten

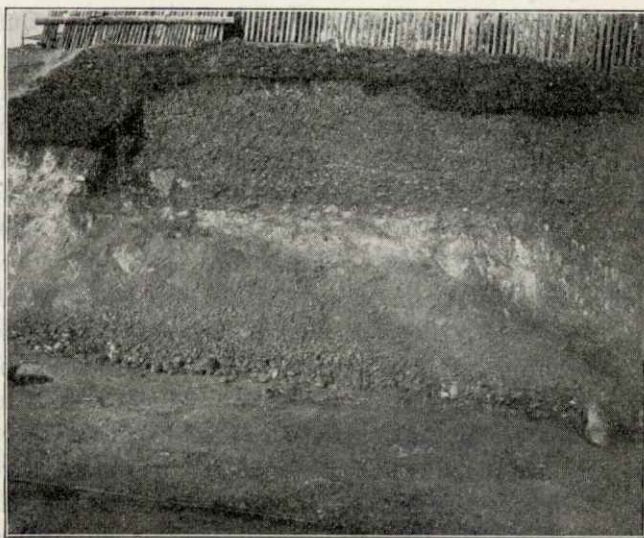


Bild 21. Plozäne Schotterdecke auf injiziertem Schiefer am Spitzberg.

Schanze 360 m, nördlich von Kleinmittelstück 367 m, südlich von Niedernhart 366 m, östlich von Niedernhart 366 m, südlich von Englboding 365 m, Neustift 365 m, nördlich vom Eichner 365 m, östlich von Haarschädl 365 m, nordwestlich von Kopfsberg 360 m, Rentamtsforst 368 m, Kellberg 356 m, östlich von Vornholz 360 m, nordwestlich vom Mollnhof 360 m, westlich vom Jesuitenhof 360 m, Spitzberg 362 m, südlich vom Firmiangut 360 m, nördlich vom Firmiangut 365 m, westlich von Zieglreuth 360 m, nördlich von Högl 355 m, nördlich von Satzbach 355 m, an der rechten Talhänge des Satzbachs 355 m.

d) Die Maierhoffterrasse.

Noch ein pliozäner Zug von Schotterresten ist zu beobachten. Am südlichen Donauufer: Südlich von Tann 346 m, nördlich von Neustift 340 m, nördlich von Badstube 340 m, nördlich vom Kollerbauer 340 m, und auch sonst liegen zahlreiche kleine Schotterreste in dieser Höhe verstreut. Diese jüngste pliozäne Schotterterrasse stimmt überein mit dem jüngeren pliozänen Schotter, den KRAUS im westlich anschließenden Donaugebiet auf einer Höhe von 350—342 m festgestellt hat. Die Gerölle bestehen ebenfalls größtenteils aus Quarz von durchschnittlich etwas geringerer Größe, als die der höher gelegenen Terrassen. Braune Hornsteine und rötliche Quarze sind für dieselben charakteristisch. Brachiopoden und Bivalvenschalen konnten im Kieselgestein nicht festgestellt werden, wohl aber kommen stark zersetzte Gneise und Aplite vor. Es treten zu den übrigen bisher beobachteten Geröllen einige neue Typen, die den Zuzug eines neuen Gebietes zum Strombereich der Donau verraten, als diese sich bis zur Meereshöhe von etwa 340 m eingetieft hatte. KRAUS vermutet nach dem Charakter der Gesteine, daß als solcher ein stärkerer Zuzug aus der Naabtalung in Frage kommt (138).

3. Quarzite. Im Gebiete der tertiären Schotter und Sande sind Blöcke bis zur Größe mehrerer Kubikmeter eines verkieselten Quarzsandes verstreut, an dessen Stelle im südlichen Teil des Gebietes auch Kieselkonglomerate treten. Sie zeichnen sich äußerlich durch eine kolkige, buckelige und dabei doch glasige Oberfläche und äußerst unregelmäßige, bizarre Form aus. Die Quarzite und Quarzkonglomerate sind keineswegs eine lokale Erscheinung, vielmehr haben sie in den Tertiärsanden Deutschlands vom rheinischen Siebengebirge über den Westerwald nach Mitteldeutschland und Böhmen eine weite Verbreitung (139) (140). Aber auch in Bayern kommen sie häufig vor. GÜMBEL (141) erwähnt sie bei Ingolstadt, Abensberg usw. und nennt sie Braunkohlensandstein. In Sachsen heißen sie wegen ihrer Form Knollensteine. Stellenweise finden sich die verkieselten Blöcke in unserem Gebiet recht häufig, z. B. in Jägerreut und Neukirchen a. Inn, jedoch nirgends in solchen Mengen, wie etwa im Steinkart, wo sie ganze Blockmeere bilden.

Wenn die Sande, welche solche Quarzitblöcke unterlagern, hinweggespült werden, können die Blöcke allmählich in tiefere Lagen gelangen. Aber eine bedeutendere Verschleppung in horizontaler Richtung, etwa durch Wasserströmungen, kann bei der Massigkeit dieser Gesteine nicht angenommen werden. Es darf also der Ort ihrer Entstehung sicher nicht weit von der Stelle ihrer jetzigen Lagerung gesucht werden. Auf eine vertikale Verlagerung der Quarzite darf vielleicht in den Sandgruben von Jägerreut geschlossen werden, wo sie einerseits an der obersten Grenze der Sande auftreten, andererseits aber auch in einem viel tieferen Horizont über einer gelben sandigen Tonbank erscheinen.

Den besten Einblick in die Art ihrer Entstehung gibt ein Vorkommen im anschließenden südlichen Gebiet zwischen Enghaming und Salling in einer Meereshöhe von 559 m. Dort liegen die Quarzite und Quarzkonglomerate über Quarzsanden und Schottern als horizontale, ungestörte Decke von durchschnittlich 3—4 m Mächtigkeit, unter einer dünnen Humusschicht. Am Rande der Quarzitplatte brechen infolge von Abspülung der unterlagernden Sande oder auch von Schwundrissen (142) Schollen im Ausmaße von 10 und mehr Quadratmeter ab. Derartige Schollen liegen auf den angrenzenden Wiesen umher. Vielfach fand das Konglomeratvorkommen bei Salling in der Literatur Erwähnung. So bei WALTZ (143), HAUER (144), COMMENDA (145), KÖNIG (146). Alte Bruchflächen dieser Schollen zeichnen sich durch äußerst unebene, kolkige Beschaffenheit aus, welche ihre Erklärung findet bei Beobachtung neu entstandener Bruchstellen. Auf diesen Flächen wechseln stahlharte Stellen von schuppigem, oft glänzendem Bruch mit solchen von geringerer Verbandsfestigkeit ab. In ersteren hat sich die verkittende Kieselsäure mehr konzentriert, weshalb sie den gegen die Agentien der Verwitterung widerstandsfähigsten Teil der Quarzitdecke darstellen, während letztere ärmer sind an Bindemittel und daher den Verwitterungseinflüssen leichter zum Opfer fallen. Nesterweise sitzen die Quarzsande ganz locker im verkitteten Gestein. Es sind das jene Stellen im Gestein, die von der einsickernden Kieselsäure überhaupt nicht durchtränkt wurden. Wenn der Sand aus diesen Höhlungen herausfließt, entstehen die für die Quarzite so charakteristischen Löcher und Kolke, die wir an der Oberfläche und den alten Bruchflächen sehen. Am unregelmäßigsten ist die untere Seite der Quarzitbank gestaltet, von der zahlreiche Zapfen und Höcker nach abwärts gerichtet sind. Diese bezeichnen die Wege, auf denen die Kieselsäure von oben her am weitesten in die Sande hinabgedrungen ist.

In einer der dortigen Kies- und Sandgruben nimmt man unter der Quarzitdecke im Sand vereinzelte verkittete Quarzitblöcke wahr, die gegen die Tiefe zu an Größe abnehmen. Sie besitzen einen sehr harten Kern, während ihnen äußerlich loser Sand anhaftet. Diese regellos im Sand entstandenen Quarzite bilden sich offenbar durch örtliche Anreicherung von oben her einsickernder Kieselsäure, konkretionär nach Art der Geoden.

Das geschilderte Vorkommen des Quarzites von Salling gestattet, einen Schluß zu ziehen auf das Herkommen der im Gebiete um Passau sporadisch auftretenden Quarzite und Kieselkonglomerate. Sie stammen von bankartigen und geodenartigen Verkieselungen, die sich im Gebiet der tertiären Sande und Schotter soweit erstreckten, als jetzt größere Quarzitblöcke sich vorfinden. Wo die Quarzitdecke durch Denudation freigelegt wurde, fielen ihre weniger gut verkitteten Teile der Verwitterung anheim. Ihre härtesten Teile und der Kern der geodenartigen Verkittungen blieben als die stahlharten Knollensteinblöcke erhalten, deren höckerige, kolkige Form nicht vom Wasser ausgekolkt, sondern genetisch bedingt ist. Auch die Verwitterungskräfte haben die bizarre Gestalt nicht wesentlich beeinflusst, wenn sie auch durch Entfernung aller weichen Teile die von Natur aus eigentümliche Form noch deutlicher herausmodellierten (147). Wo immer die Quarzitblöcke auftreten, sind sie von einem gelben oder braunen porzellanartigen Schmelz überzogen. WALTHER (148) führt denselben auf die Wirkungen chemischer Umsetzungen im trockenen Steppenklima der interglazialen Steppenzeiten zurück. Dieser Wüstenlack bildet durch seine Glätte und Härte eine treffliche Schutzrinde für die Quarzite gegen die Einflüsse der Atmosphärien.

Herkunft der verkittenden Kieselsäure. Man hat auf die juvenilen kieselsäurehaltigen Quellen hingewiesen, um das Auftreten dieses Bindemittels zu erklären. Derartige Quellen kommen aber im Gebiet um Passau kaum in Frage. Eher wäre ein genetischer Zusammenhang zwischen den hier vorkommenden und früher zweifellos noch viel reichlicher vorhandenen tertiären Braunkohlenflözen und der die Sande verkittenden Kieselsäure möglich. Es ist bekannt, daß feldspathaltige Gesteine durch lösliche Humusstoffe und Kohlensäure, die den Inkohlungsprozeß der Braunkohle stets begleiten, zersetzt werden, wobei neben tonigen Produkten auch beträchtliche Mengen von Kieselsäure frei werden. 100 kg Ton solcher Entstehung entsprechen etwa 93 kg Kieselsäure (149). Allein dieser Entstehungsart der Kieselsäure für die Quarzitbildung widerspricht hier die Lagerung der Quarzite, die durchwegs über dem Kohlenhorizont und zwar oft in beträchtlicher Höhe über demselben gefunden werden.

Für Mittel- und Ostdeutschland erklärt SCHUBEL die Lösung und Ausscheidung verkittender Kieselsäure allgemein aus der für die Tertiärzeit bezeichnenden humosen Verwitterung feldspathaltiger Gesteine (150).

Auch diese Theorie läßt sich hier nicht anwenden, da sie eine Überlagerung der Sande und Schotter mit feldspathaltigen Gesteinen zur Voraussetzung hat, die in unserem Gebiet nicht erwiesen und nicht wahrscheinlich ist.

Andere betrachten die Quarzsande selbst als die ergiebige Quelle der verkittenden Kieselsäure, wobei sie der korrodierenden Tätigkeit der zirkulierenden Gewässer, besonders wenn dieselben alkalihaltig sind, eine wichtige Rolle zuweisen. Diese Erklärung, ausgehend von den Korrosionserscheinungen der losen Quarzsande und auch der Quarzkörner innerhalb der Quarzite, entspricht wohl am besten der Tatsache einer allgemeinen Verbreitung der Quarzite im Bereich der tertiären Sande (151) (152).

Die Quarzitblöcke hiesiger Gegend besitzen einen schneidenden, schuppigen, vielfach sogar glänzenden Bruch und kennzeichnen sich so als typische Quarzite (153).

Das mikroskopische Bild zeigt im Dünnschliff meist einzelne größere Quarzkörner, zwischen denen zahlreiche kleine Körnchen und schließlich granulöser Quarzzement liegen. Sekundärer Zuwachs, meist mit optisch anderer Orientierung gegenüber dem eingeschlossenen Quarzkorn, ist häufig zu beobachten. Ebenso sind deutlich wahrnehmbare Korrosionserscheinungen an den Körnern durchaus nicht selten. Vielfach weisen die Quarzkörner undulöse Auslöschung oder infolge scheinbaren Verwachsens mehrerer Körner in ein einziges, quarzitisches Struktur auf. Flüssige oder gasförmige Einschlüsse in den Quarzkörnern werden ab und zu beobachtet. Es findet sich wohl unter den primären Quarzkörnern granitischer Detritus. Die kleinen und kleinsten Körner sind im Gegensatz zu den größeren nicht getrübt, stellen demnach wohl größtenteils Neubildungen dar. Die einzelnen Körner besitzen eckige Form. Der verkittende Kieselzement findet sich zuweilen nicht als Quarz, sondern als Opal ausgebildet vor. In diesem Falle erscheint er gewöhnlich als Stützzement, in welchem die primären Quarzkörner schwimmen. Eine Ausbildung freier Kristallflächen durch ergänzenden Quarzzement konnte nicht beobachtet werden. Wohl aber erscheinen in einem Quarzit bei Kohlbruck die ursprünglichen Quarzsandkörner durch sekundäres Wachstum allseitig miteinander verwachsen. Die sekundäre Umhüllung ist leicht erkenntlich, da sie optisch anders orientiert ist als der innere Kern.

Über die Frage, wann sich die Diagenese der Quarzite vollzogen hat, läßt sich aus der Art ihrer Lagerung nach der bisherigen Erkenntnis feststellen, daß sie

etwas jünger sind als die hiesige miozäne Braunkohle, da sie bisher nur in den hangenden Schichten derselben gefunden wurden. Vermutlich gehören sie verschiedenen Horizonten an. Unsere Quarzite sind petrographisch unzweifelhaft den oligozänen Knollensteinen völlig gleich.

Als akzessorische Bestandteile erscheinen unter dem Mikroskop neben dem Quarz und Opal: Zirkon, Rutil, Turmalin und Epidot.

4. In den tertiären Sanden und Schottern finden sich auch noch Verkittungen anderer Art, nämlich Limonit sandsteine und -Konglomerate. Diese treten anstehend in Bänken von 10—15 cm Mächtigkeit auf. Neben ihrer dunkelbraunen bis schwarzen Farbe, bedingt durch das eisenoxydreiche Bindemittel, unterscheidet sie von den Quarziten ihre geringere Härte und Verbandsfestigkeit, die sich schon in einem körnigen Bruch offenbart. Wenn zu dem Limonitzement noch Kieselsäure hinzutritt, kann auch hier größere Härte und ein schneidender Bruch sich einstellen. Solche Ortsteinbänke lagern hier regelmäßig unter helleren Sandschichten, aus denen die zirkulierenden Gewässer die bei der Verwitterung entstehenden Eisensalzlösungen in tiefere Lagen geführt haben, wo sie als Kitt bei der Limonitsteinbildung dienten.

5. Nicht unerwähnt dürfen in diesem Zusammenhange die zahlreichen verkieselten Hölzer bleiben, die in den tertiären Sanden, besonders des Neuburger Waldes, eingebettet liegen. Sie sind nicht in verkieseltem Zustand vom Wasser hierher gerollt worden. Dazu sind sie bei einer Länge bis zu einem Meter und noch mehr viel zu schwer. Auch fehlt ihnen bei durchaus scharfkantiger Form jedes Merkmal einer Abrollung. Offenbar sind sie ehemalige Trifthölzer, die vom Strom angeschwemmt und versandet, erst an ihrer jetzigen Lagerstätte einer ähnlichen Verkieselung anheimfielen, wie die Quarzite. Zwischen den Jahresringen der verkieselten Hölzer ist die Kieselsäure meist in glitzernden Quarzkriställchen auskristallisiert.

D. Quartär.

Die gewaltigen Moränenzüge, welche die Eisströme des Quartär aus den Alpen in das nördliche Vorland verfrachtet haben, erreichten das Gebiet des Inn- und Donauzusammenflusses nicht, weshalb Moränenbildungen alpinen Ursprungs hier nicht zu finden sind. Auch aus dem Böhmerwald sind derartige Bildungen in diesem Gebiete nicht bekannt. Wohl darf der Kamm des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges nach Analogie anderer deutscher Mittelgebirge in der Eiszeit als von Firnbildung bedeckt angenommen werden, aber zu größeren Eisströmen mit Moränenbildung in weiterer Entfernung vom Hauptkamm ist es sicher nicht gekommen. BAYBERGER (155) will zwar solche Moränen gefunden haben, welche am Austritt größerer Täler in die Ebene liegen sollen. Allein PENCK (156) hat diese Angaben als auf Verwechslung eluvialer Bildungen mit Moränen beruhend zurückgewiesen. Als Spuren einer Vergletscherung konnten lediglich einige Schriffe und Kritzungen an der Seewand des Teufelssees und die moränenartigen Abschlußwälle einiger Seen angenommen werden. MAYR (157) weist besonders auf mehrere große, durch Gletschereis zum Teil abgehobelt erscheinende Blöcke am und im kleinen Arbersee hin.

1. Flußterrassen. Wenn auch die eiszeitlichen Moränen fehlen, so mangelt es doch nicht an deutlichen Spuren, welche die eiszeitlichen Ströme der Gegend um Passau

aufgedrückt haben. Es sind das die eiszeitlichen Terrassenschotter, Anschüttungen von Sand und Geröll in den Flußtälern. Das Material entnahmen die den abschmelzenden Gletschern entströmenden Flüsse größtenteils den Moränen des Voralpenlandes und rundeten es im Fortrollen auf dem weiten Transporte zu den typischen Schottern der diluvialen Terrassen ab, zu denen noch Material aus Abtragungen älterer Schotterlager gemischt wurde. Dem Ursprung entsprechend bestehen sie größtenteils aus alpinen Gesteinen.

a) Niederterrasse. Das jüngste fluviatile Gebilde der Eiszeit stellt die Niederterrasse dar, mit einer Erhebung über dem jetzigen Donauspiegel von etwa 8 m. Zuweilen geht sie allmählich in die Hochterrasse über, meist aber schließt sie an einen deutlichen Steibabfall derselben an. Sie besteht aus 0,50 m Humus, 0,70 m Schlick, der stellenweise torfige Schichten von brauner Farbe enthält. Diese sind regelmäßig von einem dem Alm entsprechenden hellgrauen Mergel von hohem Kalkgehalt — bis zu 40% — unterlagert. Darunter liegt lettiger Sand von wechselnder Mächtigkeit und endlich Sand und Kies. Diese Schotter sind jetzt, gelegentlich der Erbauung des Kachletwerkes, vorzüglich aufgeschlossen. Es wechseln in denselben schichtenweise Sande und Gerölle von verschiedenster Korngröße ab. Kalke sind reichlich vertreten, besonders im Niederterrassenschotter des Inn. Wegen ihrer Lage zum Strom und zur alluvialen Au, über welche sich die Niederterrasse erhebt, wird sie als eiszeitliche Ablagerung und zwar als solche der Würmeiszeit betrachtet.

b) Hochterrasse. In großer Ausdehnung ist auch die Hochterrasse ausgebildet, meist eingehüllt in eine Lößdecke. Wo die Überdeckung durch Erosion zerschnitten wird, streicht der Hochterrassenschotter zu Tage aus. Derselbe liegt in einer Höhe von etwa 14 m über dem Donauspiegel und ist überlagert von feinem Flußsand bis zu einer Mächtigkeit von mehreren Metern und Löß bis zu 4 m Mächtigkeit. In der Hochterrasse von Maierhof füllt der Schotter stellenweise nur die Vertiefungen zwischen klippenartigen Erhebungen des Untergrundes aus, dessen injizierte Schiefer durch die eiszeitliche Donau ebenso ausgewaschen sind, wie die Felsen des Kachlet im heutigen Strom. Das Geröll enthält auch Kalke. Die größte Verbreitung findet die Hochterrasse in der Talweitung von Kling bis Gaissa, vom Donauhof bis Stelzhof, bei Lindau, von Schalding über Auerbach bis Passau, zwischen Neuhaus und Vornbach, vom Ausgang des Neuburger Waldes bis Passau, von Haibach über Innstadt bis zum Bergkeller.

c) Deckenschotter. Die älteste eiszeitliche Terrasse, der Deckenschotter, ist der Erosion und Denudation größtenteils zum Opfer gefallen, wenn auch allenthalben kleinere Reste am Ufergehänge der Ströme erhalten blieben. Solche Schotterreste liegen am linken Donauufer nördlich von Klinghof in 325 m Meereshöhe, südlich von Streicherberg (325 m), nördlich von Gaishofen (325 m), am westlichen Abhänge des Fuchsberges (325 m). Am rechten Donauufer: Westlich von Bibersbach (326 m), südlich von Heining (325 m), westlich der Heindlmühle (328 m), westlich des Graneckerhofes (327 m), südlich von Heizing (330 m). Am linken Innufer: Bei der Voglmühle (330 m), nordöstlich von Vornbach (330 m). Die Deckenschotter liegen in einer Meereshöhe von 325—330 m, etwa 30 m über dem jetzigen Donauspiegel. Kalke kommen in den Geröllen dieser Terrasse nur mehr selten vor. Das Auftreten der Kalkgerölle in den Schottern der Diluvialterrassen macht petrographisch den Hauptunterschied aus gegenüber den pliozänen Geröllen.

2. Löß. Neben den verschiedenen Terrassenschottern verdankt eine andere weit verbreitete Ablagerung den besonderen Verhältnissen der Eiszeit ihre Entstehung,

nämlich der Löß. Er stellt ein lockeres, feinerdiges, kalkhaltiges Gestein von gelblicher Farbe dar, das im nassen Zustand nicht plastisch wird. Er stammt aus dem Feinmaterial der beim Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher freigelegten Moränenflächen, aus denen es die Stürme fortführten, um es nach längerem Transport beim Abflauen

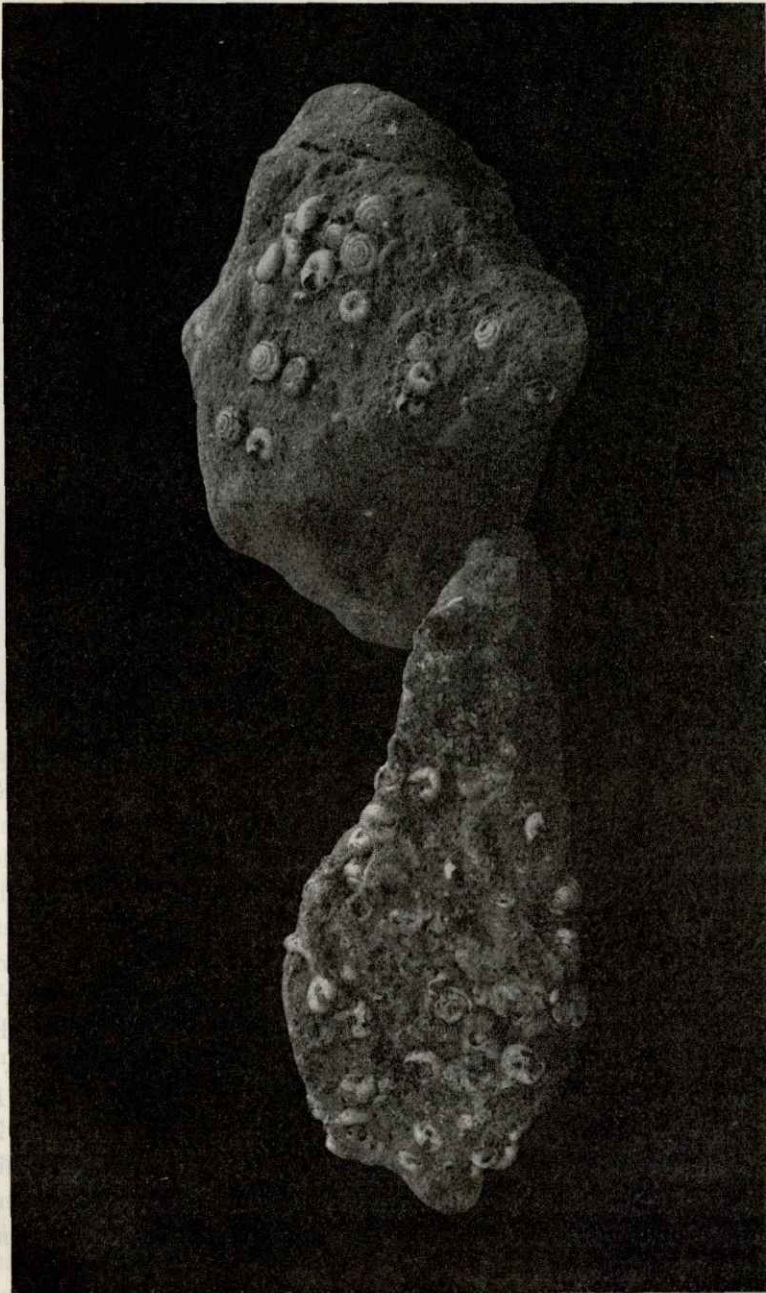


Bild 20.
Löß mit Schneckenschalen.

ihrer Kraft wieder abzulagern. Auf grasigem Steppenboden fand es genügend Halt gegen weitere Entführung durch die Luftströmungen. Da die beständig fortwuchernden Steppengräser immer neuen Staubablagerungen Schutz boten, vermochten sich die mächtigen Lößdecken aufzuhäufen, die wir auch um Passau in einer Stärke von 8 m finden.

Aus dieser Entstehungsweise durch äolische Kräfte auf Steppenboden lassen sich verschiedene Eigenschaften des Lösses ableiten, die er auch in unserem Gebiete zeigt: Seine feinerdige Beschaffenheit, seine wechselnde Höhenlage innerhalb



Bild 21.

Lößwand beim Stockbauerkeller in Passau.

ein und desselben Gebietes, seine Unabhängigkeit in der mineralischen Zusammensetzung von der Unterlage. So beträgt in unserer kalkarmen Gegend der Kalkgehalt des Lösses bis zu 30%, während er in reinen Kalkgebieten reichlich Urgebirgsbestandteile enthält. Die feinen Würzelchen der Steppengräser prägten ihm bei seiner Entstehung eine Neigung zur Bildung von Steilwänden mit senkrechter Abblätterung und eine poröse Struktur auf. Von der Steppe erhielt er den Reichtum an Schalen von Landschnecken und Resten von Steppennagern und großen Landtieren. Im Lößaufschluß von Ruhstorf wurde vor etwa 15 Jahren das Skelett eines *Rhinozeros tichorhinus*, in Sailerwöhr bei Passau ein Stoß- und Backenzahn eines Mammut gefunden. An Schneckenschalen ist der Löß in unserem Gebiet durchwegs sehr reich. In Passau enthält er: *Helix (Fruticicola) hispida* L.; *Helix (Fruticicola) terrena* CLESS.; *Succinea (Lucena) oblonga* DRAP.; *Pupilla muscorum* L.; *Arionta arbustorum* (nur stellenweise auftretend, wie bei der Stockbauerischen Brauerei, am Exerzierplatz, im Seminargarten); *Valvata alpestris*; *Helix edentula*; *Patula ruderata*; *Pupa dolium* var. *plagiostoma* und *alpestris*; *Clausilia gracilis*; *Pisidium glaciale*; *Succinea paludinaeformis* v. SANDB. Die Fossilien weisen für die Zeit der Lößbildung in unserer Gegend auf den Steppencharakter mit kälterem Klima hin, als das heutige ist (159). Viele von den genannten Arten leben jetzt in den Alpen, mehrere Formen sind ausgestorben und kommen nur mehr in verwandten Arten in Lappland und Sibirien vor (160).

Da der Löß eine geringe Verbandsfestigkeit besitzt, bietet er einerseits den Tagesgewässern die Möglichkeit zu weitgehender Erosion und Umlagerung, wobei er mit anderem Material verunreinigt wird und oft eine Art Schichtung erlangt, andererseits wird er von den Agentien der Verwitterung leicht angegriffen. Zunächst wird lagenweise der Kalkgehalt fortgeführt, wobei es manchmal zur Bildung von

Kalkkonkretionen, den sogen. Lößpuppen, kommt. Unter Verwitterung der eisenhaltigen Bestandteile wird gleichzeitig die entkalkte Lößzone in einen durch Eisenoxydhydrat braun gefärbten Lehm übergeführt. Im Lößlehm der Passauer Gegend sind regelmäßig konkretionäre Bildungen eisen- und manganhaltigen Tons von brauner bis schwärzlicher Farbe ausgeschieden. Besonders ausgezeichnet durch reichlich eingestreute Lößpuppen ist der Löß von Maierhof und von Grünet. Manche Lösses sind von weißen Adern durchzogen, die sich gerne mehrfach verzweigen. Die Innenwand ist mitunter mit weißen Kalzitkristallen ausgekleidet. In diesen weißen Äderchen treten die Wege in Erscheinung, auf denen unter dem Einfluß der zirkulierenden Tagesgewässer die Entkalkung des Lösses vor sich geht, wobei der ursprünglich im Lößsand fein verteilte Kalk in den Röhren sich konzentriert. Diese Erscheinung ist gut zu beobachten im Lößaufschluß am Maierhof.

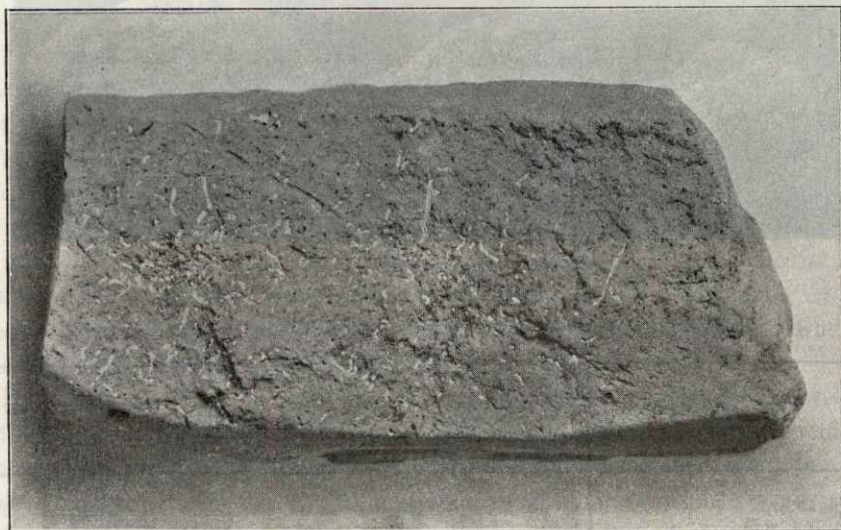


Bild 22.
Löß mit weißen Kalkadern.

Als oberste Schicht verdeckt der Löß einen großen Teil der Bodenoberfläche, in den Tälern wie auf den Höhen. Wenn seine Decke auch vielfach durch Denudation, besonders durch Abschwehmung an den Hängen zerrissen ist, unterliegt es doch keinem Zweifel, daß sie ursprünglich das ganze Gebiet überzog. Hauptsächlich hat sie sich in den Tälern, an schwach geneigten Hängen und auf Plateaus erhalten. Freilich ist der Löß in den Tälern nicht selten einer Umlagerung unterworfen worden. Der Löß ist in unserem Gebiet der stete Begleiter der Hochterrasse im Donau- und Inntal. Aber er steigt über dieselbe im Gelände auch weit empor und erscheint in großer Reinheit auf den hochgelegenen Feldern des Donautalanges, z. B. nördlich von Wörth, ebenso auf den Höhen, welche die Gaissa begleiten. So erreicht er bei Seining und östlich von Hirzing eine Meereshöhe von 380—390 m. Sehr mächtige Lößlager breiten sich am südlichen Abhang des Neuburger Waldes, um Neukirchen, Engertsham, Fürstenzell, Höhenstadt, Pillham, Eholting, Sulzbach Neuhaus und Vornbach aus (161).

Die Resultate der Schlämmlung ergeben die Tatsache, daß die Korngrößen der einzelnen Lößvorkommen trotz ihres allgemeinen Charakters als Feinsande in ziemlich weiten Grenzen schwanken. Einen hohen Staubsandgehalt von mehr als

50%, verbunden mit hohem Gehalt an abschlämmbaren Teilen, dagegen wenig Fein- und Grobsand weisen die Proben 1, 5 und 23 auf. Es sind dies Repräsentanten eines ziemlich bindigen Lösses. Dagegen enthält Probe 14 viel mehr sandige Teile, darunter auch noch bedeutenden Staubsandgehalt. Probe 15 gehört einem stark sandigen Löß an. Der Kalkgehalt ist durchgängig ein hoher. Dieser, wie der hohe Gehalt feinsten Bestandteile, weist auf die Moränenlandschaft des nordalpinen Vorlandes als Ursprungsort unseres Lößmaterials hin. KRAUS erwähnt das große Glazialgebiet südlich des Inn-Isentales als Herkunftsort des Lösses um Ortenburg und betrachtet die dem Lauf der Donau nahen sandreichen Lößtypen als eine durch den Donauschotter bedingte lokale Sandfazies (162).

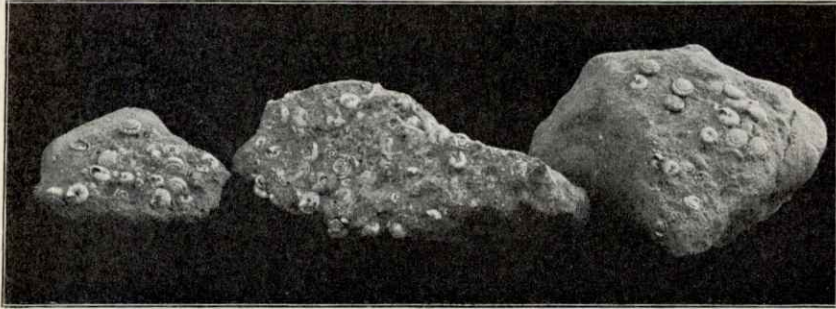


Bild 23. LÖß.

Schlammresultate des Löß nach KOPECKYS Methode.

	Fundort	% der Korngröße nach mm					Karbonate %
		Grobsand		Feinsand	Staubsand	< 0,01	
		> 2	0,1—2	0,05—0,1	0,01—0,05		
1.	Hacklberg	—	1,16	13,50	52,18	33,48	28,3
2.	Klosterwald	—	2,02	12,12	42,64	43,24	23,29
3.	Pumstetten	—	3,55	7,31	46,5	32,64	33,6
4.	Schalding	—	2,75	8,4	51,8	37,05	39,15
5.	Kollerbauer	—	2,38	10,68	48,77	38,17	31,26
6.	Lenk	—	3,82	15,54	40,10	40,54	23,23
7.	Haibach	—	12,3	19,22	42,4	26,08	23,2
8.	Rosenau	—	10,82	25,56	40,54	23,08	28,23
9.	Stockbauer Brauerei	—	6,98	19,18	44,85	28,99	32,22
10.	Residenzplatz	—	8,2	23,32	43,36	25,12	35,88
11.	Stelzlhof	—	7,2	20,5	46,94	25,36	31,36
12.	Sulzbach	—	5,59	37,2	41,44	15,77	32,3
13.	Maierhof	—	19,4	26,1	33,1	21,4	29,72
14.	Haizing	—	9,44	24,32	41,39	24,85	30,8
15.	Schalding l. d. D.	—	6,92	35,3	42,—	15,78	34,56
16.	Schwarzsäge	—	2,45	32,73	49,44	15,38	28,71
17.	Donauhof	—	2,24	19,32	32,65	35,79	30,17
18.	Koblhof	—	2,45	17,73	43,82	36,0	26,11
19.	Neuhaus	—	1,62	20,34	44,53	33,51	29,78
20.	Jesuitenhof	—	2,23	8,56	48,57	40,64	25,03
21.	Wörth	—	1,3	14,8	39,87	44,03	33,39
22.	Schalding, Krume	—	5,14	28,06	40,34	26,46	3,21
23.	Eholting	—	2,35	9,71	51,67	36,27	24,1
24.	Grünet	—	2,61	7,38	48,78	41,23	15,52
25.	Pillham	—	2,23	8,43	51,93	37,41	25,2

Eine Unterscheidung von älterem und jüngerem Löß, wie solche in der Gegend von Pleinting (163), Isarhofen und Hofkirchen so häufig vorkommen, konnte im Gebiet um Passau mangels geeigneter Aufschlüsse nur in einer Lößgrube westlich von Schalding gemacht werden, wo der ältere Löß, durch eine rötlichbraune Zone getrennt, vom jüngeren überlagert wird. Auf der Niederterrasse ließ sich primär abgelagerter Löß nicht feststellen.

E. Alluvium.

Hauptsächlich die rastlose Tätigkeit der Flüsse ist es, welche in der gegenwärtigen Periode neue Ablagerungen schafft. Schotter und Sande werden von den Flüssen immer aufs neue aufbereitet, auf der Flußsohle mitgeschoben und an ruhigeren Flußstellen liegen gelassen. Der Inn führt seine Gerölle selbst bei Niederwasser durch die Stromenge bei Vornbach. Aber auch die Donau hat bei etwas höherem Wasserstand lebhaften Geröllgang. Gerade dieses mitgeschobene harte Gesteinsmaterial erhöht die Erosionskraft eines Flusses und es hat auch wesentlich mitgewirkt, daß Donau und Inn die Niederterrasse, ihre Flußsohle während der letzten Eiszeit, durchschneiden und sich bis heute etwa 7 m in dieselbe eintiefen konnten.

Eine große alluviale Schotterdecke hat der Inn bei Neuhaus gegen das linke Ufer hin aufgeschüttet und zwischen Leiten und Passau mehrere Sand- und Schotterbänke von größerer Ausdehnung gegen das rechte Ufer hin abgesetzt. Eine Schotterbank liegt mitten im Strom unterhalb der Innbrücke zu Passau, die in neuerer Zeit schon bei normalem Wasserstand etwas über den Wasserspiegel emporragt. Andere Sandbänke liegen am rechten Innufer von Innstadt bis Rosenau und unterhalb des Zusammenflusses von Donau und Inn.

Die heutigen Ströme führen das Gesteinsmaterial jener Gegenden, welche sie durchfließen, vor allem alpine Gesteine. Das Gesteinsmaterial unterscheidet sich, abgesehen von der großen Menge der Kalkgesteine, die es mit dem der Niederterrasse gemein hat, in der Zusammensetzung nicht wesentlich von den älteren Flußgeröllen. Die Ilz¹⁾ bringt lediglich Gesteine aus dem Bayerischen Wald, darunter in geringer Zahl solche von den tertiären Schotterlagern, die von den Nebengewässern aus den Höhen abgeschwemmt werden. Diese umgelagerten Flußgerölle sind durch eine vollkommeneren Rundung, als sie den anderen zukommt, leicht erkenntlich. Neben dem Schotter und Grobsandgeröllen führen die Ströme auch feinen Sand und Letten, bestehend aus Quarz und Kalk, in suspendiertem Zustande mit sich, die sie, insbesondere bei höherem Wasserstande, in ruhigen Uferbuchten, auch in flachere Bachbette, wie das des Walchbaches, hineinlagern. Mit diesem Feinmaterial wurden die niedrig gelegenen Auen, welche zuweilen die Flüsse begleiten, aufgebaut und werden sie bei Hochwasser noch heute überschüttet. Der Sand der Donau und des Inn ist goldführend, und zwar erst in größerer Entfernung vom Gebirge. Es scheint einerseits das goldführende Gestein erst nach längerem Wassertransport so zerrieben zu werden, daß sich die Goldflimmerchen aus demselben lösen können (164), andererseits das Gold nicht immer unmittelbar aus den Alpen in die Ströme zu gelangen, sondern zuweilen aus älteren alpinen Ablagerungen ausgewaschen zu werden, wobei es sich sondert und stellenweise im Sand zu Seifen anreichert (165). Die Flußsande der Donau und noch mehr des Inn wurden daher früher an zahlreichen Stellen auf Gold gewaschen. Noch in den Jahren 1847—1853 wurde aus Inn, Isar und Donau fast ein Kilogramm Gold ge-

¹⁾ Im Sand der Ilz und der Bäche des Neuburgerwaldes finden sich Titaneisenkörner.

wonnen, wobei der größte Teil des Goldertragnisses aus dem Inn stammte, für den damals die meisten Patente begehrt und verliehen wurden (Akt d. k. Oberbergamtes. C. v. 2). Auch an der Ilz wurde Goldwäscherei betrieben. Schon 1383 ließ Bischof Joh. v. Schärffenberg in Passau Goldmünzen prägen mit der Aufschrift: Ex auro Ilissi — aus Ilzgold — (166). Ebenso wurde aus dem Sand der Erlau Gold gewaschen. Die letzte Goldwäscherin, die von diesem Geschäft lebte, wusch das Edelmetall aus dem Ufersand bei Vornbach, Neuhaus, Reding, Hartkirchen, Würding, Eggfing und Aigen, bis sie am 1. Mai 1888 in den Fluten des Inn ihren Tod fand. Das gewonnene Seifengold wurde vierteljährig durch Kaufmann Obpacher von Neuhaus an die k. Münze in München eingeschendet.

Als alluviale Bildungen sind auch die Almkalke zu bezeichnen, welche, überdeckt von Torflagern, sich in größerer Verbreitung vorfinden. Wie auf der Niederterrasse zwischen Osterhofen und Pleinting, so kommt der Alm, von einer Torflage überdeckt, auch auf derselben Terrasse bei Maierhof-Wörth vor. Bis zu mehreren Metern Mächtigkeit aber entwickelt er sich im Sulzbachtal bei Sulzbach, Höhenstadt und Munzing und in gleicher Weise im Wolfachtal bei Aunkirchen. Diese Almkalklager, deren Gehalt an kohlensaurem Kalk sich bis zu 90% steigert, können bei ihrer, wie es scheint, nicht unbedeutenden Ausdehnung für die Landwirtschaft von Bedeutung werden.

V. Flußtalbildung.

WINEBERGER (167) hält den Donau- und Inndurchbruch, wie die Talbildungen des Bayerischen Waldes überhaupt für das Resultat tektonischer Senkungen und Faltungen. GÜMBEL (168) betrachtet diese Talbildung in der Hauptsache als Ergebnisse der Flußerosion, wenn er auch Schichtmulden, Terrainfaltungen oder Zerspaltungen der Gesteinsmassen nicht in Abrede stellt.

Unzweifelhaft sind im Gebiet des Bayerischen Waldes Bruchtäler vorhanden, wie jenes der oberen Moldau, der großen Mühel, der Donau von Regensburg bis abwärts Deggendorf (199) (170). Aber im Bereich der großen Stromdurchbrüche bei Passau, sind so nennenswerte tektonische Störungen nicht nachgewiesen, welche als Uranlage der Stromtäler gelten könnten. PENCK (171) erwähnt, daß auch nach Ablagerung der pliozänen Schotter hier eine nennenswerte Störung nicht stattgefunden habe.

Gegen die Annahme geotektonischer Flußtalanlagen sprechen hier die aus der Flußsohle aufragenden Felsen, der Schusterstein an der Donaubrücke in Passau, die großen Felseninseln bei Neuhaus, Vornbach und in der Stromenge unterhalb Vornbach, namentlich aber die zahlreichen, oft die ganze Flußbreite einnehmenden Klippen, wie das bekannte Kachlet in der Donau von Sandbach bis Passau und die Klippen an der Innbrücke bei Schärding. Solche Felseninseln und Klippen in den Flußbetten sind typische Erscheinungen der Erosionstäler. Sie stellen den härtesten Bestandteil des vom Wasser erodierten Gesteins dar, das den abtragenden Kräften des Stromes den erfolgreichsten Widerstand entgegengesetzte. Ferner werden die Uferhöhen der Flüsse von Resten alter Flußterrassen in verschiedener Höhenlage begleitet. Dieser Umstand zeigt eine schrittweise Tieferlegung der Flußbette an, wie es der Bildungsweise der Erosionstäler eigentümlich ist. Die Donau folgt im Durchbruchgebiet im allgemeinen der Streichrichtung des Gneiszuges, stellt sich aber mehrmals auch quer zu derselben ein. Der Inn durchbricht von Schärding bis unterhalb Vornbach einen homogenen Granitstock und dann den anschließenden Gneiszug in fast nördlichem Lauf, also schräg zur Streichrichtung des Gesteins.

Diese Unabhängigkeit der Täler vom Streichen der Schichten ist gerade bezeichnend für Erosionstäler. Es weisen demnach alle Anzeichen auf die erodierende Tätigkeit des Wassers als den Hauptfaktor in der Bildung der Stromengen hin.

Um die heutigen Flußtäler in ihrer Richtung und Form zu verstehen, ist es notwendig, die Bedingungen zu erforschen, unter denen ihre Uranlage erfolgte und zu diesem Zwecke das Bild der Landschaft zur Zeit der ersten Flußtalanlage zu rekonstruieren. Die Schotter auf den Höhen des Neuburger Waldes, ebenso des Geländes am rechten Innufer, wie die des Bayerischen Waldes von der Donau bis in die Gegend von Eging und Fürsteneck, weisen darauf hin, daß zur Zeit ihrer Auftragung keine Bruchtalrinne oder überhaupt irgend eines unserer jetzigen Flußtäler vorhanden war. Sogar die alten Urtäler, wie das Haselbachertal, waren durch die obermiozänen Sande zugeschüttet, so daß die Landschaft hier eine Ebene bildete, auf der vielleicht einige Kuppen etwas hervorragten. Die vom Schwarzwald bis zum Wienerwald reichende Senkungsmulde des Alpenvorlandes war in der Tertiärzeit hauptsächlich durch marine und fluviatile Sedimente vollständig zugeschüttet und eingeebnet. Im Süden lag auf dieser Ebene eine mächtige Schotterdecke, an welche sich Süßwasserkalke, Glimmersande und vereinzelt Schotterzüge anschlossen. Auf dem Kamm des Neuburger Waldes liegen solche Sande und Schotter bis zu 486 m Meereshöhe. Im Süden war die Ebene begrenzt von den noch immer in Hebung begriffenen Alpen, im Westen vom Schwarzwald, im Norden von der etwas nach Süden geneigten Juratafel, im Osten von dem sehr stark eingeebneten und im südlichen Teil ebenfalls von den obermiozänen Sedimenten überlagerten Bayerischen Wald und dem niederösterreichischen Senkungsgebiet. Das war die große, etwas nach Osten geneigte Ebene, auf welcher ein neues Talsystem sich bilden mußte. Hier hat die Donau im untersten Pliozän ihren von West nach Ost gerichteten Lauf angelegt. KRAUS hat mit Pliozänschotter ausgefüllte, west-östlich gerichtete Flußrinnen in den brackischen Schichten bei Ortenburg nachgewiesen und auch

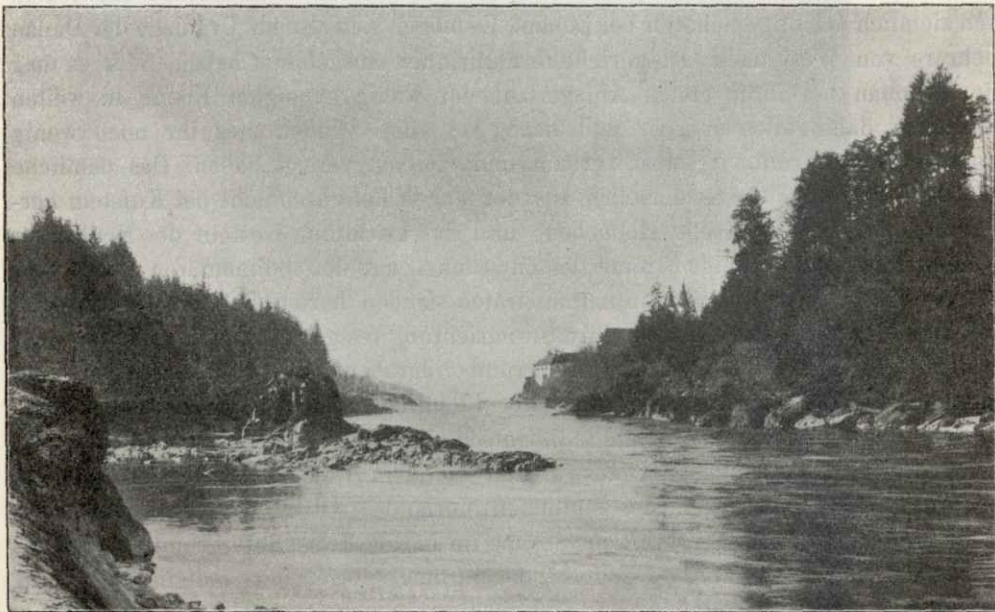


Bild 24.

Inndurchbruch gegen West (mit Vornbach).



Bild 25.

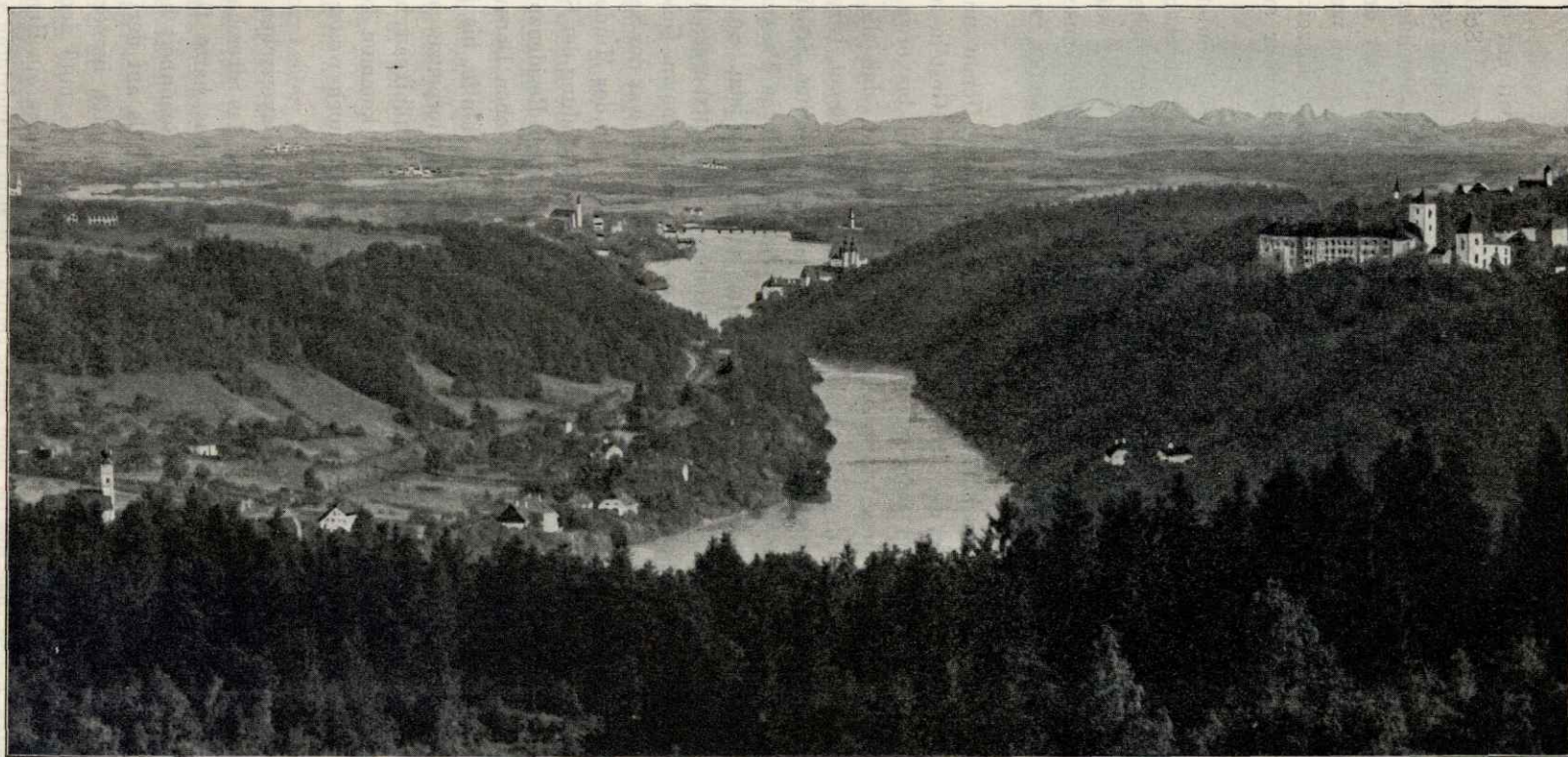
Inndurchbruch gegen Ost (mit Neuburg).

im Bayerischen Wald streicht von Eging über Tittling, Prag, Niederpretz und Außernbrünst ein Zug von Schotterlagern mit gleichem Kieselmaterial. Ebenso entwickeln sich ziemlich mächtige Schotter bei Lohhof. Es mögen sich also als Uranlage der Donau mehrere von West nach Ost gerichtete Flußrinnen ausgebildet haben, oder es mag die Urdonau bei ihrer ersten Anlage auf der wenig geneigten Ebene in weiten Mäandern dahingeflossen sein und nach Art eines Wildstromes ihr noch wenig eingetieftes Bett sich oft selbst verbaut und vielfach verlegt haben. Das nämliche gilt auch vom Inn, soweit derselbe, aus der engen Felsenschlucht bei Kufstein hervorbrechend, die bayerische Hochebene und das kristalline Gestein des Neuburger Waldes durchströmt. Beide Ströme flossen anfangs auf der sedimentären Decke und erst als sie diese durchschnitten hatten, trafen sie den harten Fels des Bayerischen und Neuburger Waldes. Da nun ihre Stromrichtung festgelegt war, mußten sie sich zwangsweise in den harten Felsenuntergrund eingraben. Hier schufen sie sich die schmalen furchenartigen Durchbruchstäler Pleinting-Passau und Schärding-Passau während sie in den weichen tiefen Sedimentschichten des südlich vorgelagerten Gebietes breite Ausräumungstäler auswaschen konnten. Das Maß der Eintiefung in die sedimentären Schichten des südlichen Vorlandes wurde und wird jetzt noch bestimmt durch die Erosionskraft der Ströme im harten Felsenuntergrund der Durchbruchstäler bei Passau (173). Der Lauf der Ströme spiegelt jetzt lediglich die Form der Uranlage dieser Stromtäler auf der einstigen hochgelegenen Auftragungsebene wieder. Diese Uranlage war ganz unabhängig vom Verlaufe tektonischer Täler oder sonstiger alter Urtäler, die sie oft quer durchschneidet (174). Die Stromengen der

Dachstein

Watzmann

Staufen



St. Florian Wernstein Reichersberg Suben

Schärding Hartkirchen

Neuhaus
Vornbach

Leiten

Mitsch
Neuburg

Bild 26. Stromenge des Inn im kristallinen Gestein zwischen Schärding und Wernstein; weites Ausräumungstal in den sedimentären Schichten zwischen dem kristallinen Gebirge und den Alpen.

Donau und des Inn erscheinen demnach als Erosionstäler und zwar als epigenetische Täler im Sinne RICHTHOFENS.

Wann erfolgte der Inn- und Donaudurchbruch? BAYBERGER griff auf die alte Anschauung zurück, nach welcher das ganze Inntal von Kraiburg bis Schärding den Boden eines Seebeckens gebildet haben soll (175). So kam er zu dem Schlusse, daß der Inndurchbruch erst während der Eiszeit erfolgt sein könne, besonders deshalb, weil nach seiner Anschauung auf der Ebene, die das rechte Ufer des Inn von Braunau abwärts begleitet, die Flußschotter fehlen. Die Ebene sei vielmehr mit Lehm bedeckt (176). Daher könne der Schärddinger Trichter zur Eiszeit noch nicht geöffnet gewesen sein, sonst hätten sich eiszeitliche Terrassenschotter auf der vorgelagerten Ebene ablagern müssen.

Dem gegenüber betont PENCK (177), daß sich auf dem rechten Innufer eine Lößdecke ausbreitet, unter welcher tatsächlich Hochterrassenschotter durchstreicht. Die Hochterrasse ist dort sogar mächtig zur Ausbildung gelangt und beherrscht die Gegend zwischen Braunau und Schärding in weithin sichtbarer Weise, während am linken Innufer die Niederterrasse und an deren nördlichem Rand Deckenschotter sich ausbreitet. Der Inndurchbruch ist also zur Eiszeit schon vollendet, weshalb ihn PENCK als „vorquartär“ bezeichnet.

Wie die Reste der alten Schotterterrassen ergeben, welche Donau und Inn begleiten, hat die Einfurchung der Ströme in das kristallinische Gestein in Alt- bis Mittelplozän eingesetzt und war gegen Ende der Plozänzeit bis etwa 30 m über dem heutigen Wasserspiegel fortgeschritten. Der Umstand, daß die alten Terrassen der Donau und des Inn ziemlich gleiche Höhenlage einnehmen, berechtigt zu der Annahme, daß die Eintiefung beider Ströme ziemlich gleichen Schritt gehalten hat. Schon im Plozän vereinigten sie sich in der Gegend von Passau. Der Zusammenfluß erfolgte wohl zunächst etwas weiter südlich als jetzt. So deutet eine jungplozäne Schotterdecke, die sich um den Ostabhang des Spitzberges herumzieht, wohl eine Stelle des ehemaligen Zusammenflusses unserer Ströme an. Gelegentlich einer neuen Straßenführung oberhalb des Wasserhochreservoirs war der Schotter in ungefähr 2 m Mächtigkeit gut aufgeschlossen (s. Bild 93). Schon in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit hatte der Zusammenfluß sich infolge stetiger Eintiefung der Ströme etwas nach Osten vorgeschoben, bis etwa unterhalb des jetzigen Residenzplatzes, wobei auch in der Gegend des Neumarktes eine Verbindung zwischen Donau und Inn bestand, die sich im Graben, vielleicht unter künstlicher Nachhilfe, bis in die historische Zeit erhalten zu haben scheint. Das Terrain des Exerzierplatzes an der Kaserne, wie des Domberges, ragte damals schon über das Flußniveau heraus, weshalb es an diesen Punkten zu bedeutenden Lößablagerungen kommen konnte. Gegen Ende der Eiszeit hatten die Ströme ihren Zusammenfluß noch weiter nach Osten verlegt.

Auch die Ilz, welche in südöstlicher Richtung aus dem Bayerischen Wald kommend, vor ihrer Mündung in die Donau, ohne Rücksicht auf das Streichen der Schichten sich oberhalb Hals in gehäuften Schlingen durch das harte Gestein windet, hat aus dem Fels ein epigenetisches Tal von eigenartiger Schönheit herausmodelliert. Auch dieses Gewässer legte sein erstes Rinnsal bei Hals auf der hochgelegenen sedimentären Schotterdecke an. Schlingenbildung deutet immer eine wesentliche Gefällsminderung der Laufstrecke eines Flusses an. Es muß demnach schon bei der ersten Talanlage bei Hals auf der sedimentären Decke ein Hemmnis sich vorgefunden haben, das die Ilz dort etwas staute und zum Mäandrieren zwang.

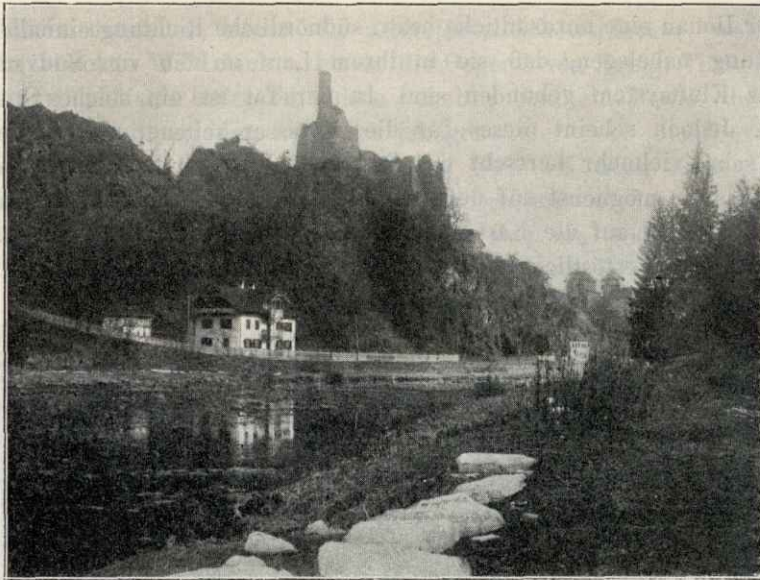


Bild 27.

Ilztal bei Hals.

Vielleicht dürfen wir den Quarzzug als ein solches betrachten, der von Aicha über Gerlesberg kommend in Hals durchstreicht. Er ragte wohl als harte Gesteinsrippe über die tertiären Sedimente hinaus, so daß die Gewässer der Ilz ihn nur nach einem kleinen Rückstau überwinden konnten. Nachdem die Ilz sich an ihrer Erosionsbasis, der Donau, etwas tiefer eingeschnitten hatte, traf sie bei der rückwärtsschreitenden Tieferlegung ihrer Talsohle den Quarzzug, den sie nunmehr zersägte. Mit dem allmählichen Wegräumen dieses Gefällshindernisses mußte dann auch im Gebiet der Halser Schlingen eine kräftigere Erosionstätigkeit einsetzen. Aber an der einmal vorhandenen Serpentinform dieser Flußstrecke, welche ihr bei der Uranlage unter dem Einfluß eines aufstauenden Hindernisses aufgeprägt war, konnte nichts mehr geändert werden. Der Fluß schnitt daher zwangsweise seine Serpentinform auch in den Fels ein.

Wenn wir die Flußschlingen bei Hals in ursächlichen Zusammenhang mit dem dortigen Quarzzug bringen, so spricht dafür auch der Gaissafluß, welcher, aus Norden kommend, bei seinem Zusammentreffen mit demselben Quarzzug diesem zuerst in seiner südöstlichen Richtung folgt, dann aber ebenso wie die Ilz unmittelbar hinter der Durchbruchsstelle Flußschlingenbildung in großem Maße zeigt. Es dürfte also kaum zweifelhaft sein, daß der Quarzzug die auffallende Schlingenbildung beider Flüsse verursacht hat.

Die kleineren Zuflüsse zur Donau und zum Inn konnten bei ihrer geringeren Erosionskraft mit der Eintiefung der Hauptflüsse nicht vollständig Schritt halten. Es kam bei Annäherung an den Hauptstrom zu plötzlichem Gefällsbruch (168) oder zu Kaskadenbildungen, die heute noch nicht vollständig überwunden sind, wie wir am Satzbach, Aumühlbach u.s.w. sehen. Auch bildeten sich viele Talübertiefungen aus, die im Bayerischen Wald überhaupt recht häufig mit gut erkennbaren alten Talböden zu finden sind. Übrigens ist auch die Erosionsarbeit der Hauptströme im Durchbruchgebiet noch nicht beendet, wie die Stromschnellen bei Vornbach und im Kachlet beweisen. Die bemerkenswerte Erscheinung, daß die meisten kleineren

Zuflüsse zur Donau eine nordsüdliche bzw. südnördliche Richtung einhalten, könnte die Vermutung nahelegen, daß sie in ihrem Lauf an ein von Süd nach Nord streichendes Kluftsystem gebunden sind. In der Tat ist ein solches vielfach zu beobachten. Jedoch scheint dieses für die Gewässer seltener richtunggebend gewesen zu sein, vielmehr herrscht das Bestreben vor, in dem gegen die Donau geneigten Gelände möglichst auf dem kürzesten Wege die tiefgelegene Talbasis zu erreichen. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß überall dort, wo die Donau selbst streckenweise ihre westöstliche Richtung verläßt, auch die Richtung der Zuflüsse sich ändert, die sich jeweils senkrecht zum Donaulauf einstellt.

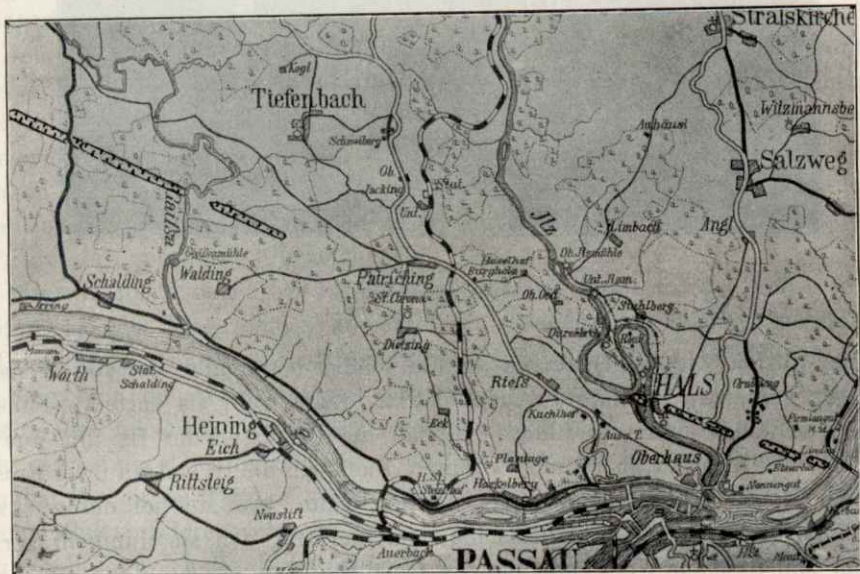


Bild 28.

Flußschlingen der Ilz und Gaila nördlich des Quarzzuges.

Während die Flüsse im kristallinen Gestein schmale Erosionstäler schufen, die dadurch bald in Täler mit V-förmigem Querschnitt umgewandelt wurden, daß ihre Wände durch die Kräfte der Verwitterung gleichmäßig angegriffen wurden, hat die Rott in durchaus sedimentärem Gelände ein breites Ausräumungstal ausgeschwemmt.

VI. Morphologie der Passauer Gegend.

Wenn man von einer Höhe um Passau, z. B. in der Nähe des Waldschlusses, das umliegende Gelände überschaut, oder von der Höhe des inneren Bayerischen Waldes, etwa des Fürstensteins oder Geyersbergs, nach Süden blickt, bietet sich überall das Bild einer leicht gewellten Fläche, deren Wellenkämme einer ziemlich gleichmäßig hohen, etwas gegen die Donau zu geneigten Ebene entsprechen. Nur einzelne flache Kuppen ragen aus dem gewellten Gelände heraus, wie der Ödwald, Fürstenstein, Daxberg, die Hochgasse im Neuburger Wald, der Frohnforst südlich der Donau. Zwischen den einzelnen Wellenzügen liegen zahlreiche, ziemlich tief eingeschnittene Flußtäler, deren gemeinsame Erosionsbasis der Talboden der Donau bildet. Gegen Norden und Osten ist dieses Gelände von der Kammhöhe des Bayerischen Waldes begrenzt. Daß die Wellenzüge tatsächlich die Reste einer alten

ebenen Fläche darstellen, lehren die zahlreichen Schotterdecken, welche sie weit in den Bayerischen Wald hinein, bis in die Gegend von Eging, Tittling, Prag und Außernbrünst vielfach bedecken. Diese Schotter sind ein Beweis dafür, daß zur Zeit ihrer Aufschüttung das Netz der jetzigen Täler noch nicht existierte, daß also eine Zertalung des damaligen ebenen Geländes noch nicht stattgefunden hatte oder durch Aufschüttung mit Abtragungsschutt wieder ausgeglichen war. Die mittlere Höhenlage dieser Ebene bewegte sich um 460 m Meereshöhe. Wie entstand diese? Man hat sich die größeren und kleineren Granitstöcke des Passauer Waldes als Lakkolithe oder Batholithe vorgestellt, heute betrachten wir sie als Flachgänge, die den Gneis quer durchsetzen. Jedenfalls sind sie als granitische Gebilde in der Tiefe der Erde stecken geblieben, ohne die Oberfläche erreichen zu können. Über den in der Tiefe verborgenen Graniten ragte eine kristallinische, gefaltete und vielfach zerklüftete Schiefermasse auf, welche den zerstörenden Kräften die besten Angriffspunkte bot. Verwitterung, Abspülung durch die Atmosphärien, Erosion durch die fließenden Gewässer, arbeiteten unablässig an der Abtragung, Ausräumung und Einebnung der gebirgigen Landschaft. Die Abtragungstätigkeit war um so erfolgreicher, als die Landschaft noch jugendlichen Charakter mit starkem Gefäll gegen die damalige Talbasis besaß. Als aber im Verlaufe langer Erdperioden die fließenden Gewässer gegen das Quellgebiet hin sich bis zur Talbasis eingetieft hatten, war mit der Abnahme des Gefälls auch ihre Erosionskraft gebrochen. Während der Eintiefung der Gewässer vorläufig ein Ziel gesetzt war, wurden die zwischen den einzelnen Rinnsalen stehen gebliebenen Riedel auch weiterhin durch die Kräfte der Denudation abgetragen, bis sie nunmehr ganz flache Bodenwellen darstellten. Die Denudationsebene war damit geschaffen, die wir ungefähr in einer Höhe von 460 m suchen dürfen. Durch die lang andauernde Abtragungstätigkeit, die vielleicht zum Teil durch die Abrasionstätigkeit des Jurameeres ersetzt wurde (178a), war die Schiefermasse soweit entfernt, daß viele granitische Gesteine freigelegt und zum Teil sogar eingeebnet wurden. Nur einzelne Härtlinge, welche der Denudation besser widerstehen konnten, ragten über das allgemeine Niveau etwas heraus. Unterdessen war das letzte Meer, dessen Wellen an den Südrand des Bayerischen Waldes schlugen, abgeflossen, sein Becken durch miozäne Meeres- und Süßwassermolasse ausgefüllt. Letztere überdeckte auch den südlichen Teil der Denudationsebene des Passauer Waldes und schuf denselben in eine Auftragungsebene um. Solche alte subaerile Denudationsebenen erwähnt STAFF für das Riesengebirge und den Harz und weist sie für den Böhmerwald nach (178b).

Im untersten Pliozän legte die Donau auf dieser Ebene ihr Bett an. Damit begann eine neue Periode in der Ausgestaltung der Passauer Gegend. Der neue Strom schuf eine neue Talbasis und brachte dadurch neues Leben in die senilen Wasseradern der alten Ebene. Eine neue Zertalung setzte ein, die um so lebhafter von statten ging, je rascher die Donau sich in die Ebene einsägte. Besonders die Granit- und Gneisböden, in denen fast jedes Tal wieder in tief eingeschnittene Seitentäler sich auflöst, erlitten eine schroffe Zertalung, da die atmosphärischen Gewässer unter nur geringer Humusdecke über der undurchlässigen Granit- und Gneisoberfläche rasch abzufließen gezwungen sind. So wurde seit der Entstehung und unter dem Einflusse der Donau die tertiäre subaerile Denudationsebene des nördlichen Passauer Gebietes in das Landschaftsbild umgestaltet, das wir heute besitzen: Ein welliges Gelände mit fast gleichen Höhenzügen, zwischen denen sich tief eingeschnittene Flußtäler einsenken, überragt von einzelnen Kuppen.

VII. Tektonik.

Die älteste tektonische Bewegung im Passauer Gebiet findet wohl ihren Ausdruck in der Verwerfungskluft des Pfahl, die den Bayerischen Wald seiner ganzen Länge nach von Nordwest nach Südost durchzieht. Dem Pfahlzug wurde vielfach ein tertiäres Alter zugeschrieben (179). Allein derselbe ist jedenfalls bedeutend älter, vielleicht so alt als die injizierten Schiefer. Nach Cloos stellt die Zone des Pfahl eine alte Wurzelzone dar, aus welcher die Schmelzmassen der jüngeren Intrusivgesteine geflossen sind (180). Für die Gewalt der damaligen tektonischen Verschiebungen sprechen die intensiven Pressungen und Zertrümmerungen, welche die den Pfahl begleitenden Gesteine erlitten, sowie der durchaus brekziöse Pfahlquarz selbst. Daß die Verschiebungen der Kluftwände lange Erdperioden hindurch andauert haben, wird durch die Beeinflussung mesozoischer Sedimente, die sich bis in die Kreide hinauf an den Ausläufern des Pfahl in der Oberpfalz zeigt, erwiesen (181). Der Pfahl ist, wenn auch die größte, doch nicht die einzige derartige Kluft im Bayerischen Walde. Eine ähnliche, wenn auch unbedeutendere Verwerfungsspalte zieht im engeren Passauer Gebiet von Außernzell her, parallel dem Pfahl, bei Hals durch, ausgefüllt mit brekziösem Quarzmaterial und beiderseitig begleitet von mylonitischem Gestein. Auch diesen Verwerfungsspalt dürften die gleichen tektonischen Kräfte geschaffen haben, welche im Pfahl eine der gewaltigsten Klüfte der Erdoberfläche aufgerissen haben.

Am Ende der Jurazeit hat das Passauer Gebiet an dem allgemeinen Empor-tauchen des mit Jurasedimenten weithin überdeckten Bayerischen Waldes aus dem Meere teilgenommen.

Eine Verwerfungskluft ist auch die Donaurandspalte zwischen Regensburg und Deggendorf, der tertiäres Alter zugeschrieben wird (182) (183) (184) (185). KLÜPFEL (186) stellt die Entstehung dieser Kluft an das Ende der Kreidezeit. Der Donaulauf bei Passau, der in der Streichrichtung derselben liegt, wurde von ihr kaum bestimmend beeinflusst, da er auf sedimentärer Decke angelegt wurde.

Senkungs- und Hebungsbewegungen, welche im Zusammenhang stehen mit den großen Schollensenkungen auf der bayerischen Hochebene, bzw. mit den letzten großen Auffaltungen der Alpen, fanden am Südrand des kristallinen Gebirges statt (187) (188).

Die Transgression des Meeressandes von Ortenburg, Fürstenzell, Neuhaus-Schärding und des oberen Melkersandes bei Linz spricht für eine Senkung des Südrandes des Urgebirges in der unteren Miozänzeit. Die Verwitterungserscheinungen an der Schicht c dieser Sande hingegen deuten eine strichweise Hebung an.

Zu Beginn des Mittelmiozän muß vom südlichen Urgebirgsrand gegen Süden hin eine langandauernde Senkungsbewegung eingesetzt haben, welche das Gebiet um viele hundert Meter, z. B. bei Wels und Simbach bis zu 900 m Tiefe versenkend, während das Mittelmiozän die Bildung des oberösterreichisch-bayerischen Schlierbeckens veranlaßte.

Diese miozänen Bewegungen treffen zeitlich zusammen mit dem Donauabbruch bei Regensburg und der Absenkung der Jurakreidetafel (189) (190) (191). ROTHPLETZ hält den Donaueinbruch für jünger (192).

Die Bildung der Randspalten und des Senkungsfeldes zwischen Vilshofen und Ortenburg hat auf das Gebiet von Fürstenzell nicht übergreifen, da die Abrasionsfläche auf dem Jura bei Scheuereck-Spirkenöd in 380 m Meereshöhe, also um 30 m höher liegt als jene nördlich von Ortenburg.

Im oberen Mittelmiozän scheint sich der Bayerische Wald bedeutend gehoben zu haben und riß an seinem Südrande die dort vorkommenden Juraschollen samt Kreide, unteren Meeressanden und Meeresschlier mit empor.

Auch die im Obermiozän und noch mehr im Unterpliozän in ungewöhnlichem Maße einsetzende Erosionstätigkeit war vermutlich von tektonischen Bewegungen beeinflusst, wenn nicht verursacht. Mit großer Wahrscheinlichkeit läßt der Höhenunterschied zwischen den miozänen Braunkohlenlagern bei Passau und Hengersberg, der bei 100 m beträgt, eine Hebung des Gebietes um Passau vermuten.

Schließlich muß noch jene Tektonik Erwähnung finden, welche sich dem ganzen Komplex der kristallinen Gesteine des Passauer Gebietes einheitlich aufgeprägt hat. Die sämtlichen Granite des Neuburger Waldes und auch nördlich der Donau zeigen eine Streckung in der Richtung nach Nordwest, der auch die Fläche der größten Spaltbarkeit des Gesteins folgt. Diese Fläche fällt steil nach Nordosten ein. Senkrecht zu ihr steht die Querklüftung mit nordöstlicher Richtung. Es ist dies dieselbe Erscheinung, die CLOOS in großzügiger Arbeit an den granitischen Gesteinen des mittleren und unteren Bayerischen Waldes festgestellt hat. Der Spaltfläche parallel verläuft im allgemeinen auch die nordwestliche Streichrichtung der injizierten Schiefer, während deren Querklüftung ebenfalls jener der granitischen Gesteine entspricht. Diese tektonischen Verhältnisse, welche die kristallinen Gesteine einheitlich beherrschen, setzen einen tektonischen Druck voraus, der aus Nordosten kommend, sowohl während der Dauer der Injektion, als der jüngeren Intrusionen der Granite tätig war (193).

Literaturverzeichnis.

1. WEINSCHENK. Bodenmais-Passau. München 1914. S. 14.
2. KAISER. Zur Entstehung der Graphitlagerstätten. Geol. Rundschau. 1923. S. 321.
3. WEINSCHENK. Gutachten über das Graphitwerk Kropfmühl. 1913. S. 6.
4. WEINSCHENK. Bodenmais-Passau. München 1914. S. 48—61.
5. RYSCHKIEWITSCH. Über die Entstehung des Passauer Graphitvorkommens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1924. Heft 6. S. 70.
6. LAUBMANN. Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh. München 1924. S. 32.
7. KAISER. Zur Entstehung der Graphitlagerstätten. Geol. Rundschau. 1923. S. 22.
8. WEBER. Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen. Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch. 1910. 13. Abh.
9. LIMBROCK. Der Granulit von Marbach-Granz. Jahresber. d. Geol. Bundesanstalt. Bd. 74. 1923. Heft 3 u. 4. S. 178.
10. KAYSER. Allgemeine Geologie. 1921. I. S. 221.
11. FRÉNTZEL. Das Passauer Granitmassiv. Geogn. Jahresh. 1915. S. 186.
12. CLOOS. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. Geol. Rundschau. 1923. Heft 1. S. 14.
- 12a. KATZER. Geologie von Böhmen. Bd. I. S. 746.
13. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 476.
14. GERSTER. Die Plänerbildungen um Ortenburg bei Passau. Halle 1881.
15. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. Geogn. Jahresh. 1915. S. 109.
16. KLÜFFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. Gießen 1923. S. 46.
17. WEINSCHENK. Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg 1915. S. 133.
18. GRUBENMANN. Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910. S. 93.
19. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 545—549.

20. TILL. Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhardzell. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1913. S. 186.
21. GRUBENMANN. Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910. S. 93.
22. TILL. Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhardzell. S. 187.
23. WEINSCHENK. Geologisches aus dem Bayerischen Walde. München 1899.
24. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 264.
25. PETERS. Jahrbuch d. Geol. Reichsanst. Wien. 4. Jahrg. S. 260 u. 262.
26. WINEBERGER. Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges und Neuburger Waldes. Passau 1851. Kartenblatt.
27. WALT. Geognosie von Passau und Umgebung. Correspondenzblatt. Regensburg 1868. S. 165.
28. WINEBERGER. Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges. S. 81.
29. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 262.
30. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 592.
- 30a. HOCHSTETTER. Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. Jahrbuch d. geol. Reichsanst. Wien 1854. S. 26.
31. WEINSCHENK. Grundzüge der Gesteinskunde.
32. WALT. Passau und seine Umgebung geognostisch und mineralogisch geschildert. Passau 1852. S. 77.
33. WINEBERGER. Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldes und des Neuburger Waldes. S. 39.
34. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 580.
- 34a. M. WEBER. Studien an den Pfahlschiefern. Geogn. Jahresh. 1910. S. 6.
35. WEINSCHENK. Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg 1915. S. 133.
36. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 579.
37. WALT. Passau und seine Umgebung. 1852. S. 7.
38. ERHARD. Geschichte und Topographie der Umgebung von Passau. Verh. d. hist. Vereins f. Niederbayern. 1900. S. 68.
39. WEINSCHENK. Bodenmais-Passau. München 1914. S. 56.
40. WEBER. Zur Umkehrung der pleochroitischen Höfe. Zentralbl. f. Min. etc. 1923. Nr. 13. S. 388—392.
41. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 576.
42. FRENTZEL. Das Passauer Granitmassiv. Geogn. Jahresh. 1915. S. 185.
43. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 583.
44. TILL. Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhardzell. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1913. S. 193.
45. TILL. Über das Grundgebirge etc. S. 191.
46. TILL. Über das Grundgebirge etc. S. 190.
47. TILL. Über das Grundgebirge etc. S. 195.
48. CLOOS. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig 1921. S. 12.
49. CLOOS. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. Geol. Rundschau. Bd. XIV. Heft 1. S. 19.
50. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 582.
51. CLOOS. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. S. 11.
52. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 582.
53. WEINSCHENK. Spezielle Gesteinskunde. Freiburg 1907. S. 35.
54. CLOOS. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. S. 9.
55. WEINSCHENK. Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges. München 1899.
56. BERGT. Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. d. Wissensch. 1905.
57. FRENTZEL. Das Passauer Granitmassiv. Geogn. Jahresh. 1911.
58. BERGT. Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. S. 7.
59. WILLMANN. Die Redwitzite. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1919. Heft 1.
60. CLOOS. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. S. 9.
61. WEINSCHENK. Allgemeine Gesteinskunde. I. S. 65.
62. WALT. Kleine Beiträge zur Geognostik der Umgebung von Passau. Correspondenzblatt d. zool.-mineral. Ver. i. Regensburg 1861. S. 212.
63. WALT. Passau und seine Umgebung. 1853. S. 7.
64. EGGER. Ein Profil von der Felsenwand des Löwen. Abh. d. naturhist. Ver. i. Passau, 1858. S. 212.
65. WALT. Passau und seine Umgebung. 1852. S. 8.

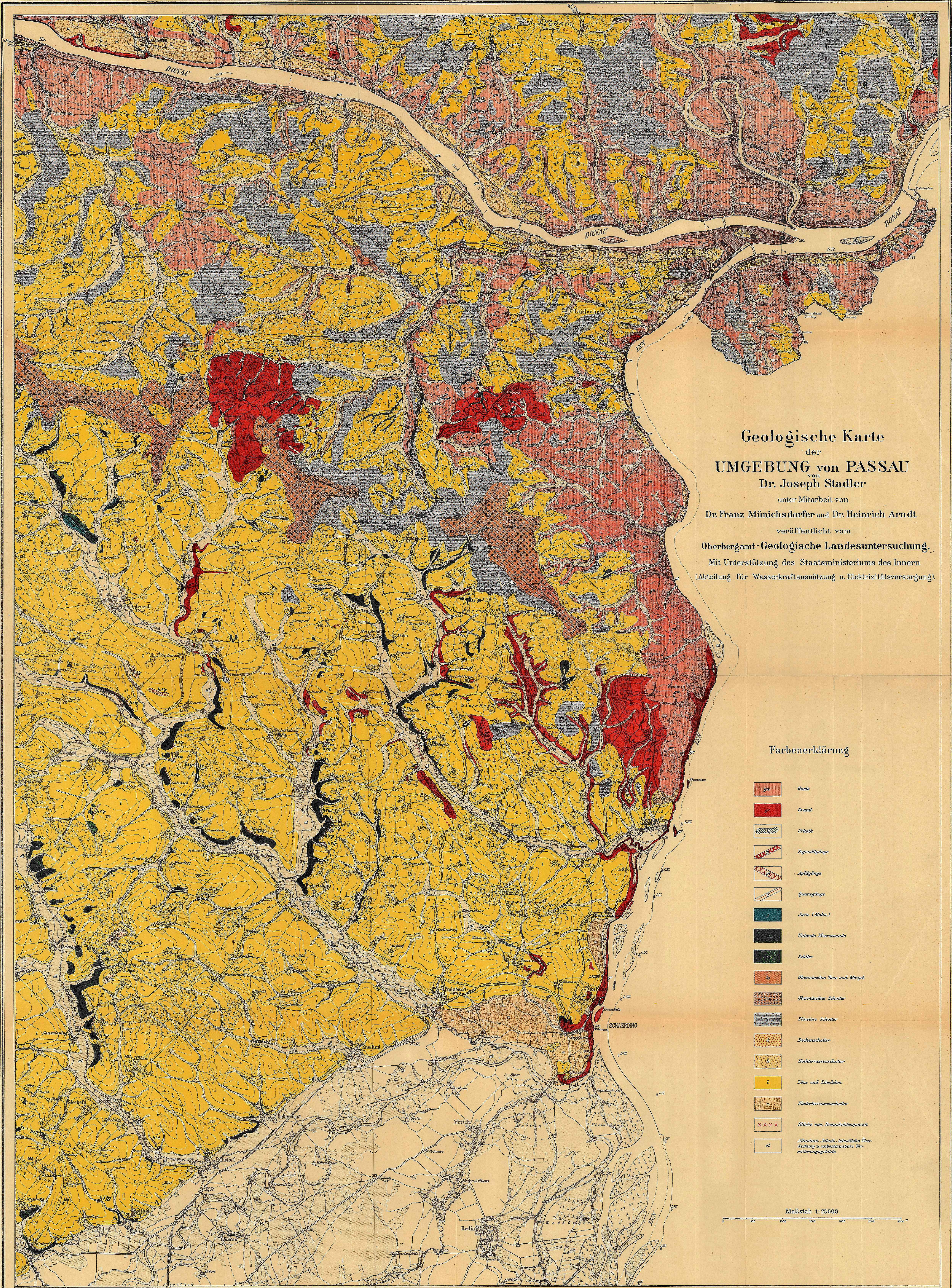
66. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 470.
67. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 470. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 417.
68. GLOCKNER. Inkohlung und Kaolinisierung. Braunkohle, Halle. XI. Jahrg. Nr. 15.
69. WALTIL. Passau und seine Umgebung. S. 9. u. 13.
70. WALTIL. Passau und seine Umgebung. S. 15.
71. WINEBERGER. Versuch einer geognostischen Beschreibung. S. 82.
72. EGGER. Der Jurakalk bei Ortenburg. Passau 1858. S. 5 ff.
73. AMMON. Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875. S. 79.
74. AMMON. Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. S. 149 u. 153.
75. KRAUSS. Geologie des Gebietes zwischen Vilshofen und Ortenburg. Geogn. Jahresh. 1915. S. 111.
76. AMMON. Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. 1875. S. 99.
- 76a. BRUNHUBER. Beobachtungen über Bohrlöcher in der Oberfläche der Juraplatte in der Umgebung von Regensburg. Ber. d. nat. Ver. z. Regensburg. X. Heft. 1903/4. S. 93.
77. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. 1915. S. 114.
78. FLURL. Über Gebirgsformationen d. d. Churpfalzbaier. Staaten. Vorgeleg. b. d. öffentl. Versamml. d. Churpfalzbaier. Ak. am 28. März 1805. S. 36.
79. BRUDER. Neue Beiträge zur Kenntnis d. Juraablagerungen im nördlichen Böhmen. II. Sitzungsber. d. Wiener Ak. 1886. Taf. II.
80. BRUNHUBER. Die geologischen Verhältnisse von Regensburg. 1921. S. 26.
81. ROTHPLETZ. Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrung bei Straubing. S. 256.
82. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 2.
83. POMPECKJ. Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstau. Geogn. Jahresh. XIV. S. 211.
84. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 4.
85. REIS. Tiefbohrungen im Tertiärgebiet des unteren Inntals. Geogn. Jahresh. 1918/19. S. 115.
86. GÜMBEL. Geologie von Bayern II. S. 376.
87. GÜMBEL. Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 785.
88. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 116.
89. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 112.
90. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete. Sitzungsbericht d. bayer. Akad. d. Wiss. 1887. S. 303.
91. AMMON. Die Fauna der brackischen Schichten in Niederbayern. Geogn. Jahresh. 1888. S. 4.
92. EGGER. Die Foraminiferen der Miozänschichten bei Ortenburg. Stuttgart 1875. — Die Ostrakoden der Miozänschichten bei Ortenburg. Stuttgart 1858.
93. COMMENDA. Materialien zur Geognostik Oberösterreichs. Jahresber. d. Mus. Franc.-Carol. Linz. 1900. S. 152.
94. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet. S. 303.
95. COMMENDA. Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. S. 150.
96. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 94.
97. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 92.
98. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 48.
99. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 6.
100. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet. S. 303.
101. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 95.
102. AMMON. Die Fauna der brackischen Schichten. S. 4.
103. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 95.
104. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet. S. 304.
105. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 377.
106. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen etc. S. 325.
107. SCHAFFER. Wiener Becken. III. S. 80.
108. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen etc. S. 316.
109. AMMON. Die Fauna der brackischen Schichten in Niederbayern. S. 7.
110. KRAUS. Die Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 122.
111. WAGNER. Grundfragen der allgemeinen Geologie. Leipzig 1919. S. 92.
112. WAGNER. Grundfragen der allgemeinen Geologie. 1919. S. 94.
113. REIS. Tiefbohrungen im Tertiärgebiet des unteren Inntales. Geogn. Jahresh. München 1918/19. S. 112.
114. MÜNICHSDORFER. Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet. Geogn. Jahresh. 1911. S. 235.

115. MÜNCHSDORFER. Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet. S. 233.
116. SCHWAGER. Mineralwasser im bayerischen Unterinngebiet. Geogn. Jahresh. 1911. S. 193.
117. SCHUBERT. Tiefbohrungen zu Wels. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1903. S. 405.
118. REIS. Tiefbohrungen im Tertiärgebiet des unteren Innthals. S. 112.
119. SCHUBERT. Tiefbohrungen zu Wels. S. 407.
120. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen etc. S. 248/9 u. 320.
121. GÜMBEL. Die miozänen Ablagerungen etc. S. 325.
122. SCHAFFER. Wiener Becken. I. S. 11.
123. REIS. Tiefbohrungen im Tertiärgebiet des unteren Innthales. S. 115.
- 123a. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 55.
124. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 291.
125. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 397.
126. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 46.
- 126a. ROSENTHAL. Braunkohle. Heft 48. Jahrg. 17. 1919. Die Braunkohlenablagerung in den Grubenfeldern Passau und Rathsmannsdorf.
127. AMMON. Bayerische Braunkohlen und ihre Verwertung. K. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei. München 1911.
128. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 382.
129. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 380. Die miozänen Ablagerungen etc. S. 325.
130. AMMON. Zur Fauna der brackischen Tertiärschichten etc. S. 2.
131. KÖNIG. Schotter zwischen Traun und Inn. Übersichtskarte der Tertiär- und Quartärschotter. Jahresber. d. Mus. Franc.-Carol. Linz 1910.
132. WINEBERGER. Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges und Neuburger Waldes. S. 88.
133. WALT. Passau und seine Umgebung. S. 14.
134. FRENZEL. Das Passauer Granitmassiv. S. 187.
135. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 380.
136. KRAUS. Die Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 134.
137. BAYBERGER. Der Inndurchbruch von Schärding bis Passau. Kempten 1886. S. 5.
- 137a. PENCK. Die Alpen im Eiszeitalter. 1909. S. 82.
138. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 137.
139. KAISER. Geologische Darstellung des Nordabfalls des Siebengebirges. Verh. d. Nat.-Hist. Ver. Bonn 1897.
140. PETRASCHECK. Knollensteine im Niederen Gesenke. Verh. d. k. k. Reichsanstalt. Wien 1917.
141. GÜMBEL. Geologie von Bayern II. S. 382.
142. BRAUN. Zur Entstehung der tertiären Braunkohlenquarzite. Steinbruch und Sandgrube. Halle a. S. 1921. Heft 19.
143. WALT. Geognosie von Passau. Correspondenzbl. Regensburg 1868. S. 165.
144. HAUER. Geologischer Durchschnitt von Passau bis Duino. S. 273.
145. COMMENDA. Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. S. 174.
146. KÖNIG. Geol. Beobachtungen in Oberösterreich. Jahresber. d. Mus. Franc.-Carol. Linz 1910. S. 137.
147. SCHUBEL. Über Knollensteine. Halle a. S. S. 4.
148. WALTER. Geologische Heimatkunde von Thüringen.
149. SCHUBEL. Über Knollensteine. Halle a. S. 1911. S. 29.
150. SCHUBEL. Über Knollensteine. Halle a. S. 1911. S. 35.
151. BRAUN. Zur Entstehung der westdeutschen Tertiärquarzite. Steinbruch und Sandgrube. Halle a. S. 1921. Heft 19.
152. PETRASCHECK. Bemerkungen über die Entstehung tertiärer Knollensteine. Verh. d. k. k. Reichsanst. Wien 1917. S. 260.
153. PLANK. Petrogr. Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite. Ber. d. Oberrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Gießen 1910.
154. FLIEGEL. Zur Entstehung der deutschen Braunkohlen. D. Geol. Ges. 1923. B. 75. S. 35.
155. BAYBERGER. Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwald. Erg.-Heft zu PETERMANN'S geogn. Mitteilungen. 1886.
156. PENCK, BÖHM und RODLER. Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Zeitschrift d. D. Geol. Ges. Jahrg. 1887. S. 74.
157. MAYR. Morphologie d. Böhmerwaldes. München 1910. S. 95.

158. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 398.
159. CLESSIN. Conchylien des Lösses der Umgebung von Regensburg. Ber. d. Naturw. Ver. z. Regensburg 1903/04. S. 32.
160. SANDBERGER. Land- und Süßwasserkonchylien. II. S. 905.
161. STADLER. Der Löß und sein Vorkommen um Passau. Jahresber. d. Naturw. Ver. in Passau. 1916.
162. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 149/50.
163. REIS. Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des Niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. Geogn. Jahresh. 1918/19. S. 96.
164. FLURL. Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz. München 1792. S. 207.
165. GÜMBEL. Geologie von Bayern. II. S. 303.
166. ERHARD. Geschichte und Topographie der Umgebung von Passau. Histor. Ver. f. Niederbayern. 1899. S. 63.
167. WINEBERGER. Versuch einer Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges. S. 93.
168. GÜMBEL. Mitteilungen über den Bayerischen Wald. Deutsch.-geogr. Blätter. B. 6. H. 1. S. 25.
169. MAYR. Morphologie des Böhmerwaldes. München 1910. S. 58.
170. LAGALLY. Die bayerische Donau. Regensburg 1915. S. 46.
171. PENCK. Die Alpen im Eiszeitalter. I. 1909. S. 74.
172. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 56.
173. LAGALLY. Die bayerische Donau. Regensburg 1915. S. 48.
174. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 57.
175. WASSNER. Das Donautal Pleinting-Passau-Aschach. 1901. S. 23.
176. BAYBERGER. Der Inndurchbruch von Schärding bis Passau. 1886. S. 31.
177. PENCK. Die Alpen im Eiszeitalter. I. S. 79—80.
178. WASSNER. Das Donautal Pleinting-Passau-Aschach. 1901. S. 23.
- 178a. MOSCHELES. Das Alter der Rumpfflächen im Böhmischem Massiv. Geol. Rundschau. XIV. Jahrg. Heft 3. S. 320.
- 178b. HANS v. STAFF. Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. Zentralblatt für Mineralogie. 1910. S. 564—576.
179. MAYR. Morphologie des Böhmerwaldes. München 1910. S. 27.
180. CLOOS. Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. S. 18—19.
181. WEINCHENK. Bodenmais-Passau. 1914. S. 10.
182. BRUNHUBER. Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. 1921. S. 81.
183. ROTHPLETZ. Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. Sitzungsberichte d. math.-phys. Kl. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch. 1911. S. 163. 188.
184. MAYR. Morphologie des Böhmerwaldes. München 1910. S. 24.
185. LAGALLY. Die bayerische Donau. Regensburg 1915. S. 46.
186. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 33.
187. KRAUS. Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen. S. 162.
188. LAGALLY. Die bayerische Donau. S. 46.
189. BRUNHUBER. Die geologischen Verhältnisse von Regensburg. S. 81.
190. POMPECKJ. Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstau. Geogn. Jahrb. 1901. S. 138.
191. KLÜPFEL. Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. S. 36.
192. ROTHPLETZ. Die ostbayerische Überschiebung. Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch. 1911. S. 145.
193. CLOOS. Die Batholithen des Bayerischen Waldes. Geol. Rundschau. XIV. Heft 1. S. 18.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Vorwort	39—40
Einleitung	40—41
I. Geologischer Aufbau	41—43
II. Kristalline Gesteine	43—75
A. Injizierte Schiefer	44—58
1. Gesteine an der nördlichen Donauhänge östlich von Ilzstadt	44—46
2. Linkes Ilzufer von Ilzstadt bis Hals	46—47
3. Gestein des Stuhlberges	48—49
4. Der Halserbergzug	49—50
5. Rechtes Ilzufer	50—51
6. Das linke Donauufer	51—54
7. Rechtes Donauufer von Passau bis Seestetten	54
8. Das linke Innufer von Passau bis Neuhaus	54—56
9. Rechtes Innufer	56—57
10. Neuburger Wald	57—58
B. Tiefengesteine	58—70
1. Granit	58—67
1. Granit im Satzbachtal (S. 60). — 2. Granit von Zieglreuth (S. 60). — 3. Granit vom Kreppenholz (S. 60). — 4. Rötliche Granite (S. 61). — 5. Kordierit-führender Granit (S. 62).	
2. Gabbro	67—68
3. Redwitzit	68—70
C. Ganggesteine	70—73
1. Lamprophyrische Gesteine	70
2. Saure Spaltungsgesteine	70—73
D. Metamorphe Gesteine	73—75
1. Körniger Kalk	73—75
2. Kalksilikatfels	75
III. Sekundäre Prozesse	75—76
1. Kaolinisierung (S. 75). — 2. Chloritisierung (S. 76). — 3. Topfstein (S. 76). — 4. Verwitterung (S. 76).	
IV. Sedimentäre Gesteine	76—104
A. Jura	76—79
B. Miozän	79—90
Marine Schichten	79—87
1. Unterste Meeressande. Untermiozän	79—83
2. Schlier. Mittelmiozän	83—87
Limnische und fluviatile Schichten. Obermiozän	87—90
1. Süßwassermergel und Tone mit Braunkohleneinlagerung (S. 87). — 2. Sande und Schotter (S. 89).	
C. Pliozän	90—97
1. Pliozäne Schotter	90—92
2. Pliozäne Terrassenbildung	92—97
a) Die Burgholzterrasse. (S. 92). — b) Die Rittsteigterrasse (S. 93). — c) Die Spitzbergterrasse (S. 93). — d) Die Maierhofterrasse (S. 94).	
D. Quartär	97—103
E. Alluvium	103—104
V. Flußtalbildung	104—110
VI. Morphologie der Passauer Gegend	110—111
VII. Tektonik	112—113
Literatur	113—117

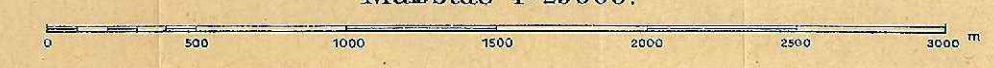


Geologische Karte
 der
UMGEBUNG von PASSAU
 von
Dr. Joseph Stadler
 unter Mitarbeit von
Dr. Franz Münichsdorfer und Dr. Heinrich Arndt
 veröffentlicht vom
Oberbergamt-Geologische Landesuntersuchung.
 Mit Unterstützung des Staatsministeriums des Innern
 (Abteilung für Wasserkraftausnutzung u. Elektrizitätsversorgung).

Farbenerklärung

- Gneis
- Granit
- Urkalk
- Pegmatitgänge
- Spitgänge
- Quarzgänge
- Jura (Malm)
- Untere Mesozoide
- Solter
- Obermesozoische Tone und Mergel
- Obermesozoische Schotter
- Miozäne Schotter
- Deckenschotter
- Hochterassenschotter
- Löss und Lösslein
- Niederterassenschotter
- Blöcke von Braunkohlenquarzit
- Alluvium, Schluff, karstische Überdeckung u. unbestimmte Verwitterungsgesteine

Maßstab 1:25000



Zur Stratigraphie und Tektonik der Muschelkalkschollen östlich von Kronach.

Von

Philipp Herbig, Kaiserslautern.

(Mit 1 Kärtchen und 1 Profiltafel.)

Einleitung.

Das untersuchte Gebiet bildet einen kleinen Teil des Triasstreifens, der das Paläozoikum des Frankenwaldes von den Jurabildungen der fränkischen Alp scheidet. Östlich der Kulmbacher Spalte treten infolge Einfallens nach Nordost in dieser Richtung nacheinander Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper zu Tage, so daß der Keuper auf längere Erstreckung am Grundgebirge abstößt und dementsprechend eine flache, zwischen diesem und der Muschelkalkplatte vermittelnde Geländemulde darstellt. In dem von mir kartierten Abschnitt östlich Kronach fehlen der Keuper und zugleich diese Mulde fast vollständig. Es handelt sich dort lediglich um eine Anzahl von Muschelkalkschollen, zwischen denen größere und kleinere Fenster von Buntsandstein zum Vorschein kommen.

Die Gesamtheit dieser Schollen gruppiert sich in die weitaus größte und einheitlichste Kreuzbergerscholle und die kleineren Schollen, deren nordöstlichste keilförmig in die paläozoische Schiefermassen des Frankenwaldes (Spitze bei Zeyern) eingezwängt sind.

Ihren Ausdruck erhält unsere Landschaft durch den großen Unterschied in den Erosionsformen teils des Buntsandsteins, teils des Muschelkalkes, der durch das überwiegende Nordostfallen noch verstärkt wird. Besonders in die Augen springend ist dieser Eindruck, wenn man, von Westen kommend, zwischen den sargförmigen Rücken des Buntsandsteins die breite, klotzige, oben gerade abgeschnittene Muschelkalkwand des Kreuzberges aufragen sieht, an der die mehr oder weniger widerstandsfähigen Schichtelemente in scharf ausgeprägten Terrassen und Steilhängen herausgearbeitet sind. So scharf und charakteristisch, daß sie schon beim ersten Überblick eine gröbere geologische Gliederung des ganzen Schichtenkomplexes gestattet.

Geht man von Kronach nach Osten, so trifft man zunächst auf den nach Nordost in die Tiefe sinkenden, allerdings zum Teil durch die fluviatile Hochterrasse verschleierten Buntsandsteinsockel. Darüber erhebt sich der Wellenkalk in mehr oder minder steilem Gehänge — manchmal mit unbedeutender Zwischenterrasse über dem Hauptlager der *Coenothyris vulgaris* — bis zur Hauptterrasse der

Orbicularisschichten und der Anhydritgruppe. Den obersten Steilhang bildet der untere Hauptmuschelkalk, dessen Oberkante fast überall, um dem Folgenden vorzugreifen, durch die Haupt-Encrinusbank gebildet wird.

Stratigraphisch ist der Kronacher Muschelkalk von besonderer Bedeutung durch seine Lage zwischen drei größeren, unter sich abweichenden Faziesgebieten: im Norden thüringischer Muschelkalk, im Süden die wenigstens im Wellenkalk sandigeren, küstennäheren Ablagerungen der Bayreuther Gegend und im Westen, allerdings in größerer Entfernung das unterfränkische Muschelkalkgebiet mit seinen küstenferneren, faziell wesentlich abweichenden Bildungen. Während die thüringische und unterfränkische Fazies in neuerer Zeit eingehend bearbeitet wurden, ist man beim Bayreuther Muschelkalk auf ältere Arbeiten, wie GÜMBELS „Geologie von Bayern“ angewiesen, die das Gebiet nur verhältnismäßig flüchtig streifen.

Die Umgrenzung des Arbeitsgebietes ist nach tektonischen Gesichtspunkten erfolgt. Es umfaßt die Hauptscholle des Kronacher Kreuzberges, die Zwischenscholle der „Hohen Warte“ und von NW. nach SO. die unmittelbar an den Frankenswald angrenzenden Randschollen des „Weinberg“-Geländes, der „Höhe 486“, des „Rabensteins“ (im Volksmund „Rabenberg“) und des „Oberrodacher Berges“. Die letzten Reste dieses Muschelkalkzuges kommen im Nordwesten in stark gestörter Lagerung beim Letzenhof, halbwegs zwischen Friesen und Closberg zu Tage. Die Randverwerfung ist nirgends aufgeschlossen, aber morphologisch im allgemeinen ziemlich deutlich in Taleinschnitten und Einsattelungen ausgeprägt. Von dieser Regel macht sie nur in der Gegend des Letzenhofes, am Eichenbühl und am Kotschersgrund eine Ausnahme. Von der Einsattelung NO. des Weinberges verläuft sie über Eichenbühl und durch den südwestlich davon gelegenen Sattel nach Kotschersgrund, von dort, einen vorgelagerten Rücken überquerend, in den Talgrund von Remschlitze, dann über den Sattel des hinteren Rabensteins nach Zeyern hinab. Im Untergrund des Rodachtales bei Zeyern bildet sie einen stumpfen Knick, um südöstlich Zeyern eine Strecke lang ungefähr mit dem Waldrand bergan ziehend den Bergvorsprung P. 516 zu queren und dort, wo sie an einem Querbruche abschneidet, Keuperschichten neben paläozoische Grauwacken und Schiefer zu setzen.

Das Gebiet ist reich an trefflichen Entblößungen vom Plattensandstein bis zu den Orbicularisschichten und ferner im untersten Hauptmuschelkalk. Einzelne Steinbrüche zeigen auch wertvolle Teilaufschlüsse im mittleren und oberen Hauptmuschelkalk. Andererseits fehlt es hier gerade in wichtigen Horizonten, wie der Cycloidesbank u. a., an geeigneten Aufschlüssen. Als ungünstig habe ich auch den nicht seltenen Fazieswechsel empfunden, ebenso die in manchen Schichtenfolgen herrschende Armut an Fossilien, besonders an Brachiopoden und Ammoniten. So sind die Ammoniten im oberen Hauptmuschelkalk so spärlich, daß sie kaum in Betracht kommen, um so weniger, als die jüngeren Typen, die zu *Ceratites semipartitus* hinüberleiten, und dieser selbst überhaupt nicht aufzufinden waren.

Über die Grenze gegen die Lettenkohle kann ich trotz eifriger Bemühungen keine bestimmten Angaben machen. Zwar hat GÜMBEL am Kreuzberg (22. 514) eine glaukonitische Bank als Grenze gegen den Keuper angenommen. Da er jedoch bei Untersteinach (21. 720) über dieser glaukonitischen Bank noch 4 m „sandige Mergel“ zum Muschelkalk rechnet, die er mit einem „lückigen, gelben Dolomit“ abschließen läßt, dürfte unter der glaukonitischen Bank wohl der Hauptwerkalk der oberen Nodosenschichten gemeint sein, in dem ich jedoch bei Kronach Spuren von Glaukonit feststellen konnte.

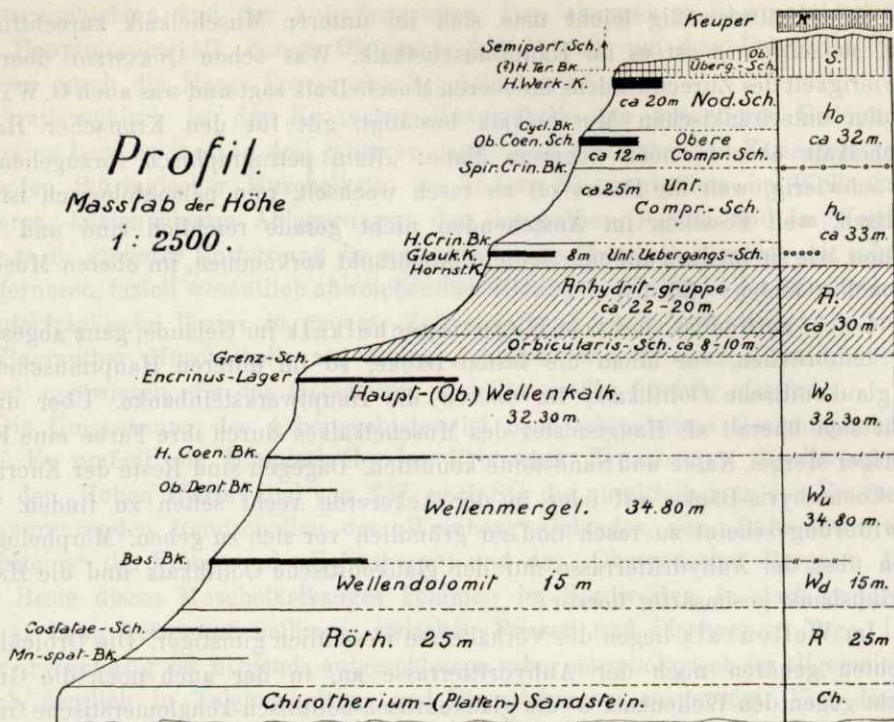
So verhältnismäßig leicht man sich im unteren Muschelkalk zurechtfinden kann, so schwierig ist es im Hauptmuschelkalk. Was schon QUENSTEDT über die Schwierigkeit des Zurechtfindens im oberen Muschelkalk sagt und was auch G. WAGNER für den unterfränkischen Muschelkalk bestätigt, gilt für den Kronacher Hauptmuschelkalk eher in noch höherem Maße: „Rein petrographisch vorzugehen, ist sehr schwierig, weil die Fazies oft zu rasch wechselt, rein paläontologisch ist unpraktisch, weil Fossilien im Anstehenden nicht gerade reichlich sind und Leitfossilien, wie sie im Jura auf eine Schicht beschränkt vorkommen, im oberen Muschelkalk völlig fehlen“ (35. 13).

Leicht auffindbar sind vom Hauptmuschelkalk im Gelände, ganz abgesehen von Steinbrüchen, vor allem die festen Bänke, so im unteren Hauptmuschelkalk der glaukonitische Oolithkalk, im oberen die Hauptwerksteinbänke. Über diesen macht sich überall als Hangendstes des Muschelkalkes durch ihre Farbe eine Folge ockeriger Mergel, Kalke und Sandsteine kenntlich. Dagegen sind Reste der Encrinus- und Coenothyris-Bänke auf oder in der Ackererde recht selten zu finden. Ihre Verwitterung scheint zu rasch und zu gründlich vor sich zu gehen. Morphologisch treten über der Anhydritterrasse nur der glaukonitische Oolithkalk und die Haupt-Encrinusbank gesimsartig hervor.

Im Wellenkalk liegen die Verhältnisse wesentlich günstiger. Die Orbicularischichten gehören noch der Anhydritterrasse an, in der auch noch die Grenzschicht gegen den Wellenkalk — die glaukonitisch-oolithisch-konglomeratische Grenzbank — anzutreffen ist. Etwa 5—6 m tiefer bildet der Wellenkalk ein überall am Gehänge deutlich heraustretendes Gesims, in dessen Schichten eine schwache, stellenweise konglomeratische und Encrinusstielglieder führende Lage vorkommt. Ich betrachte sie mit gebührendem Vorbehalt als Äquivalent einer der unteren Schaumkalkbänke und in gleicher Weise die Grenzbank als Vertretung der oberen Schaumkalkbank. Der obere Wellenkalk ist bei uns kalkreicher und vorwiegend knollig-flaserig struiert, während der untere Wellenkalk mit Ausnahme verschiedener Kalk- und Dolomitbänke nur aus weichen Mergeln besteht. Ich bezeichne deshalb diesen als „Wellenmergel“, jenen als „Wellenkalk“. Die Grenze beider bildet das Haupt-Coenothyrislager (Terebratelbank), dessen charakteristische, stark eisenschüssige Kalkplatten mit ihren seidenglänzenden, in der Regel guterhaltenen Brachiopodenschalen sich leicht unter dem eintönigen Wellenkalkschutt herausfinden lassen.

Was die Mächtigkeit des Muschelkalkes anbetrifft, so täuscht er beim bloßen Anblick eine größere Mächtigkeit vor, als er tatsächlich besitzt. Worauf diese merkwürdige Überschätzung zurückzuführen ist, die mich selbst oft irre gemacht hat, vermag ich nicht zu entscheiden. Möglicherweise ist die Terrassierung der steilen Gehänge daran schuld. Jedenfalls begreife ich, daß dieser Umstand ältere Autoren bei ihrem für solche Untersuchungen unzureichenden Kartenmaterial mitunter zu irrigen Angaben veranlaßt hat.

Nicht beschließen darf ich diese Einführung, ohne den Herren Professoren LENK und KRUMBECK für die Anregung zu dieser Arbeit und die dabei erteilte Unterstützung, Herrn Professor KRUMBECK insbesondere für die unermüdliche Anleitung und vielseitige Unterstützung draußen wie im Institut herzlichst zu danken. Außerdem bin ich Herrn Professor G. WAGNER für eine wertvolle briefliche Mitteilung, Herrn Hauptlehrer FROSCH in Bayreuth und Herrn Drogenhändler HESSE in Kulmbach für Führung im Gelände und Einsicht in ihre Privatsammlungen aufrichtig verpflichtet.



Übersichtsprofil über die Schichtenfolge des Aufnahmegebiets.

Die Übereinanderstellung rechts gibt die Hauptabteilungen mit den zugehörigen Mächtigkeitszahlen, den Buchstabenbezeichnungen, wie sie in der Kärtchenbeilage gebraucht wurden, und mit den kennzeichnenden Trennungslinien der Abteilungen, wie sie in dem Kärtchen und in der Profiltafel angewendet sind. Die Randlinie links gibt die Randlinie des Berggehanges, wie sie durch das mehr oder weniger starke Vortreten einzelner Schichten oder Schichtgruppen hervorgebracht ist.

Stratigraphischer Teil.

Buntsandstein.

Vom Buntsandstein ist außer dem Röt nur noch der oberste Teil des Chirotheriumsandessteins aufgeschlossen. Er besteht aus einem Wechsel dickerer, meist feinkörniger Sandsteinbänke mit geringmächtigen, mürben Zwischenlagen eines sehr feinen Sandes oder Sandsteines. Der Gehalt an Feldspat ist in den härteren, massigen Sandsteinbänken sehr groß, Glimmer (fast nur Muskowit) tritt in diesen weniger in die Erscheinung, mehr dagegen in den mürben Zwischenlagen, die gar keine Feldspäte enthalten. Die Farbe ist meist lichtrot, mitunter auch gelblich oder fast weiß, oder violett, auf den Schichtfugen führen sie einen grünen Tonbesteg oder auch nur runde Flecken eines solchen (zerquetschte Tongallen), zum Teil sind sie stark manganfleckig und löcherig. Die Sandschiefer sind vorwiegend dunkelviolet mit unregelmäßigen, weißen und grünen Partien.

Der größte Aufschluß beim Ruppenwirthshaus zeigt von diesen Sandsteinen eine 9 m mächtige Folge von festen und mürben Sandsteinbänken, von denen erstere zu Bauzwecken, letztere zur Verwendung als Formsand in Gießereien abgebaut werden. Etwas mehr schneidet wohl das untere Remschlitztal in den Chirotheriumsandesstein ein, jedoch kaum viel tiefer, da die Schichten dort fast mit dem Südgehänge des Tales einfallen. Die Aufschlüsse in den Hohlwegen entblößen daher auch fast nur die Schichten an der Grenze zwischen Röt und Chirotheriumsandesstein.

Im Talgrund selbst zeigen die mangelhaften Aufschlüsse den gleichen Wechsel zwischen festen und mürben Sandsteinen, wie am Ruppen und auf der anderen Seite des Rodachtales bei Voigtendorf.

Röt.

Eine Dreigliederung des Röt, wie sie in Thüringen von PASSARGE (47. 4) durchgeführt wurde, ließe sich auch mit dem Kronacher Röt vornehmen, doch nicht in Übereinstimmung mit jener. Der Vulgarisdolomit, wie er bei Jena ansteht, ist hier nicht vorhanden. Entsprechende Schichten finden sich bei uns erst im Wellendolomit.

Das ganze Röt enthält bei Kronach nur einen fossilführenden Horizont, der aus drei durch Sandschiefer getrennten Bänkchen besteht, von denen das unterste und oberste mehr aus Quarzsand, das mittlere aus dolomitischem Kalkstein bestehen. Sie führen sehr reichlich in schlechterhaltenen Steinkernen eine kleine verkümmerte Anoplophora, *A. Münsteri* WISSM. sp., vermutlich identisch mit *Myacites subundatus* v. SCHAUR. sp., die R. WAGNER als Leitfossil des thüringischen Röt anführt (47. 4). Daneben *Myophoria costata* ZENK. (= *fallax* v. SEEB.), *Myophoria vulgaris*, beide ebenfalls kleinwüchsig, ferner *Lingula tenuissima*, *Chemnitzia Schüttei*, Fischschuppen, Zähne und Wirbeltierknochen (Lendenwirbel von *Nothosaurus* sp.). Die mittlere Bank ist am reichsten an den genannten kleinen Muscheln. Der Horizont liegt ca. 6 m unter der noch zu besprechenden Wellendolomitgrenze und ist 1,10—1,20 m mächtig. Bemerkenswert ist ein wenig unter diesen Schichten liegendes 1—2 cm mächtiges Bänkchen von grünem Ton.

Diese „Costata-Schichten“, ferner ein durch orangerote Manganspateinsprenglinge ausgezeichnetes Sandsteinbänkchen und schließlich die liegenden, zum Teil löcherigen Sand- und Kalksandsteinbänkchen, bilden gute örtliche Leithorizonte, von denen die beiden ersten das Röt in drei fast gleich mächtige Teile (Nr. 1, 3, 5) zu gliedern gestatten:

oben: 1. Obere Sandsteinschiefer und Grenzmergel	6 m
2. Costata-Schichten	1,10—1,20 m
3. Mittlere Sandschiefer	6,30 m
4. Manganspät. Sandstein- oder Quarzitbänkchen	0,05—0,10 m
5. Untere Sandschiefer mit den löcherigen Sand- und Kalksandsteinbänkchen	7,00 m

Als Grenzschiefer zwischen Röt und Wellendolomit habe ich in Übereinstimmung mit GÜMBEL (21. 720) das unterste dolomitische Mergelkalkbänkchen über der Farb- und Faziesgrenze angenommen. Wenn auch der Farb- und Faziesgegensatz zwischen den rotviolettlichen Sandschiefern und den grünlichgrauen Mergeln recht eigentlich den Wechsel in den Absatzbedingungen der Rötzeit mit ihren Meeresüberflutungen einerseits und des beständigen Wellendolomit- und Muschelkalkmeeres andererseits kennzeichnet, so ist er als stratigraphische Grenze zwischen Röt und Wellendolomit doch nicht scharf genug. Die Farb- und Faziesgrenze liegt in dem einzigen in Betracht kommenden Aufschluß des Gebietes (am Rabenstein) 1,70 m unter dem untersten Wellendolomitbänkchen. Erst mit ihr geht der sandige (ziemlich tonarme) Charakter der Rötschichten in den tonig-mergeligen über, der im Wellendolomit wie auch im ganzen unteren Wellenkalk herrscht.

Das Fehlen der Gips- und Salzflöze, wie sie in Mittel- und Norddeutschland im Röt auftreten, nebst seiner geringen Gesamtmächtigkeit lassen darauf schließen, daß die Küste des Rötmeeres dem Rodacher Gebiet wesentlich näher war als die des späteren Muschelkalkmeeres, worauf später noch zurückzukommen ist. Es liegt

daher auch nahe, die Mächtigkeitsabnahme des thüringischen Vulgarisdolomites und der (thüringischen) Subundatus-Schichten auf die drei Bänkchen mit *Anoplophora Münsteri* und *Myophoria costata*, die wohl den Subundatus-Schichten Thüringens entsprechen, nebst den darüberfolgenden 6,00 m mächtigen Sand- und Mergelschiefern auf Kosten der größeren Küstennähe zu setzen.

Im östlichen Thüringen gibt E. E. SCHMID (42) 87—155 m für das Röt an, bei Schmölz mißt LORETZ (30) noch fast 50 m, bei Kronach beträgt die Mächtigkeit 25 m und 15 km südöstlich bei Eggenreuth (unweit Kulmbach) zeigt der einzige Aufschluß in dieser Gegend, auf den mich Herr Prof. LENK liebenswürdigerweise aufmerksam gemacht hat, nur noch 3,4 m in Gestalt vorwiegend grünlichgrauer und gelber Sandschiefer und sandiger Mergel mit einigen Kalksandsteinbänkchen. Den Abschluß nach oben bildet dort ein Kalkbänkchen, das fast nur aus Steinkernen der verkümmerten *Anoplophora Münsteri* besteht. Wenn man bedenkt, daß die Mächtigkeitszunahme von Eggenreuth bis Kronach nur 1,44 m auf den Kilometer beträgt, so ergibt sich, daß der Meeresboden zur Chirotheriumzeit sich nur ganz flach nach Nordwesten zum Thüringer Meeresbecken gesenkt haben kann, und daß in der Rötzeit noch eine weitere Einebnung erfolgt sein mag.

Der Tongehalt der Sandschiefer ist relativ gering. Als Bindemittel scheinen Eisenoxyhydrate eine größere Rolle zu spielen. Wo der Tongehalt größer ist, wie in den weiß und grün gefärbten Stellen des Chirotheriumsandsteines, sowie den Schichtbestegen der Sandstein-, Kalksandstein- und Dolomitbänkchen im Röt, tritt das Eisen in der Regel als grüne Oxydulverbindungen, wahrscheinlich amorphe Silikate (die der Glaukonitsubstanz nahestehen) auf. Der Hauptbestandteil der Sandschiefer ist Quarz, zum Teil in wasserklaren, eckigen Bruchstücken (Kristallformen sehr selten), zum größeren Teil in winzigen, traubigen Aggregaten, deren Oberfläche unter dem Mikroskop eine feine, nicht weiter auflösbare Granulation zeigt, und durch Zusammensinterung feinsten Quarzkörnchen oder Verkittung solcher durch Eisenhydroxyd entstanden zu sein scheinen. Von anderen Mineralien ist der schon makroskopisch leicht wahrnehmbare Glimmer am häufigsten (vorwiegend Muskowit, Biotit nur untergeordnet), daneben wenig Hornblende in dünnen, pleochroitischen Blättchen von grüner Farbe. Ganz vereinzelt sah ich Magnetit- und Hämatitkörnchen, sowie blaßgrün gefärbte, trübe Mineralfragmente, die wohl als Feldspäte anzusehen sind. — Das Kalk-Magnesia-Verhältnis der *Costata*-Schichten ist höchstens 4:1.

Das beste Rötprofil bietet der Rabenstein zwischen Unterrodach und Zeyern, da er das ganze Röt, den Wellendolomit und den Wellenmergel mit der *Coenothyris*-Bank Schicht um Schicht zu untersuchen gestattet. Die beiden anderen Aufschlüsse, am Ruppen bei Kronach und im Hohlweg am Weinberg (von Friesen nach Closberg) zeigen nur die untersten Schichten des Röt. Die höheren Lagen bilden in beiden Fällen den von Gehängeschutt bedeckten Sockel des Muschelkalkes.

Einzelprofile.

Profil Vorderer Rabenstein.

Unter dem untersten Mergelkalkbänkchen des Wellendolomites folgen:

1. Mergelige Schiefer, oben gelblich grün, dann grünlich-grau, nach unten grau-violett und schließlich rotviolett. Die Farbgenze an dieser Stelle des Profils etwa 1,70 m unter dem untersten Wellendolomitbänkchen 5,50 m

2. Sandsteinbänkchen mit kleinen Drusen Hohlräumen 0,05 m
3. Violette Sandschiefer, schwach mergelig 0,70 m
4. Festes Kalksandsteinbänkchen (dolomitisch), Fossilien wie Nr. 6, doch nicht so zahlreich; außerdem *Chemnitzia Schüttei* 0,02—0,03 m
5. Violette Sandschiefer 0,25 m
6. Dolomitisches Kalksandsteinbänkchen mit viel *Anoplophora Münsteri*, *Myophoria costata*, *Lingula tenuissima*, daneben vereinzelt *Myophoria vulgaris*, alle in kleinen, verkümmerten Exemplaren; außerdem Fischschuppen und -zähne und Wirbeltierknochen (*Nothosaurus* sp.) 0,04—0,07 m
7. Tonige Sandschiefer, oben violett, dann rotviolett, unten grüngrau 0,75 m
8. Kalksandsteinbänkchen mit grünem Besteg, sehr reich an Fossilien, wie die obere 0,10 m
9. Dunkelviolette, rote, grünviolette bis grüne, tonige Feinsandschiefer, mit einigen dünnen Tonlagen im hangenden Teil 6,30 m
10. Sandsteinbänkchen, mit mehr oder weniger zahlreichen kleinen, orangeroten Einsprenglingen von Manganspat, deren Verwitterung kleine, dunkelbraun geränderte Hohlräume hinterläßt. Sandstein violett bis grau, weiß und grünlich, sehr feinkörnig, stellenweise sehr mürbe oder quarzitartig und sehr hart 0,10 m
11. Dunkelviolette, stellenweise grünfleckige und tonige Sandschiefer 5,0—5,2 m
12. Violette Sandschiefer mit mehreren, zum Teil löcherigen, weiß bis gelblichen und rötlichen Sand- und Kalksandsteinbänkchen mit grünem Besteg 2,0 m

Darunter: Oberste Platten des Chirotheriumsandessteines:

13. Dünne, rotviolette Feinsandsteinplatten, teilweise mit grünem Tonbesteg 0,80 m

Von den liegenden Sandsteinschichten kommen nur die widerstandsfähigeren Bänke im Gelände als heraustretende Kanten und als Schwelle in der Rodach zu Tage.

Profil am Ruppen.

Hangendes: Violette Sandschiefer.

1. Sandsteinbänkchen mit Manganspattupfen 0,05 m
2. Violette, glimmerreiche Sandschiefer mit zwei löcherigen, zum Teil schwach kalkigen Sandsteinbänkchen ca. 5,00 m
3. Dünne rötlichweiße und löcherige Kalksandsteinbänkchen und -linsen in graugrünen und rotvioletten Sandschiefern 0,25 m
4. Rotvioletter Sandschiefer 0,70 m
5. Schwach löcherige (Kalk-)Sandsteinbänkchen in graugrünen und rotvioletten Sandschiefern 0,65 m
6. Dasselbe, Sandstein stark löcherig 0,30 m
7. Chirotheriumsandesstein, dünne Platten sehr feinkörnigen Sandsteins, mit mürben Zwischenlagen. Farbe vorwiegend dunkelviolett, nur stellenweise gelblich weiß, auch rostfleckig und löcherig. Auf den Schichtflächen mit rotbraunem oder grünem Tonbesteg oder Tongällchen 1,50 m
8. Wechsel von stärkeren Sandsteinbänken und mürben, zum Teil dünnplattigen Sandschiefern, beide wechselnd rotviolett und weiß, mit grünem Tonbesteg oder rundlichen Flecken von diesem auf den Schichtflächen. Erstere stellenweise manganfleckig 5,50 m
9. Der liegende Sandstein ist bis 2,30 m aufgeschlossen: Bausandstein, zum Teil rotviolett, zum Teil weiß, fein- bis mittelkörnig, angewittert, leicht zerreiblich.

Auf den Schichtflächen häufig grüne Überzüge von Ton oder ebensolche runde Flecken. Mitunter feine Austrocknungsrisse und Kreuzschichtung.

Profil Eichelbachtal (im Hohlweg der Ortsverbindung Friesen-Closberg).

Hangendes: Grüne bis rotviolette, glimmerreiche Sandschiefer.

Wechsel von rotvioletten, grünlichgrauen oder rötlichweißen, glimmerreichen Sandschiefern mit rötlichweißen, löcherigen Sandsteinbänkchen. Stellenweise grüner Tonbesteg auf den Schichtflächen 2,70 m

Unten ca. 1,00 m aufgeschlossen feinkörniger *Chirotherium*sandstein.

Die löcherigen Sandsteinbänkchen sind zum Teil schwach kalkhaltig.

*Chirotherium*fährten sind im *Chirotherium*sandstein des Rodachtales nicht gefunden worden, ebensowenig in diesem, wie im Röt *Rhizocorallium jenense*, das bei Kulmbach häufig ist.

Wellenkalk.

Mit dem Übergang aus den fast nur sandigen Ablagerungen des Röt in die Ton- und Kalkmergel, aus dem Rot und Violett ins Grüngrau und Gelb, setzt eine Schichtfolge ein, die im größeren unteren Teil vorwiegend aus einem ziemlich gleichartigen Mergel besteht, der jedoch schichtenweise bald kalkärmer (und dann dünn-schichtig) bald kalkreicher ist, und in wechselnden Abständen dünnere und dickere Lagen von Kalklinsen und -knollen, Kalk- und Dolomitplatten und unten auch (schwach kalkige) Sandsteinbänkchen enthält, im oberen Teil dagegen aus überwiegend knollig-flaserig struiertem Mergelkalk zusammengesetzt ist.

Wellendolomit (15,0 m).

Zuunterst bildet der Wellendolomit eine 15 m mächtige Folge von weißgelblichen, dolomitischen Kalkmergellinsen und -platten und einzelnen Sandsteinbänkchen in grünlichgrauen Mergeln und Tonmergeln, im unteren Teil mit sehr kümmerlicher Fauna, die in der dickeren oberen Hälfte vollständig zu fehlen scheint. *Myophoria simplex-vulgaris* in schlecht erhaltenen Steinkernen ist darunter die häufigste Form. Daneben sah ich vereinzelt ähnlich erhaltene Kerne von *Gervilleia socialis* und *subglobosa*, *Monotis Albertii*, außerdem Wirbeltierknochen.

Im einzelnen finden sich in diesem Komplex etwa 0,5 m über dem basalen Dolomitbänkchen ein oder mehrere durch Mergel getrennte, zum Teil schwach sandige, dolomitische Kalkplättchen mit zahlreichen Drusen aus Kalzitkriställchen; Drusenhorizont.

Rund zwei Meter über der Liegendgrenze tritt ein 5—8 cm dickes Sandsteinbänkchen mit kleinen Hohlräumen und *Myophoria vulgaris* auf; in ca. 12 m Höhe eine zellig struierte Platte von ziemlich reinem Kalk aus einem etwa 2 mm dicken Horizontalplättchen und ebenso dünnen, senkrechten Lamellen, die beiderseits in die Mergel reichen und sich nach allen Richtungen kreuzen, wobei sie eckige Zellenräume bilden. An anderen Stellen sind die Kalzitlamellen zu einem dichten, unregelmäßig verknäuelten Netzwerk versintert. Darüber folgen noch 3,24 m gelben Mergels, der mit einer feinkristallinen, dolomitischen Kalkbank von 0,60 m und über dieser einem 0,10 m dicken Mergelbänkchen abschließt. Kalkmergelbänkchen wie graue Mergel zeigen einen beträchtlichen Gehalt an $MgCO_3$, doch sehr wechselnd und höchstens bis zu dem Kalk-Magnesia-Verhältnis 4 : 1.

Wellenmergel.

(Unterer Wellenkalk mit der Haupt-Coenothyris-[Terebratel-] Bank. 34,80 m.)

1. Basalschichten (4,50 m).

Über dem Wellendolomit folgt als Basis der insgesamt ca. 33,20 m dicken Wellenmergel eine Bank von flaserig-welligem Dolomit, weiß bis gelblich, zucker-körnig, mit weißgelben, mergeligen Kalkeinlagerungen und mit der gleichen ärmlichen Fauna wie der Wellendolomit. Das Kalk-Magnesia-Verhältnis ist auch hier nicht höher wie 10 : (3—4). Ich bezeichne diese 1,50 m dicke Bank als Basale Bank

Dann folgt ein Wechsel der gleichen grünlichgrauen Mergel und Tonmergel mit Einlagerungen von ockerigen, zuckerkörnigen, mitunter etwas sandigen Dolomit- und einigen Fossil-führenden, ockerreichen Kalkplatten, die ich mit der Basalbank zu der Bezeichnung Basalschichten (4,50 m) zusammenfasse.

2. Pentacrinus-Dentalien-Schichten (28,70 m).

Ein Komplex von hellgrauen und blaugrauen Kalkplatten, eingeschaltet in weit mächtigere Mergel mit mehr oder minder reicher Wellenkalkfauna. Der Kalkstein ist in der Regel um so kristallinischer und reicher an Ocker oder eisenreichen Karbonaten, je größer sein Gehalt an Schalen und Schalenresten. Charakteristisch sind unter den fossilführenden Bänken, die nach oben und gegen Osten mehr und mehr zurücktreten, die besonders stark ockerigen Pentacrinus- und die Dentalienbänke, die sich jedoch ihrer Unbeständigkeit halber, sowohl als feste Bänke wie in der Fossilführung, nicht als brauchbar zu Leithorizonten erwiesen haben. Ausgenommen davon ist nur die obere Dentalienbank auf Grund charakteristischer und beständigerer Begleitschichten. Außer diesen Fossilbänken enthält der Schichtkomplex nach oben häufiger werdende, fossilfreie Lagen von Linsen und Knollen dichten und feinkristallinen, grauen bis blaugrauen Kalkes.

3. Haupt-Coenothyrislager (1,60 m).

Den Abschluß dieser Folge bildet eine Schichtenfolge von dünnen, wellig begrenzten, fossilarmen Kalkbänkchen und Mergeln mit zwei oder drei stärkeren, ockerigen, an Pentacrinusgliedern und anderen Fossilien reichen Kalkbänken mit *Coenothyris vulgaris* und *Waldheimia angusta*, das Haupt-Coenothyrislager mit der Coenothyrisbank (Terebratelbank der Autoren).

Wenngleich dem Namen „Wellendolomit“, streng genommen, nur die 1,50 m mächtige Bank von welligem, zuckerkörnigem, dolomitischem Kalk (Basale Bank) entspricht, während die Schichten des Wellendolomithorizontes selbst keinerlei wellige Schichtung erkennen lassen, auch an Dolomitgehalt der Mergel, wie der Mergelkalkbänke hinter jener zurückstehen, erwies es sich doch aus rein praktischen Gründen als zweckmäßig, diese Bank noch den Wellenmergeln zuzurechnen und nur den liegenden Komplex von 15,0 m Mächtigkeit als „Wellendolomit“ oder „Myophorienschichten“ auszuscheiden; denn würde man jene dolomitische Kalkbank, die einen guten petrographischen Leithorizont bildet, noch dem Wellendolomit zurechnen, so müßte man dies auch mit den hangenden, ockerigen Dolomitbänken der übrigen Basalschichten tun, die jedoch lithologisch unbeständig sind, so daß die Verwendung der obersten dieser unbeständigen Bänke als stratigraphische Grenze unzulässig wäre. Es war daher näherliegend, die basalen Schichten den Wellenmergeln anzugliedern, deren Oberkante die erwähnte Coenothyrisbank bildet.

Eine eingehendere Gliederung der Wellenmergel empfiehlt sich im allgemeinen nicht, da die einzelnen petrographisch oder faunistisch ausgezeichneten Dolomit- und Kalkbänke nicht die Horizontbeständigkeit aufweisen, die man von einer Leitbank voraussetzen muß. Dieser Anforderung entsprechen nur die Basalbank und die Haupt-Coenothyrisbank. Zwischen diesen beiden ist nur der engere Komplex, in dessen Mitte die obere, ca. 11,0 m unter der Coenothyrisbank befindliche Dentalienbank liegt, eventuell als Leithorizont zu benutzen. Dieser engere Komplex ist, wo aufgeschlossen, zwar leicht erkennbar und beständig, aber für die Dentalienbank in seiner Mitte trifft das letztere nicht zu. Sie keilt am hinteren Rabenstein aus und ist an der großen Wand über dem Rabensteiner Wehr nicht mehr vorhanden. Ich habe daher den ganzen engeren Komplex (70 cm) als „Obere Dentalienbank“ zusammengefaßt. Das Dentalienbänkchen selbst ist höchstens 5 cm mächtig, Dieser Komplex setzt sich folgendermaßen zusammen:

oben: Dünn- und ebenschichtiger, feinkristalliner Kalkstein	0,3—0,4 m
Mergel in der Mitte mit dem Dentalienbänkchen	0,3—0,2 m
Knauerige Blaukalkbank	0,1—0,15 m

Die Mergel über der oberen Dentalienbank“ zeichnen sich durch Führung zahlreicher Kalkknollenlagen aus, die sich unter ihr nur ganz vereinzelt vorfinden. sie lassen sich daher als Knollenmergel zusammenfassen.

Das ganze Wellenmergelprofil gestaltet sich daher folgendermaßen:

oben: Haupt-Coenothyrislager	1,60 m
Knollenmergel	11,00 m
Obere Dentalienbank	0,70 m
Pentacrinus-Dentalien-Schichten	17,00 m
Basalschichten	4,50 m

Im ganzen 34,80 m

Die Fossilführung über den basalen Schichten beschränkt sich hauptsächlich auf die eingelagerten Kalkbänke. In den Mergeln selbst befinden sich nur vereinzelt oder in begrenzten Horizonten mehrere Arten, wie: *Lima lineata*; *Pecten (Entol.) discites* (in kleinen zarten Abdrücken); *Gervilleia socialis*; *Pleuromya musculoides* und *Mon. Albertii*; *Anoplophora fassaënsis* (stellenweise massenhaft); *Myophoria cardissoides*; *Lingula tenuissima*; *Pholadomya* sp.; *Gastropoden* div. sp.; *Beneckia Buchi*; *Germanonutilus dolomiticus*; *Rhizocorallium* sp. aff. *jenense* (auf Kalkknollen); *Rhizocorallium commune*; Kriechspuren und Vertebratenreste.

Unter den fossilführenden Kalkbänken fallen vor allem die ockerigen Pentacrinus-Bänke und die Dentalien-Bänke auf. Daß sie als Kalkbänke unbeständig sind, wurde bereits hervorgehoben. Es scheint aber auch, daß die Dentalien und Pentacrinusglieder in ihnen sich durchaus nicht allgemein, sondern nur lokal angereichert finden, wie an verschiedenen Orten festgestellt werden konnte. Die Armglieder von *Pentacrinus dubius* sind stellenweise gesteinsbildend und werden dann von einem besonders starken Gehalt an Eisenoxydhydraten begleitet. Wo sie zurücktreten, tritt auch der Eisenocker zurück, so daß an einem ursächlichen Zusammenhang beider, wie überhaupt zwischen Eisenocker und starker Fossilführung nicht zu zweifeln ist. *Pentacrinus dubius* tritt in den meisten Fossilbänken der Wellenmergel auf, auch in den Dentalienbänken und ist besonders reichlich vertreten in einer der Kalkplatten, die die Coenothyrisbank zusammensetzen. Darüber findet er sich nicht mehr, auch nicht im Hauptmuschelkalk. Er kann daher bei Kronach als Zonenfossil für die Wellenmergel, einschließlich der Coenothyrisbank, betrachtet werden.

Stielglieder von *Encrinus liliiformis* finden sich schon vereinzelt in den Dentalienbänken. *Dentalium laeve* tritt in mehreren Bänken der Wellenmergel auf, ganz vereinzelt auch im Hauptmuschelkalk. Mit mehreren Quadratmeter Fläche findet sich die obere Dentalienbank in einer Wasserrinne mehrere 100 m östlich der Linde von Rennesberg sehr gut aufgeschlossen, führt aber dort neben einer mannigfaltig zusammengesetzten Fauna relativ wenig *Dentalium*. Stellenweise dicht mit *Dentalium* bedeckt ist dagegen eine 5 m tiefer liegende, 2—3 cm dicke Kalkplatte, die jedoch ebenso wie die obere unbeständig ist.

Faunistisches.

Die Versteinerungsführung dieser, wie der andern Fossilbänke der Wellenmergel ist im allgemeinen ziemlich mannigfaltig. Begrenzte Lebensgemeinschaften weniger Arten, wie sie im Hauptmuschelkalk häufig sind, kommen hier nur in den Mergeln, den basalen Schichten und im Wellendolomit vor. Abgesehen von wenigen Bewohnern der Gezeitenzone, wie *Lingula tenuissima* u. a., findet sich daher in den Dentalienbänken so ziemlich die gesamte Wellenmergelfauna, wie sie in der Übersichtstabelle (pag. 181 ff.) dargestellt ist.

Die Fossilführung der oberen Dentalienbank setzt sich zusammen aus:

Myophoria simplex-vulgaris v. SCHL. — *M. laevigata* v. ALB. — *M. cardissoides* v. SCHL. — *Gervilleia (Hoernesia) socialis* v. SCHL. — *G. subglobosa* CREDN. — *G. sp. aff. mytiloidi* (v. SCHL.) v. SEEB. — *Pecten (Entolium) discites* (BR.) v. SCHL. — (*P. [Campt.] laevigatus* v. SCHL.)? — *Monotis Albertii* (GOLDF.) PHIL. — *Lima lineata-radiata* (DESH.) GOLDF. — *L. striata* (DESH.) GOLDF. — *Anoplophora fassaënsis* WISSM. — *Mytilus eduliformis* BR. — *Hinnites comtus* GIEB. — *Ostrea decemcostata* MÜNST. — *O. ostracina* v. SEEB. — *Chemnitzia gracilior* v. SCHAUR. — *Ch. turris* GIEB. — *Dentalium laeve* v. SCHL. — cf. *Beneckeia Buchi* v. ALB. — *Cidaris grandaeva* QUENST. — *Pentacrinus dubius* (QUENST.) BEYR. — *Encrinus liliiformis* LAM. — *Aspidura Ludeni* HAG.

Die Fossilführung der Mergel ist unterschiedlich. *Anoplophora fassaënsis* tritt sowohl allein auf, wie in Gesellschaft von *Pleuromya musculoides*, *Pl. Albertii*, *Lima lineata* und *Myophoria cardissoides*, in einem Horizont über der Dentalienbank auch mit Schnecken (*Heterocosmia obsoleta*, *Undularia scalata* u. a.), Klebaustern und *Beneckeia Buchi*. *Pecten discites* und *Gervilleia socialis* scheinen ziemlich allgemein, aber fast nur in verkümmerten Formen in den Mergeln vorzukommen. *Rhizocorallium* sp. aff. *jenensi* tritt sowohl allein wie in Gesellschaft anderer Fossilien auf. *Rhizocorallium commune* und die Tiere, welche die für den Wellenkalk so charakteristischen Kriechspuren hinterlassen haben, finden sich im ganzen Wellenkalk, namentlich im oberen, ziemlich allgemein verbreitet und sehr häufig. Eine Lebensgemeinschaft für sich bilden *Lingula tenuissima* und die kleine *Pholadomya* sp. in einem Horizont etwa 2 m unter der oberen Dentalienbank. Etwa 6 m über dieser findet sich eine Lage ziemlich gedrängt nebeneinander liegender Fossilien, die nur stellenweise sich zu einem dünnen Kalkbänkchen vereinigen. Ihre Lebensgemeinschaft nähert sich schon sehr denjenigen der Kalkbänke:

Anoplophora fassaënsis WISSM. — *Lima lineata-radiata* (DESH.) GOLDF. sp. — *L. striata* (DESH.) GOLDF. sp. — *Myophoria cardissoides* v. SCHL. — *Pleuromya Albertii* VOLTZ. — *Pl. musculoides* v. SCHL. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. — *G. subglobosa* CREDN. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. — *O. spondyloides* GOLDF. (Jugendform). — cf. *Rhabdoconcha Fritschii*. — *Heterocosmia obsoleta* v. ZIET. — sp. aff. *Loxonema J. Böhmii* PHIL. — *Germanonutilus dolomiticus* QUENST. — *Rhizocorallium* sp. aff. *jenensi* ZENK. — Kriech-

spuren. — Von *Coenothyris vulgaris* fand ich in den Wellenmergeln nur ein einziges Bruchstück in einer ockerigen Kalkbank der Pentacrinus-Dentalien-Schichten, ca. 20 m unter der Coenothyrisbank.

Eine klare Identifizierung einzelner Schichten der Wellenmergel mit solchen des unterfränkischen und des thüringischen Faziesgebietes erscheint in meinem kleinen Kronacher Arbeitsgebiet nicht möglich. In ihrer Gesamtheit ist die Fauna des Kronacher Wellenkalkes wesentlich ärmer als die thüringische. Man darf dies, und ebenso die petrographische Faziesänderung, wohl ohne weiteres der größeren Küstennähe zuschreiben. Daher überwiegt in Thüringen der Kalkstein, der bis zum Wellendolomit herunterreicht, bei Kronach jedoch der Mergel, der nur im oberen Wellenkalk einem mergeligen Kalkstein Platz macht. Nur die Zone der Dentalienbänke stimmt mit jener von Unterfranken ungefähr überein. Dagegen sind die Oolithbänke von Unterfranken und Thüringen bei Kronach als solche nicht entwickelt. Vielleicht sind sie in den ockerigen Pentacrinus-Bänken zu suchen. Eine bestimmtere Parallelisierung ermöglicht wohl erst die Coenothyrisbank. Um aber zu entscheiden, auf welche der verschiedenen Terebratelbänke der thüringischen und unterfränkischen Fazies sie zu beziehen ist, müßte man diese Bank von Aufschluß zu Aufschluß bis zu ihrem thüringischen Äquivalent verfolgen können.

Haupt-Coenothyris-(Terebratel-) Lager.

Das Haupt-Coenothyrislager ist leicht aufzufinden und zu verfolgen, eignet sich daher vorzüglich als Leithorizont, und da es in der Mitte des Wellenkalkes liegt, war es zugleich die gegebene Grenze zwischen Wellenmergel und „Oberem Wellenkalk“. Die petrographische Zusammensetzung des Coenothyrislagers läßt sich am besten in dem Profil am Ortsverbindungsweg von Friesen nach Remschitz, wenige 100 m SSO. Remschitz untersuchen. Sie zeigt im Liegenden einen Wechsel von welligen in Mergel eingelagerten Kalkbänken mit vereinzelt *Coenothyris vulgaris* und *Waldheimia angusta*; im Hangenden ein Mergelbänken mit viel vorzüglich erhaltener *Coenothyris vulgaris* in allen Größen nebst *Waldheimia angusta*; dazwischen zwei oder drei Platten blaugrauen, durch starken Eisenockergehalt meist rostroten Kalkes, deren unterste sehr reich an Pentacrinusgliedern ist, während die beiden anderen außer den beiden genannten Brachiopoden zahlreiche Muscheln führen. Festgestellt wurden:

Coenothyris vulgaris v. SCHL. — (*Waldheimia*) *Aulacothyris angusta* v. SCHL. — *Lima lineata* (DESH.) GOLDF. — *Pecten* (*Campt.*) *laevigatus* v. SCHL. — *Monotis Albertii* (GOLDF.) PHIL. — *Anoplophora fassaënsis* WISSM. — *Myophoria cardissoides* v. SCHL. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. — *Pentacrinus dubius* (QUENST.) BEYR.

Aus Wellendolomit und Wellenmergel bietet unser Gebiet nur kleine Teilprofile, mit Ausnahme des Rabensteins, dessen Steilhang auf einer Länge von fast 1 km die ganze Schichtfolge aufzunehmen und Teilprofile verschiedener Stellen des Berges zu vergleichen gestattet.

Einzelprofile.

Haupt-Coenothyris-Lager Remschitz.

Oben:

Feste Bank von fein kristallinem, grauem Kalk	0,12—0,15 m
Dunkelgrauer, frisch braungrauer, bituminöser Mergel mit Lagen von Mergelkalkknollen und -linsen	1,50 m

Haupt-Coenothyris-Lager.

Schmutziggrauer und gelbbrauner Mergel mit viel <i>Coenothyris vulgaris</i> in allen Größen, Schalenresten und <i>Waldheimia angusta</i>	0,11 m
Oberste Platte von frisch blaugrauem, verwittert braunem, ockerigem Kalk, erfüllt von Schalenresten (<i>C. vulgaris</i>)	0,03 m
Dünnes Mergelbänkchen mit <i>C. vulgaris</i>	0,02 m
Mittlere Kalkplatte wie die obere. Oberster Teil vielfach knollig sich ablösend, reich an Lamellibranchiaten (<i>Pect. laevigatus</i> ; <i>Lima lineata</i> ; <i>Monotis Albertii</i> ; <i>Ostrea ostracina</i>) sowie <i>Coenothyris vulgaris</i>	0,09 m
Braungrauer Mergel, im unteren Teil stark ockerig	0,09 m
Untere Kalkplatte, wie die beiden oberen. Vielfach fast nur aus Gliedern von <i>Pentacrinus dubius</i> bestehend	0,10 m
Graue Mergel, konglomeratisch, mit vereinzelt <i>Coenothyris vulgaris</i>	0,26 m
Dünne, wellige Platten von blaugrauem Kalk im Wechsel mit ebenso dünnen Lagen von flaserig-bröcklichem Wellenkalk und Mergel; z. T. gestaucht	0,95 m

Profil Rabensteiner Wehr.

Hangendes:

Haupt-Coenothyris-Lager.

1. Mergel mit viel <i>Coenothyris vulgaris</i> und <i>Waldheimia angusta</i>	0,10—0,20 m
2. Zwei je 15—20 cm dicke Platten von dichtem, grauem, stark ockerigem Kalk, die obere mit <i>Pect. laevigatus</i> ; <i>Lima lineata</i> ; <i>Mon. Albertii</i> ; <i>Ostrea ostracina</i> ; die untere mit <i>C. vulgaris</i> und <i>Pentacrinus dubius</i>	0,30—0,40 m
3. Oben ca. 30 cm Mergel, unten dünngeschichteter, plattiger bis flaseriger Wellenkalk mit vereinzelt <i>Lima lineata</i> und <i>Coen. vulgaris</i>	1,20 m

Knollenmergel.

4. Weiche Mergel, mit besonders im obersten Teil zahlreichen Lagen von Mergelkalkknollen	4,00 m
5. Harte Bank. Grauer, feinkristalliner Kalk, wulstige Oberfläche	0,30—0,40 m
6. Wechsel von hellgrauen Mergeln mit zahlreichen Kalkknollenlagen und fünf festeren, ebenschichtigen Mergel- und Mergelkalkbänkchen	3,18 m
7. Mergel mit zahlreichen Kalkknollenlagen, oben festere Bänke, mit <i>Anoplophora fassaënsis</i> ; <i>Lima lineata</i> ; <i>Myophoria cardissoides</i> ; Klebaustern; Schnecken und Vertebratenknochen	3,40 m

Obere Dentalien-Bank.

8. Plattiger, ebenschichtiger Mergelkalk	0,30 m
9. Mergel, dünn und ebenschichtig (die anderswo in der Mitte dieser Mergel liegende Dentalienbank ist hier nicht entwickelt)	0,22 m
10. Knauerige Bank von grauem Kalk	0,10 m

Pentacrinus-Dentalien-Schichten.

11. Graue Mergel	0,55 m
12. Kalkmergelbank	0,22 m
13. Mergel ohne auffallende Lagen mit <i>Lima lineata</i> ; <i>Anoplophora fassaënsis</i> ; <i>Pholadomya</i> sp.; <i>Lingula tenuissima</i> ; <i>Myophoria laevigata</i> ; <i>M. cardissoides</i> ; <i>Rhizocorallium commune</i>	4,00 m
14. Mehrere Bänke dichten grauen Mergelkalkes mit Mergelzwischenlagen	0,50 m
15. Grauer Mergel	2,00 m
16. Hellgrauer, dichter, mergeliger Kalk	0,22—0,28 m
17. Mergel	0,60 m

18. Mergelkalkbank	0,08 m
19. Mergel mit viel <i>Anoplophora fassaënsis</i>	0,63 m
20. Knaueriger, blaugrauer Kalk	0,20 m
21. Mergel	0,10 m
22. Grauer, dichter, zum Teil spätiger Kalk	0,03 m
23. Mergel	0,20 m
24. Grauer, ockrig-spätiger Kalk	0,12—0,15 m
25. Mergel	0,15 m
26. Drei Knollenkalklagen mit geringen Mergelzwischenlagen	0,40 m

Darunter, soweit der Aufschluß reicht, graue Mergel.

Profil am Wehr der Woehrlinsmühle.

Hangendes:

Die Coenothyrisbank streicht im Acker der schmalen, von ihr gebildeten Terrasse (halbe Höhe des Rabensteins) aus; darunter folgen (unter Vegetationsdecke) Mergel mit Kalkbänkchen und Knollenlagen mit *Lima lineata*; *Rhizocorallium* sp. aff. *jenensi*; *Coenothyris vulgaris*. Darunter, etwa 4—5 m unter der Coenothyris-Bank, folgen:

Knollenmergel.

1. Mergel mit Kalkplatten mit <i>Lima striata</i> und <i>Gerv. subglobosa</i>	1,60 m
2. Hellgrauer, dichter bis feinkristalliner Kalk, ziemlich ebenschichtig	0,20 m
3. Dünne, ockerige Kalkplatte mit <i>L. striata</i> ; <i>Pentacrinus dubius</i>	0,02 m
4. Mergel mit dünnen Kalkbänkchen. In den Mergeln <i>Germanonautilus dolomiticus</i>	1,10—1,20 m
5. Unten ebenschichtiger, oben wulstiger, grauer Kalk	0,16 m
6. Mergel	0,25 m
7. Grauer, fossilführender, teilweise ockeriger Kalk	0,12 m
8. Mergel	0,35 m
9. Knaueriger, blaugrauer bis rötlicher Kalk mit <i>Pecten</i> sp; Vertebratenknochen	0,10 m

Dünnere Mergelbesteg.

10. Knaueriger, grauer Kalk	0,10 m
11. Mergel	0,50 m
12. Mergeliger, grauer Kalk	0,20 m
13. Mergel und mergeliger Kalk mit Gipskristallen	0,30 m
14. Rötlich grauer Kalk mit <i>Pentacrinus dubius</i>	0,09 m
15. Mergel	0,10 m
16. Hellgrauer bis blaugrauer Kalk, zum Teil dünn-schichtig, mit <i>Rhizocor.</i> sp. aff. <i>jenensi</i> ; Bohrröhren und Styolithen	0,15 m
17. Grauer Mergel	0,30 m

Obere Dentalien-Bank.

18. Dichter, feinkristalliner, ziemlich ebenschichtiger Kalk	0,35 m
19. Grauer Mergel, ebenschichtig	0,12—0,13 m
20. Ockerige Kalkplatte mit <i>Lima lineata</i> ; <i>Dentalium laeve</i> ; Stielglieder von <i>Encrin. liliiformis</i> ; <i>Pentacrinus dubius</i> und verschiedenen Kleinformen	0,02—0,03 m
21. Mergel, ebenschichtig	0,20—0,10 m
22. Grauer bis graublauer, knaueriger Kalk mit <i>Lima lineata</i>	0,05—0,15 m

Pentacrinus-Dentalien-Schichten.

23. Mergel, ebenschichtig mit Kalkknollenlagen	2,30—2,40 m
24. Lage unregelmäßiger Kalkknollen	0,06 m

25. Ebenschichtige Mergel 0,33 m
26. Lage von Linsen dichten, grauen Kalkes 0,05 m
27. Mergel, ebenschichtig, mit Kalkknollenlagen und Mergelkalkplatten 2,20 m
28. Feste Bank von oberflächlich wulstigem, dichtem, grauem Kalk zwischen zwei dünnen Platten; teilweise stark eisenschüssig, mit *Gerv. socialis*; *Lima lineata*; *Anoplophora fassaënsis* 0,15 m
29. Ebenschichtige, hellgraue Mergel und Tonmergel mit dünnen Kalkmergelplatten 2,15 m
30. Eisenschüssiger, harter Kalk mit *Gerv. subglobosa*; *Rhiz. sp. aff. jenensi* 0,06 m
31. Hellgraue, wellige Mergel 1,50 m
32. Knaueriger, dichter, grauer bis hellgrauer Kalk mit *Ostrea sp.* 0,05 m
33. Mergel, hellgrau, wellig 0,62 m
34. Hellgraue Mergel, unten zum Teil blätterig 0,25 m
35. Ockerigspätiger Kalk 0,07 m
36. Graue Mergel, wellig 0,20 m
37. Dichter, grauer, knollig-flaseriger Wellenkalk 0,20 m
38. Eisenschüssiger, harter, dichter bis feinkristalliner Kalk mit *Anoplophora fassaënsis* 0,07 m
39. Ebenschichtiger, hellgrauer, muschelrig-brechender Mergel 1,10 m
40. Unbeständiges, ockerigspätiges Kalkbänkchen 0,03 m
41. Ebenschichtiger bis schwach welliger, hellgraue Mergel 1,00 m
42. Ein oder zwei Bänkchen, stark ockerigspätigen, feinkristallinen Kalkes mit *Lima lineata* und anderen Fossilien 0,07 m

Pentacrinus-Dentalien-Schichten.

43. Ebenschichtige Mergel, mit knolliger Kalklage in der Mitte 0,30 m
44. Unten wulstiger, dichter, grauer, oben graubrauner, ockerigspätiger Kalk mit Schalenresten 0,08 m
45. Ebenschichtiger, hellgraue Mergel 1,38 m
46. Graubrauner, ockerigspätiger Kalk, dunkelockerig verwitternd 0,10 m
47. Ebenschichtiger, hellgrauer Mergel 1,20 m
48. Ockerig verwitternder, hellbrauner Kalk, oben und unten je 2 cm graubrauner, ockerigspätiger, dichter Kalk 0,13 m
49. Ebenschichtiger, hellgraue Mergel 0,30—0,36 m
50. Ockerigspätiger Kalk mit Schalenresten, stellenweise dunkelockerbraun und mürb verwitternd 0,22—0,12 m
51. Ebenschichtiger, hellgraue Mergel mit dünnen Kalkplättchen 0,05 m
52. Ockerigspätiger, dichter Kalk, grau bis braun 0,03 m
53. Ebenschichtiger, hellgraue Mergel mit kleinwüchsigen *Pect. discites*; *Gerv. socialis*; *Lima lineata* (Jugendform) 0,10—0,14 m

Basalschichten.

54. Zum Teil zuckerkörniger, zum Teil, wo fossil, ockerigspätiger, grauer Kalk, konglomeratisch 0,18—0,12 m
55. Teilweise tonige Mergel mit weißen bis bräunlichen, zuckerkörnigen Kalklinsen 0,40 m
56. Teilweise auskeilende Kalkbänke, zuckerkörnig, bald weiß, bald hellbraun 0,10—0,30 m
57. Schwach welliger, ockeriger Mergel mit dünnen Kalkplättchen, wie folgender 0,10—0,02 m

58. Rauher, hellbräunlicher, kristalliner Kalk, stark ockerig verwitternd, konglomeratisch	0,19 m
59. Ebenschichtige, graue, stark tonige Mergel	0,03 m
60. Zuckerkörniger, hellbräunlicher Kalk	0,08 m
61. Hellgraue Mergel mit Knollen und Linsen zuckerkörnigen Kalkes, gelblich weiß. Lokal gehen die Linsen in bis zu 15 cm dicke Kalkbänke über	0,80 m
62. Zuckerkörniger Kalk, gelblich, mit Bleiglanz. Rest von Saurierknochen	0,18 m
63. Hellgraue Mergel mit dünnen Lagen und Linsen zuckerkörnigen Kalkes. Mergel ebenschichtig	0,88 m
64. Zuckerkörniger Kalk	0,05 m
65. Ebenschichtige, hellgraue Mergel	0,18 m
66. Soweit aufgeschlossen, zuckerkörniger Kalk, wellig, zum Teil sehr hart, zum Teil mergelig und weniger hart, gesimsbildend, vorwiegend weiß, teilweise hellbräunlich. Oberer Teil der basalen Bank, die etwa 0,90 m tiefer endigt.	0,65 m

Profil an der SW.-Stirn des Rabensteines über dem Kreuzweg.

Hangendes:

Die Schichten über der oberen Dentalienbank sind schlecht aufgeschlossen. Ca. 11,0 m unter dem Haupt-Coenothyris-Lager folgt die obere Dentalien-Bank.

Obere Dentalien-Bank.

1. Ebenschichtiger, plattiger, mergeliger Kalk	0,30 m
2. Ebenschichtige Mergel	0,10—0,15 m
3. Grauer, ockerigspätiger, verwittert stark verockerter Kalk mit <i>Dentalium laeve</i> und zahlreichen anderen Fossilien	0,04—0,05 m
4. Ebenschichtige Mergel	0,10 m
5. Grauer bis graublauer, knaueriger Kalk	0,10—0,15 m

Pentacrinus-Dentalien-Schichten.

6. Mergel mit Kalkknollen und -platten	1,60 m
7. Ockeriger Kalk mit <i>Pentacrinus dubius</i>	0,02 m
8. Mergel	0,20—0,30 m
9. Grauer, dichter Kalk	0,03—0,04 m
10. Mergel mit Mergelkalklagen und -linsen	0,60 m
11. Knolliger, geschichteter, grauer Kalk mit Fossilien; Oberfläche besonders knollig	0,15 m
12. Mergel mit knolligen Kalklagen	1,90 m

Pentacrinus-Dentalien-Schichten.

13. Unregelmäßige Fragmente eines zerborstenen, etwa 1 cm dicken Kalkplättchens, deren Ränder nach oben aufgebogen sind. Auf den schüsselförmigen Oberflächen massenhaft kleine Pseudomorphosen nach Gips oder Anhydrit	0,02 m
14. Mergel	0,50 m
15. Kalkplatte mit massenhaft <i>Dentalium laeve</i> und vereinzelt anderen Fossilien	0,02—0,03 m
16. Mergel	0,50 m
17. Teilweise blätterige Mergel mit Kalkblättchen und Knollen	1,35 m
18. Kalkmergel mit unebener Oberfläche; oben knolliger Kalk	0,25 m
19. Blätterige Mergel, eben- bis wellig geschichtet	0,70—0,80 m
20. Fossilreicher, ockerig verwitternder, grauer Kalk	0,04 m

21. Mergel mit Lage von Mergelkalkknollen	1,70 m
22. Kalkknollenlage	0,06—0,10 m
23. Mergel mit Kalkbänkchen	0,70 m
24. Wulstiger, grauer Kalk mit ockerigen Flasern	0,10 m
25. Mergel	1,40 m
26. Ockerige Kalkplatte	0,03—0,04 m
27. Mergel	1,50 m
28. Ockerkalk-Platte mit <i>Pentacrinus dubius</i>	0,10—0,12 m
29. Mergel	0,50 m
30. Ockerkalk-Platte mit <i>Pentacrinus dubius</i>	0,02—0,03 m
31. Mergel	0,50 m
32. Grauer, ockerigspätiger Kalk mit Schalenresten	0,05—0,10 m
33. Mergel mit dünnen Kalkbänkchen	1,00 m
34. Grauer, ockerigspätiger Kalk	0,05 m
35. Mergel, in der Mitte Kalkbank mit <i>Anoplophora fassaënsis</i>	1,70 m
36. Ebenschichtige Mergel	0,30 m

Basalschichten.

37. Graue, verwittert ockerige Kalkbänke (bis 10 cm dick) mit Mergelzwischenlagen und <i>Lima lineata</i> ; <i>Gerv. subglobosa</i> ; <i>Gerv. socialis</i>	0,40 m
38. Mergel	0,80 m
39. Drei bis vier Dolomitplatten mit Mergelzwischenlagen	0,60—0,70 m
40. Teilweise ebenschichtige, blätterige Mergel mit Kalkplatten	0,90 m
41. Wellig geschichteter, zuckerkörniger Dolomit, oben in Kalk übergehend Oberste 15 cm ebenschichtig, <i>Myoph. vulgaris</i> ; <i>Gerv. socialis</i> ; <i>Gerv. subglobosa</i> ; <i>Pleuromya musculoides</i> und Kriechspuren	1,20 m
42. Graurötlicher, dolomitischer Kalk	0,10 m
43. Wellig geschichteter, zuckerkörniger Dolomit	0,30 m

Die letzten 1,60 m vertreten die Basalbank, mit deren Unterkante der Aufschluß endigt. Darunter folgt Wellendolomit. Einige 100 m östlich zeigt die Fortsetzung des Profils nach unten den Wellendolomit in folgender Zusammensetzung:

Wellendolomit.

1. Dünnschieferige, gelblich graue Mergel mit dünnen Dolomitbänkchen (ca. 1 cm)	0,10—0,12 m
2. Weißgelblicher, feinkristalliner, dolomitischer Kalk, geschichtet, mit Lettenbesteg in den Schichtfugen	0,64 m
3. Graue Mergel. Unten ziemlich dünne Schieferung, nach oben mehr plattige (bis 5 cm) Ausbildung, durch dünnschieferige Partien gesondert. Die plattigen Mergel prismatisch zerfallend. Farbe nach oben gelblicher	2,50 m
4. Zellenplatte. Dünne Kalklamellen von 2—3 mm Dicke, mit ebensolchen, sie durchkreuzenden, zellenartig angeordneten Querleisten. An andern Stellen zu unregelmäßigen Gebilden versinterte und verknäuelte Kalkplättchen. Dieser Horizont scheint lokal ziemlich beständig zu sein	0,05—0,02 m
5. Graugrüne, stellenweise dunkelgrau und schwach violette Mergel mit dünnen Dolomitbänkchen (3—5 cm). Die Farbe geht nach oben in gelb über	4,30 m
6. Dolomitische Kalkbank, durch dünne Mergelzwischenlagen flach linsenförmig geschiefert, unbeständig	0,25 m
7. Graugrüne bis gelbe Mergel, mit einzelnen dünnen mergeligen Dolomitbänkchen (bis 5 cm dick), in der oberen Hälfte häufiger werdend, unten gelblichgrau	5,30 m

Wellendolomit.

- | | |
|---|-------------|
| 8. Sandsteinbank mit kleinen Hohlräumen und <i>Myoph. vulgaris</i> . Sandstein sehr feinkörnig, rötlich gelb | 0,08 m |
| 9. Mergel mit dünnen, feinblättrigen Ton- oder Tonmergelzwischenlagen | 0,12 m |
| 10. Dolomitisches Sandsteinbänkchen | 0,03 m |
| 11. Graue Mergel mit kleinen Dolomitlinsen, oben gelbbraunlich werdend | 1,10 m |
| 12. Dolomitisches Kalk-(sandstein-)bänkchen mit kleinen Kalzitdrusen | 0,01—0,02 m |
| 13. Graugrüne Mergel | 0,05 m |
| 14. Drusenbänkchen, wie oben | 0,01—0,02 m |
| 15. Mergeliges, kalkig-dolomitisches Bänkchen | 0,10—0,15 m |
| 16. Gelbgraue Mergel | 0,10 m |
| 17. Drusenbänkchen, wie oben | 0,01 m |
| 18. Gelblich- oder grünlichgraue Mergel mit kugelige Absonderung | 0,35 m |
| 19. Knollig-verwitternder, mergeliger (dolomitischer) Kalk mit <i>Myoph. simplex-vulgaris</i> ; <i>Gerv. socialis</i> ; <i>Monotis Albertii</i> ; Wirbeltierknochen | 0,08 m |

Darunter die hangenden grünlichgrauen Mergel des Röt, die nach unten allmählich in die roten und violetten Sandschiefer übergehen.

Der Obere Wellenkalk (Hauptwellenkalk (ca. 32 m).

Wesentlich einfacher, ja eintönig, sind die Verhältnisse im oberen Wellenkalk der seiner petrographischen Beschaffenheit nach wirklich den Namen „Wellenkalk“ verdient. Prof. KRUMBECK empfahl dafür die Bezeichnung Hauptwellenkalk. Unter dieser Bezeichnung fasse ich eine Folge vorwiegend wellig geschichteter und flaseriger Kalkbildungen zusammen, die nicht nur durch ihre Struktur in die Augen fallen, sondern auch durch den Einfluß, den sie vermöge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegen die Abtragung auf die Oberflächengestalt des Geländes ausüben. Überall treten sie nämlich als ausgesprochener Steilabfall deutlich hervor, um so deutlicher, als sich über ihnen die Terrasse der leicht verwitternden Orbicularis- und Anhydritschichten ausbreitet.

Unterer mergeliger Hauptwellenkalk (ca. 12,0 m).

Über dem Coenothyrislager beginnt der Hauptwellenkalk mit einem Wechsel von weichen Mergeln mit welligen, mergeligen Kalken, denen in der oberen Hälfte mehrere Bänke dichten bis feinkristallinen, blaugrauen Kalkes eingelagert sind. Eine dickere, 30—40 cm mächtige Bank feinkristallinen, grauen, massigen Kalkes, die jedoch nur in günstigen Aufschlüssen zu finden ist, mag als obere Grenze gelten.

Gestauchter Hauptwellenkalk (13,00—13,50 m).

Vorwiegend wellig-flaserige Kalke, kleinbröcklig bis grobknollig, teilweise auch dünne, wellig begrenzte Kalkplatten mit ganz unbedeutendem Mergelzwischenmittel. Charakteristisch für diese Schichten sind mehrere, mehr oder minder stark gefaltete Komplexe, die in der Regel ebenflächig nach dem liegenden und hangenden Hauptwellenkalk absetzen.

Encrinus-Lager (1,10—1,20 m).

Auf dem gestauchten Hauptwellenkalk lagert eine Schichtgruppe, die, wie erwähnt, im Gelände überall deutlich als Gesimse hervortritt und einige petrographisch auffallende Schichten enthält: in den meisten Fällen ein oder zwei Lagen

dünnplattigen ebenschichtigen, kristallinen oder mergeligen Kalkes, ebenso ein oder zwei Bänke massigen, dichten bis feinkristallinen Kalkes und als beständigste eine Bank dichten bis feinkristallinen, blaugrauen Kalkes mit Bohrrohren; außerdem noch besonders dicht gepackten, feinkristallinen und sehr harten Hauptwellenkalk in dickeren, bis 60 cm starken Bänken. In einer, manchmal auch zwei, mehr oder weniger dünnen Lagen, die mitunter konglomeratisch sind, finden sich Stielglieder von *Encrinus liliiformis* und andere Fossilien, wie sich auch in einigen der übrigen Schichten häufiger, aber nur vereinzelt Fossilien finden. Die beiden liegenden und die hangende Schichtgruppe des Hauptwellenkalkes sind dagegen außer Kriechspuren und *Rhizocorallium commune*, sowie hier und da einer *Lima lineata* und *Anoplophora fassaënsis*, fast fossilfrei. Da die Stielgliederlage durchaus nicht höhenbeständig innerhalb dieser Schichtgruppe ist, und die verschiedenen Schichten, ihrer petrographisch abweichenden Facies halber, ohne Zweifel zusammengehören, fasse ich sie als „Encrinuslager“ zusammen. An Fossilien sind darin gefunden worden:

Encrinus liliiformis LAM. — *Lima lineata* (DESH.) GOLDF. — *Anoplophora fassaënsis* WISSM. — *Pecten laevigatus* v. SCHL. — *P. discites* (BR.) v. SCHL. — *Monotis Albertii* (GOLDF.) PHIL. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. — *Serpula valvata* GOLDF. — Bohrrohren. — Kriechspuren. — Wirbeltierknochen (Rippe von *Nothosaurus* sp.) — Styliolithen.

Oberster Hauptwellenkalk (5,20—5,30 m).

Über dem Encrinuslager folgen wieder meist dünngeschichtete, bröcklige, flaserig struierte Wellenkalke ohne Fossilien, mit Ausnahme einer dünnen Kalkplatte, ca. 2 m unter der Oberkante mit kleinen Steinkernen, wohl verkümmerten Exemplaren der *Gerv. subglobosa*.

Konglomeratische, oolithisch-glaukonitische Grenzschichten (0,80—0,90 m).

Die Grenze zwischen Wellenkalk und Anhydritgruppe bildet eine Folge petrographisch wie faunistisch auffallender Schichten, die sowohl durch ihre Lage an der Unterkante der Anhydritterasse wie durch den im allgemeinen scharfen Übergang von dem hellgrauen Hauptwellenkalk zu den schmutzig gelbgrauen Orbicularismergeln überall leicht aufzufinden sind. Sie bestehen aus mehreren Kalkplatten mit welligem Kalk oder Mergel als Zwischenmittel. Die untersten Bänke führen in einer Grundmasse, die dem Hauptwellenkalk entspricht, dichtgedrängt Oolithe nebst Glaukonit und erhalten durch abgerollte oder noch mehr oder weniger eckige Bruchstücke von blaugrauem und braunem Kalkstein konglomeratischen Charakter. Manchmal überwiegen die Oolithkörner oder der Glaukonit, können aber auch fehlen, während das konglomeratische Gefüge in der Regel vorhanden ist. Die oberen Bänke bestehen aus dichtem bis feinkristallinem, frisch blaugrauem, angewittert rötlichem Kalk mit einer artenarmen Fauna:

Lima radiata GOLDF. — *L. striata* (DESH.) GOLDF. — *Gervilleia subglobosa* CREDN. — *Myophoria vulgaris* v. SCHL. — *Pecten laevigatus* v. SCHL. — (Nach GÜMBEL (21. 720) voll *Spirorbis valvata* GOLDF.)

Die oberste Bank, wieder fossilfrei, ist petrographisch wie die vorige ausgebildet und zeigt infolge oberflächlicher Anlösung prächtige, wie winzige Cannonlandschaften anmutende Erosionsgebilde von großer lokaler Verbreitung und Gleichmäßigkeit, deren Formen wohl durch Styliolithenbildungen vorbedingte sind.

Was im Wellenkalk an Mineralien vorkommt, ist sehr gering. Ganz vereinzelt Quarzkörnchen, von denen es dahingestellt sein mag, ob sie allothigen oder authigen sind. Bei der stärker sandigen, ockerigen Dolomitbank in den Basalschichten ist der allothigene Charakter wohl auch ohne mikroskopische Untersuchung nicht zu bezweifeln. Vereinzelt Quarzkörner besagen, sofern sie allothigen sind, nicht viel, denn sie können auf alle mögliche Weise von der Küste ins freie Meer verfrachtet worden sein. Was an Glaukonit vorkommt, ist wohl durchweg authigen, ebenso die oolithischen und konglomeratischen Bildungen.

Die Identität der Grenzschichten mit der obersten Schaumkalkbank Thüringens und Unterfrankens ist wohl kaum zu bezweifeln. Die anderen Schaumkalkbänke jener Faziesgebiete haben hier dagegen keinen petrographisch gleichwertigen Vertreter. Doch darf man wohl auch das Encrinuslager als Äquivalent einer der unteren Schaumkalkbänke ansehen.

Im großen zeigt der Kronacher Wellenkalk eine bedeutend weniger ausgeprägte Gliederung wie derjenige von Unterfranken und Thüringen. Es fehlen die Oolithbänke im unteren Wellenkalk, und von den Terebratelbänken und Schaumkalkbänken ist nur je eine vorhanden, vorausgesetzt, daß man die Grenzschichten als solche gelten läßt. Welcher von diesen Leithorizonten aber auch entwickelt sei, sie zeigen nur ganz geringe Mächtigkeiten gegenüber entsprechenden der benachbarten Faziesgebiete, wie dies im übrigen auch für alle fossilführenden, ja alle reineren Kalkbänke unseres Gebietes zutrifft. Ich glaube dies aus der seichteren und viel strandnäheren Fazies unserer Ablagerungen erklären zu können, aus der sich auch ihr relativ wesentlich geringerer Artenbestand deuten läßt. Von 128 Arten der thüringischen Fazies (47) konnten bei Kronach nur 47 Spezies festgestellt werden.

Die Zusammensetzung des ganzen Wellenkalkes gestaltet sich nach dem bisherigen, wie folgt:

Hangendes: Orbicularis-Schichten.

Grenzschichten	0,80 – 0,90 m
Oberer Hauptwellenkalk	5,20— 5,30 m
Encrinus-Lager	1,10 – 1,20 m
Gestauchter, mittlerer Hauptwellenkalk	13,00—13,50 m
Unterer mergeliger Hauptwellenkalk	12,00 m
Haupt-Coenothyris-(Terebratel-)Lager	1,60 m
Knollenmergel	10,00 m
Obere Dentalienbank	0,70 m
Pentacrinus-Dentalien-Schichten	17,00 m
Basalschichten	4,50 m
Wellendolomit	15,00 m

Liegendes: Röt.

Der Hauptwellenkalk bildet, wie gesagt, die Kante und den Steilhang unterhalb der Anhydritterrasse, ist aber nur an wenigen Stellen in Wasserrissen so günstig aufgeschlossen, als dies zur Untersuchung seines Schichtenaufbaus erforderlich ist. Ein im Frühjahr 1921 neu angelegter Steinbruch bei Dörfles zur Gewinnung von Brennkalk, wozu sich dieser Kalk, von wenigen Schichten abgesehen, seines großen Tongehaltes halber natürlich gar nicht eignet, lieferte einen, den ganzen oberen Hauptwellenkalk einschließlich seiner unteren (Encrinus-Lager) und oberen Grenzschichten (konglomeratisch-oolithisch-glaukonitische Grenzschichten) umfassenden Aufschluß. Der mittlere Hauptwellenkalk (Staukalk) ist am hinteren Raben-

stein allerdings nicht bequem zugänglich, an der Ebertsmühle unweit Unterrodach dagegen tadellos aufgeschlossen. Schlecht dagegen steht es mit den Aufschlüssen im unteren, mergeligen Hauptwellenkalk, der, leichter verwitternd, eine unbedeutende Terrasse über dem Haupt-Coenothyris-Lager bildet, daher nur an wenigen Stellen unter dem Gehängeschutt heraustritt. Das von Prof. KRUMBECK entdeckte Encrinuslager bietet an verschiedenen Stellen meines Gebietes eine ganze Anzahl sehr guter Aufschlüsse.

Einzelprofile.

Profil im Hohlweg von Zeyern auf den Rabenstein.

Hangendes: Orbicularis-Schichten.

Konglomerat. etc. Grenzsichten.

1. Schwach konglomeratischer, frisch blaugrauer, angewittert rötlicher Kalk (Stylolithenplatte) 0,05 m
2. Mergelig-kalkiges Zwischenmittel 0,05 m
3. Rötliche, konglomeratische, ockerigspätige, schwach glaukonitische, fossilführende Kalkplatte 0,20 m
4. Wellige Kalkmergel 0,20 m
5. Fossilfreie, dichte, graue Kalkplatte 0,03—0,04 m
6. Übergangsplatte zur Glaukonitbank mit *Lima radiata* und *Gerv. subglobosa* 0,02 m
7. Glaukonitreiche Kalkplatte, zum Teil konglomeratisch 0,10—0,15 m
8. Grobkonglomeratischer, glaukonitischer Kalk 0,05 m
9. Konglomeratischer Kalk, teils schwach, teils stark glaukonitisch 0,15 m

Oberer Hauptwellenkalk.

Darunter folgten dünngeschichtete, flaserige, bröckliche Wellenkalk, die ca. 2 m unter der Unterkante der Grenzsichten eine 3—4 cm dicke, hellgraue, feinkristalline Kalkplatte mit massenhaften kleinen Steinkernen eines verkümmerten Zweischalers, vermutlich *Gervilleia subglobosa*, enthält.

Liegendes nicht aufgeschlossen.

Profil im neuen Kalkbruch am Kreuzberg bei Dörfles.

Hangendes:

Konglomerat. etc. Grenzsichten.

- Bräunlichgraue Orbicularis-Mergel aufgeschlossen ca. 1,00 m
1. Zwei feinkristalline, blaugraue bis rötliche Kalkbänke in bräunlichgrauem Mergel 0,20 m
2. Feinkristalliner, frisch blaugrauer, verwittert rötlicher, konglomeratischer Kalk 0,20 m
3. Linsen feinkristallinen Kalkes in gelbgrauen Mergeln 0,15 m
4. Mergel bis mergeliger Kalk 0,15 m
5. Konglomeratische Kalkbank 0,15 m

Oberer Hauptwellenkalk.

6. Bröcklicher, flaseriger Wellenkalk mit mehreren ebenschichtigen Mergelzwischenlagen 1,80 m
7. Dichter, grauer Kalk, wellig geschichtet, mit drei ebenschichtigen Mergelzwischenlagen 0,35 m
8. Platte dichten, grauen Kalkes mit zahlreichen Steinkernen eines kleinen Zweischalers 0,03—0,05 m

9. Ebenschichtige Kalkmergel, nach oben in dünngeschichteten, bröckligen Wellenkalk übergehend 1,45 m
10. Wellig geschichteter, grauer Kalk mit ebenschichtiger Oberfläche 0,18 m
11. Plattiger, grauer, dichter, sehr flach welliggeschichteter Kalk 0,06—0,07 m
12. Bröcklicher Wellenkalk 0,09 m
13. Ebenlagernde Kalkplatte, Ober- und Unterfläche unregelmäßig . . . 0,02 m
14. Bröcklicher Wellenkalk 0,09 m
15. Dichter, grauer Kalk, unregelmäßig mit Tonbesteg durchzogen . . . 0,17 m
16. Bröcklicher Wellenkalk, konglomeratisch, mit vier ebenschichtigen Mergelzwischenlagen 0,35 m
17. Ebenschichtige Lage von Linsen dichten, grauen Kalkes 0,01 m
18. Bröcklicher, konglomeratischer Wellenkalk mit Kriechspuren 0,18 m
19. Ebene Lage von Linsen dichten, grauen Kalkes, zum Teil aufgearbeitet 0,05—0,10 m
20. Bröcklicher, deutlicher konglomeratischer Wellenkalk mit Kriechspuren 0,25 m
21. Dichter, grauer Kalk, mit unebener Ober- und Unterfläche 0,03—0,05 m
22. Dünngeschichteter, bröcklicher Wellenkalk 0,09 m
23. Ebengeschichteter Kalk, schwach wellige Oberfläche 0,01—0,02 m

Encrinus-Lager.

24. Grobwellig geschichteter Kalk 0,30 m
25. Dichter, grauer Kalk mit Encrinusstielgliedern 0,35—0,40 m
26. Dichter, grauer Kalk in dünnen Bänkchen, mit dünnen, ebenschichtigen Mergelzwischenlagen, Oberfläche flach aufgewöhlt 0,12—0,15 m
27. Dichter, blaugrauer, verwittert rötlicher Kalk mit Bohrröhren, darunter Mergelbesteg 0,03—0,06 m
28. Dichter, grauer Kalk, fast ebenschichtig. Oberfläche flach uneben 0,28—0,30 m
Darunter noch 1,00 m dünngeschichteter, bröcklicher Wellenkalk mit mehreren ebenschichtigen Mergellagen aufgeschlossen.

Encrinus-Lager am Wege von Remschlitz auf Höhe 486.

Hangendes: Dünngeschichteter, flaseriger, bröcklicher, oberster Wellenkalk.

Encrinus-Lager.

1. Harter, flaseriger Wellenkalk 0,10—0,20 m
2. Dünne Mergellage 0,01 m
3. Harter, flaseriger Wellenkalk, zum Teil aus Knollen und Linsen massigen blaugrauen Kalkes (bis 10 cm dick) 0,30 m
4. Dünnes Mergelbänkchen 0,01—0,02 m
5. Gelblichweißer, mergeliger Kalk mit unregelmäßiger Oberfläche 0,08—0,09 m
6. Dichter, massiger, schwach braunfleckiger, grauer Kalk, von oben bis über die Hälfte mit Bohrröhren durchsetzt, die mit dem Mergelkalkmittel der hangenden Schicht erfüllt sind. Ebene Oberfläche 0,25—0,20 m
7. Flaseriger Wellenkalk mit stark aufgerissener Oberfläche 0,10—0,13 m
8. Dünnblättriger, flaseriger, Wellenkalk 0,20 m
9. Harte Bank, flaseriger Wellenkalk 0,65 m
Darunter dünngeschichteter, flaseriger, bröcklicher Wellenkalk, soweit aufgeschlossen.

Profil am Anger bei Unterrodach.

Hangendes: Dünnflaseriger, bröcklicher Wellenkalk.

Encrinus-Lager.

1. Ziemlich ebenschichtiger, schwach geflasierter Kalk 0,15 m
 2. Grobflaseriger Wellenkalk 0,35 m
 3. Dünne Mergellage 0,01 m
 4. Dichter, grauer, massiger Kalk schwach geflasert 0,10 m
 5. Mergellage 0,01 m
 6. Schwach geflasierter, mergeliger Kalk 0,18—0,20 m
 7. Dünnblättrige Mergellage 0,01—0,03 m
 8. Hellgraue Kalkmergel, blättrig bis plattig, ebenschichtig 0,15—0,20 m
 9. Massiger, rötlich-lichtgrauer, harter, teilweise konglomeratischer Kalk, feinkristallin mit großen Encrinusstielgliedern und Fossilien; mit wenig Mergelbesteg 0,17 m
- Unten folgt dünngeschichteter, bröcklicher Wellenkalk.

Profil an der Ebertsmühle.

Hangendes: Dünnflaseriger Wellenkalk.

Encrinus-Lager.

1. Hellgrauer, feinkristalliner, flach wellig begrenzter Kalk 0,05 m
2. Harte Bank von hellgrauem, feinkristallinem Kalk mit schwachen, vereinzelt, nicht durchgreifenden Schichtfugen und mit Encrinusstielgliedern, *Pecten discites* und *P. laevigatus*. Knollige Ober- und Unterfläche. Auf den Schichtfugen kleine Mergelputzen. Mehrere ebene Lagen von Schalen und Schalenresten. Auf der Unterfläche stengel- oder kriechspurartige Gebilde, zum Teil kavernös (feine Poren, die mit einem gelblichweißen Pulver gefüllt sind) 0,25 m
3. Fast ebenschichtiger, dünnplattiger, mergeliger Kalk. Auf der Dachfläche der untersten Platte fünfeckige und runde Encrinusstielglieder; *Pecten discites* und unbestimmbare Schalenreste 0,15 m
4. Frisch bläulichgrauer, dichter, grobknolliger bis massiger Kalk, von oben mit Bohrröhren durchsetzt, zum Teil konglomeratisch; oben ziemlich eben begrenzt 0,20 m
5. Fast ebenschichtiger, dünnplattiger, mergeliger Kalk. Oberste Lage mit durchgreifender Stylolithenbildung und bis 5 cm tief unregelmäßig aufgerissen 0,15—0,17 m
6. Harter, grobflaseriger Wellenkalk 0,55—0,60 m

Gestauchter Hauptwellenkalk.

7. Teils dünngeschichteter, flaseriger, bröcklicher Wellenkalk, teils grobknollig oder konglomeratisch. Einzelne Lagen lokal plattig; lokal auch stärkere, aber rasch auskeilende Bänke dichten Kalkes 3,00 m
8. Bröcklicher bis plattiger (bis 10 cm dicker) Wellenkalk, zum Teil schwach gestaucht 1,60 m
9. Kalkplatte, lokal knauerig ausgebildet 0,08—0,15 m
10. Teilweise schwach gestauchter, plattiger Kalk. Zwischenlagen auch bröckelig 0,20—0,30 m
11. Dünnplattiger, ebenschichtiger Kalk 0,30 m
12. Oben bröcklicher, unten mehr plattiger, schwach gestauchter Kalk. Platten mit bröcklichen Zwischenlagen 1,80 m

- | | |
|--|--------|
| 13. Ebenschichtig begrenzte Lage wulstiger Kalkplatten mit knollig-mergeligem Zwischenmittel, das herauswitternd die Platte gesimsartig hervortreten läßt. | 1,00 m |
| 14. Unregelmäßiger plattiger Kalk, schwach gestaucht mit teilweise stark welliger Ober- und Unterfläche. | 0,60 m |
| 15. Dünnbröcklicher, zum Teil festgebankter Hauptwellenkalk | 1,20 m |
| 16. Stark gestauchter, plattiger Kalk. Das Gestein der hangenden Schichten ebnet die bis 10 cm tiefen Mulden der Fältchen aus | 0,60 m |
| 17. Schwach gestauchter, dünnplattiger Hauptwellenkalk | 0,60 m |
| 18. Dünnplattig-welliger, kräftig gestauchter Kalk | 0,60 m |
| 19. Knollig-mergelige Schicht | 0,02 m |
| 20. Feste Bank mit dichtem, grauem Kalk mit wulstigen Grenzflächen | 0,22 m |
| 21. Mergel | 0,02 m |

Darunter folgen wulstige, dichtgepackte Kalkplatten mit Mergelzwischenmittel, noch etwa 0,5 m aufgeschlossen, dann Schutt.

Profil am hinteren Rabenstein, obere Wand.

Die Oberkante dieser Wand wird durch das *Encrinus*-Lager gebildet, dessen unterste plattige Bank schon von unten deutlich erkennbar ist. Darunter folgen:

Gestauchter Hauptwellenkalk.

- | | |
|---|-------------|
| 1. Teilweise dünngeschichteter, flaseriger, teilweise wulstiger Kalk | 1,00 m |
| 2. Dünngeschichteter, flaseriger Hauptwellenkalk | 4,00 m |
| 3. Oben plattiger, darunter bald flaseriger, bald wulstiger Hauptwellenkalk | 3,00—3,50 m |
| 4. Das obere und untere Drittel stark mergelig und leicht herauswitternd, die 20 cm starke Mittelpartie wulstigen Kalkes gesimsartig heraus-tretend | 0,60 m |
| 5. Gestauchter, plattiger Hauptwellenkalk mit Mergelzwischenmittel | 1,00 m |
| 6. Oben und unten ebenschichtig gegen die gestauchten Kalke abgegrenzte, knollige bis flaserige Kalke | 1,00 m |
| 7. Gestauchter, flaseriger Hauptwellenkalk | 1,00 m |

Darunter beginnt die Schuttböschung über dem Haupt-*Coenothyris*-Lager, die das Anstehende des unteren mergeligen Teiles des Hauptwellenkalkes verdeckt. Aus diesem Komplex war ein durchgreifendes Profil leider nicht zu beschaffen. Im allgemeinen setzt er sich aus vorwiegend dünngeschichtetem, flaserigem und bröckligem Hauptwellenkalk zusammen, der nach unten mehr und mehr mit eingelagerten, weichen Mergelschichtpaketen wechselt. An charakteristischen Bänken in dieser Folge wurde nur am westlichen Kreuzberg etwa 5,00 m unter der Unterkante des gestauchten Hauptwellenkalkes eine 2,0 m mächtige Folge von fünf Bänken aus dichtem, blau- bis hellgrauem Kalk mit wulstiger Oberfläche in einem Zwischenmittel von weichem Mergel und sehr mergeligem, dünnflaserigem Wellenkalk festgestellt.

Die beste Übersicht über die Gliederung des größten Teiles des Wellenkalkes bietet die große Wand des Rabensteins beim Rabensteiner Wehr, wenn man sich ungefähr in der Mitte zwischen Rodachfluß und Staatsstraße aufstellt.

Die Oberkante der oberen Wand wird, wie bereits bemerkt, vom *Encrinus*-Lager gebildet, dessen Gegend vom Fuße des Berges aus deutlich an einer plattigen

Kalkbank zu erkennen ist. Die darunter befindliche Steilwand bis zur oberen Grenze der Schutthalde über dem unteren Steilhang umfaßt den „gestauchten Hauptwellenkalk“. Die Halde selbst den unteren mergeligen Teil des Hauptwellenkalkes. Die Oberkante der unteren Wand bildet das Haupt-Coenothyris-Lager, speziell die Haupt-Coenothyris-(Terebratel-)Bank. Unter ihr folgen zunächst die „Knollenmergel“ bis zur „oberen Dentalienbank“, deren Fossilbänkchen hier aber nicht entwickelt ist; darunter die Pentacrinus-Dentalien-Schichten, deren Liegendkomplex samt den Basalschichten am Wehr der Wöhrleinsmühle bis auf die untere Hälfte der Basalbank aufgeschlossen sind.

Anhydritgruppe samt Orbicularisschichten (ca. 30,0 m).

Über dem Wellenkalk breitet sich die Terrasse der Orbicularis-Schichten und der Anhydritgruppe aus. Ich habe diese beiden Schichtkomplexe zusammengefaßt, teils weil sie genetisch wie morphologisch zusammengehören und auch petrographisch gegenüber dem Unteren und Oberen Muschelkalk eine Sonderstellung einnehmen, teils weil es unmöglich ist, eine Grenze, und sei sie noch so schwach begründet, zwischen ihnen zu ziehen.

Die Orbicularis-Schichten (ca. 8—10 m).

Sie setzen über dem Hauptwellenkalk mit gelbgrauen, mehr oder weniger bituminösen, ebengeschichteten, bald dickere, bald dünnere Platten bildenden, bald ganz dünnblättrigen und besonders stark bituminösen Mergeln ein. Nach oben werden diese Mergel allmählich fester und dickplattiger und gehen so ohne auffallende Faziesänderung in die ähnlichen oder gleichen der Anhydritgruppe über. Doch fehlt es gerade in dieser Zone vollständig an brauchbaren Aufschlüssen, so daß man ganz auf den Gehängeschutt angewiesen ist. Die Orbicularis-Mergel führen etwa 4 m über ihrer Liegendgrenze eine auffallende, 10—12 cm mächtige Platte grauen, zumeist fossilreichen und dann teilweise stark ockerigen Kalkes, in der sich stellenweise entweder die ganze Bank oder Teile derselben quer durchsetzende Partien von ineinander verschlungenen, zum Teil sich verzweigenden Bildungen finden, die fast an Korallenstöckchen erinnern könnten. Außerdem führt diese Bank, auch nur lokal, eine individuenreiche, aber nicht näher bestimmbare, offenbar aus Vertretern nur einer Muschelart bestehende Fauna.

Der Bitumengehalt ist in den Mergeln allgemein verbreitet und, wie schon erwähnt, sehr wechselnd, am stärksten in den dünnblättrigen Mergeln (Papierschiefern). GÜMBEL spricht von Bitumenführung nur einmal bei gewissen Stinkkalkbänken von Gumpersdorf (22. 514 ff.).

Die Fossilführung der Mergel und Mergelkalkplatten beschränkt sich mit wenigen Ausnahmen auf *Myophoria orbicularis*, die nur in mangelhaften Steinkernen anzutreffen ist. Abgesehen von einzelnen Lagen, in denen diese dicht gedrängt liegen, findet sie sich nur vereinzelt. Im oberen Teil der Orbicularis-Schichten scheinen überhaupt keine Fossilien vorzukommen. An sonstigen Versteinerungen habe ich nur in den alleruntersten Schichten gewissermaßen als Nachklänge der Wellenkalkfauna hie und da eine *Myophoria vulgaris*, *Gervilleia subglobosa*, *Anoplophora fassaënsis* oder *Gervilleia* sp. gesehen.

Der petrographische Fazieswechsel vom Wellenkalk zu den Orbicularis-Schichten, der bei Kronach scharf an die Grenzschichten des Hauptwellenkalkes gebunden

ist, verschiebt sich nach Südosten ein wenig nach oben, so bei Fischbach-Tauschendorf und bei Gumpersdorf.

Der einzige brauchbare Aufschluß in meinem Gebiet findet sich in dem Hohlwege von Zeyern auf den Rabenstein; andere Vorkommen im südöstlichen Nachbargebiet in der von Höfles nach der Platte „altes Schloß“ hinaufziehenden Erosionsschlucht und in einer kleinen solchen Schlucht östlich Tauschendorf.

Anhydritgruppe (ca. 21—18 m).

Eine Folge von geschichteten, dick- und dünnplattigen Mergeln oder Mergelkalken und -dolomiten in der Mitte mit massivem Zellenkalk ist die Anhydritgruppe im Hangenden gegen den Hornsteinkalk scharf abgegrenzt, geht aber im Liegenden, wie gesagt, ohne Fazieswechsel in die Orbicularismergel über. Ob der Zellenkalk in zwei Horizonten, durch Mergelschiefer oder dergleichen getrennt, auftritt, wie in Unterfranken, ließ sich hier mangels geeigneter Aufschlüsse nicht feststellen. Über dem Zellenkalk folgt, wie in seinem Liegenden, schmutzig grauer Kalkmergel, weiter oben grauer Mergel mit Platten von bläulichgrauem, mergeligem Kalk und mit Annäherung an den Hornsteinkalk wird der Mergel mehr gelbgrau, dünnblättriger und weicher. Wie die Orbicularis-Schichten zeigen auch die Gesteine der Anhydritgruppe durchweg ebene Schichtung mit Ausnahme des massigen Zellenkalkhorizontes.

Der Zellenkalk zeigt eine sehr mannigfaltige Ausbildung. Bald besteht er nur aus den gleichmäßig dünnen oder unregelmäßig dicken, richtungslos angeordneten Zellwänden, deren Zwischenräume, unterschiedlich an Größe und Form (vorwiegend eckig, immer unregelmäßig), zum Teil leer, zum Teil mit kalkig-mergeliger Gesteinsmasse erfüllt sind; bald zeigen die Zellwände in einer Richtung, jedenfalls der der Schichtung entsprechenden, deutliche Parallelorientierung („geschichteter Zellenkalk“); bald ist der mergelige Kalk mit fast stets eckigen Hohlräumen durchsetzt, die keinerlei Verbindung miteinander haben und weder Zellwände noch erkennbare, das Gestein durchsetzende Spalten und Spältchen aufweisen. An frischeren Stücken findet man nun diese Hohlräume zuweilen noch mit leicht zerfallender, erdiger Masse erfüllt, zuweilen sogar noch die ganze ursprüngliche Füllmasse der Hohlräume, die sich deutlich durch Farbe und porösere Beschaffenheit von dem übrigen Gestein unterscheidet. Der unmittelbare Eindruck beim Anblick dieser Stücke ist der, daß die Hohlräume eine leichter lösliche Substanz enthalten hätten, die einem allmählichen Auslaugungsvorgang verfiel. Auch diese Hohlräume wechseln in allen Größen. Besonders zu betonen ist, daß die mitunter noch mit etwas lockerem Material erfüllten Räume nicht etwa nachträglich zu dieser Ausfüllung gekommen sein können, denn sie sind rings von fester Gesteinsmasse umschlossen, wie ich durch Anschlagen zahlreicher Stücke feststellen konnte. Hervorheben möchte ich ferner, daß solche zellige Partien, in kleineren oder größeren Ausmaßen, mit oder ohne Füllmasse und in meist fluidaler Anordnung ringsum von unverändertem Kalk umgeben sind, der auch nicht die geringste Spur von Zellbildung zeigt, so daß die Hohlräume tatsächlich nur durch Diffusion ihren leichter löslichen Inhalt abgegeben haben können. Auf dem Rabenstein zeigen sich im Zellenkalkhorizont Ockerkalke von radialstrahligen, braungefärbten Kalzitkrusten überzogen.

Auf der Schichtfläche einer Kalkplatte in den Anhydritschichten wurden eigentümliche, regelmäßige Zeichnungen gefunden, die das Aussehen haben, als wenn die ursprüngliche, jedenfalls nicht ganz homogene Schlamm Masse in schon

zähflüssigem Zustande, in Fluß geraten wäre, doch nicht genügend, um eine vollständige Mischung ihrer Teile zu bewirken, so daß spätere Lösungswirkungen des zirkulierenden Wassers infolge der unterschiedlichen Löslichkeit dieser Teile die Fluidalstruktur sichtbar machen konnten.

An Fossilien wurden nur Knochenreste gefunden, die nicht näher bestimmbar sind. Sie gehören wahrscheinlich dem Genus *Nothosaurus* an.

Soweit die stratigraphische Zusammensetzung der Anhydritgruppe ermittelt werden konnte, reicht sie zu einer genaueren faziellen Gegenüberstellung mit der thüringischen und unterfränkischen Nachbarfazies nicht aus. Salzlager, wie sie in Thüringen vorkommen, fehlen zum mindesten heute bei Kronach. Die ganze Kronacher Anhydritgruppe läßt sich in drei annähernd gleiche Teile zerlegen, von denen der mittlere, ca 6—7 m dicke Komplex aus Zellenkalk besteht.

Die Einzelprofile, welche ich mit denen des Unteren Hauptmuschelkalkes anführen werde, zeigen im allgemeinen folgende Zusammensetzung (Normalprofil):

Oben hellgelbe, nach unten grau werdende Mergel und Mergelkalke, mit unten zahlreicher werdenden Kalkplatten; durchweg ebenschichtig, ca.	6,0 m
Zellenkalk ca.	7,0 m
Schmutziggraue, bituminöse Mergel und Mergelkalke ca.	7,00—9,0 m
Schmutziggraugelbe Mergel und Mergelkalke, bituminös ca.	6,00—4,0 m
Fossilführende Kalkbank, ockerig.	0,10—0,12 m
Plattig-schiefrige, schmutziggraue und fossilführende Mergel und Mergelkalke ca.	4,00 m
	<hr/>
	im ganzen ca. 30,00 m

Hauptmuschelkalk.

Untere Übergangsschichten (ca. 8,00 m).

In Unterfranken verdanken wir REIS (36. 30) die Feststellung, daß der Hornsteinkalk, in dem dieser Forscher dort sogar noch einen schwachen Zellenkalk-Horizont gefunden hat, petrographisch der Fazies des mittleren Muschelkalkes entspricht und eigentlich diesem zuzurechnen wäre. Dieser lithologische Anklang an die Anhydritgruppe trifft auch für den Kronacher untersten Hauptmuschelkalk zu, wenn auch nicht in dem Maße wie in Unterfranken. Bei uns setzt mit dem Hornsteinkalk unverkennbar ein Fazieswechsel ein, der allmählich zu den Schichten des Hauptmuschelkalkes überleitet. Zudem ist der Hornsteinkalk ein lithologisch deutlich ausgeprägter, weit verbreiteter Grenzhorizont von leitendem Charakter, der sich, wenigstens bei Kronach, wohl nach unten, nicht aber nach oben scharf abgrenzen läßt, also zum Hauptmuschelkalk gehört. Es ist ein stark mergeliger Kalk, der nach oben ganz allmählich und ohne Farbänderung in die Transversa-Mergel (Untere Myophorien-Schichten Unterfrankens) und dann unter Farbwechsel in die Liegendmergel des glaukonitischen Oolithkalkes und in diesen selbst übergeht. Über dem Oolithkalk folgen helle, gelblich-graue Mergel im Wechsel mit fossilfreien und fossilführenden Kalkbänken, die faunistisch bereits den Stempel der Hauptmuschelkalkfauna tragen. In der Haupt-*Encrinus*-Bank, mit der diese Schichten abschließen, zeigt sich diese Fauna in typischer Entwicklung. Das ist der Grund, warum ich diesen Komplex unter der Bezeichnung „Untere Übergangsschichten“ an der Basis des Hauptmuschelkalkes belassen habe.

Der Hornsteinkalk (0,02—1,00 m) wechselt stark in der Mächtigkeit. Bald ist er bis 1,00 m dick und aus mehreren Platten zusammengesetzt, deren unterste in der Regel die Hornsteinausscheidungen birgt, bald werden die oberen Platten ganz durch Mergel ersetzt und die eigentliche hornsteinführende Bank schrumpft bis auf 2 cm (im Graben bei Höfles) zusammen. Farbe und petrographischer Charakter, ebenso auch der starke Bitumengehalt dieses schmutziggelbgrauen, mergeligen Gesteins bleiben sich durch das ganze Gebiet unverändert gleich. Die in frischem Zustand vorwiegend rötlichen, aber meist hellverwitterten und durch kleine Fossilreste nicht selten pseudoolithischen Hornsteinausscheidungen bestehen bald, wie im Kehlgraben, aus einer, bei Dörfles aber aus zwei Lagen von Hornsteinlinsen oder aus Hornsteinbänkchen, welch' letztere anscheinend auf längere Strecken aushalten können. An wenigen Stellen, wie auf dem Rabenstein und beim Letzenhof wurde er, am ersteren Ort besonders stark glaukonit- und oolithhaltig gefunden. An deutlich erkennbaren Fossilien wurde nur ein Wirbeltierzahn gefunden. Die älteste bestimmbar Muschelfauna des Hauptmuschelkalkes findet sich erst in den hangenden Transversa-Mergeln.

Die Transversa-Mergel (2,50—3,00 m).

Von tiefgrauer Farbe und starkem Bitumengehalt unterscheiden sich diese unregelmäßig aufblätternen Mergel lithologisch hauptsächlich nur durch ihren geringeren Kalkgehalt und den Mangel an Kieselerde-Konkretionen vom Hornsteinkalk. Ihre auf die unterste Hälfte beschränkte Fossilführung zeigt folgende Formen:

Myophoria transversa BORN. (zahlreich in meist schönen Exemplaren). — *Anopliphora* cf. *Münsteri* WISSM. (massenhaft). — *Gervilleia* sp. cf. *costata* v. SCHL. (nur lokal zahlreiche, plattgedrückte Exemplare, die offenbar von ganz dünnchaligen Tieren herrühren). — *Ostrea ostracina* v. SEEB. (sehr selten).

Der glaukonitische Oolithkalk (1,50—2,20 m) ist gekennzeichnet durch hellgraue, dichte, meist oolithische Beschaffenheit und einen sehr unterschiedlichen Glaukonitgehalt. Am glaukonitreichsten ist in der Regel eine im mittleren Teil auftretende harte, massige Kalkbank, eingelagert in knollig anwitternde Bänke desselben Kalkes. Diese Hauptbank ist sehr verschiedenmächtig: stellenweise nur 20 cm dick, kann sie lokal auf über 1,00 m anschwellen, wobei die Mächtigkeit der sie einschließenden, wulstig anwitternden Kalke entsprechend verringert wird, so daß der ganze Komplex gleichwohl eine ziemlich konstante Mächtigkeit besitzt.

An Fossilien ist er sehr arm und selbst die wenig vorgefundenen Arten verteilen sich auf verschiedene Lokalitäten.

Myophoria (simplex)-vulgaris v. SCHL. sp. — *Ostrea spondyloides* GOLDF. sp. (Jugendform). — *Ostrea ostracina* (v. SCHL.) v. SEEB. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Monotis Albertii* (GOLDF.) PHIL. sp. — *Pleuromya musculoides* v. SCHL. sp. — cf. *Mytilus eduliformis* BR. — *Gervilleia* sp. — *Gastropode* sp. ind. (selten).

In den Liegendschichten fand sich eine dünne Mergelkalkplatte mit zahlreichen *Serpula valvata* GOLDF. sp.

Dieser Oolithkalk wird schon von Alters her in zahlreichen Brüchen zu Bau- und Brennzwecken abgebaut und bietet wegen seiner großen Widerstandsfähigkeit auch in Wasserrissen gute Aufschlüsse, die sich oft über den ganzen Komplex der „Unteren Übergangsschichten“, einschließlich der obersten Anhydritgruppe erstrecken.

Wulstkalke (ca. 3,00 m). Die Schichten über dem Oolithkalk bis zur Haupt-Encrinusbank, ein Wechsel von Mergeln mit auf der Unterfläche wulstigen, grauen,

dichten, fossilfreien Kalkplatten, enthalten in der Mitte etwa zwei fossilführende Kalkbänke, aus deren Schalenresten sich nur: *Monotis Albertii* (GOLDF.) PHIL. sp. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. sp. — cf. *Mytilus eduliformis* BR. erkennen lassen.

In den Mergeln fand sich *Pleuromya* cf. *ventricosa* v. SCHL. sp.

Die Kalke führen außerdem noch Fischschuppen.

Mit diesen Schichten finden die Übergangsschichten ihren Abschluß. Die Haupt-Encrinusbank selbst rechne ich zu dem hangenden Schichtkomplex, mit dem zusammen sie beschrieben werden soll.

Die Übergangsschichten setzen sich also zusammen aus:

Wulstkalke	3,00—3,00 m
Glaukonitischer Oolithkalk	1,50—2,20 „
Transversamergel	2,50—3,00 „
Hornsteinkalk	1,00—0,02 „
	<hr/>
	zusammen 8,00 - 8,22 m

Mit der unterfränkischen und thüringischen Fazies haben diese Kronacher Schichten vor allem den Charakter als Übergangsbildungen gemeinsam; ebenso das Vorkommen des Hornsteinkalkes und der darüberfolgenden, von den Gesteinen des Hauptmuschelkalkes petrographisch abweichenden Mergel und Mergelkalke; ferner *Myophoria transversa*, die in allen drei Faziesgebieten überall nur im untersten Hauptmuschelkalk vorkommt, und schließlich die Einlagerung von Oolithkalk. Doch stimmt die Aufeinanderfolge dieser Schichten untereinander und zur Hauptencrinusbank nicht überall ganz, zum Teil sogar grundsätzlich nicht überein, soweit dies aus der Literatur zu ersehen ist.

Ehe ich nun zur Wiedergabe der Lokalprofile dieser und der Anhydritgruppe übergehe, möchte ich die Aufmerksamkeit noch auf eine auffallende Tatsache lenken, die, wie mir scheint, nicht ganz bedeutungslos ist. Sowohl die untersten Hauptmuschelkalk- wie die Orbicularisschichten sind beides Übergangsbildungen und zwar diese vom Wellenkalk zur Anhydritgruppe, jene von der Anhydritgruppe zum Hauptmuschelkalk. Beiden ist gemeinsam ein relativ starker Bitumengehalt (der auch die meisten Gesteine der Anhydritgruppe auszeichnet), beide schließen gegen die unter den normalen Verhältnissen des Muschelkalkmeeres entstandenen Bildungen, also im Liegenden den Hauptwellenkalk, im Hangenden den echten Hauptmuschelkalk in unserem Gebiet mit einem glaukonitreichen, oolithisch-oidischen Kalkkomplex ab.

Einzelprofile (Untere Übergangsschichten und Anhydritgruppe).

Die Übergangsschichten und ihr Liegendkomplex lassen sich am eingehendsten im Kehlgraben, beim Letzenhof, im Graben bei Höfles und an der Straße von Fischbach nach Seibelsdorf untersuchen. Teilprofile im Oolithkalk und seinen Begleitschichten finden sich allerorten im Gebiet: eine lange Reihe alter Steinbrüche am Kreuzberg, die sich an der ganzen West- und Nordwestkante hinzieht und der Überlieferung nach den Schweden als Schanze bei der Belagerung von Kronach gedient haben soll (?); sodann ältere und neuere Steinbrüche auf dem Oberrodacherberg und namentlich neue Aufbrüche auf Höhe 486 und am Weinberg.

Profil im Kehlgraben.

Hangendes: Haupt-Encrinusbank.

Zwei Kalkplatten aus grauem Kalk mit großen Stielgliedern von *Encrinus liliformis*, zahlreichen *Coenothyris vulgaris*, *Lima striata*, *Pecten discites* und anderen Fossilien 0,25 m

Untere Übergangs-Schichten.

1. Graue, schiefrige Mergel 1,00 m
2. Hellgrauer, dichter Kalk mit Schalenresten 0,12 m
3. Graue Mergel 0,10 m
4. Fossilführende Kalkplatte, wie die obere 0,23 m
5. Graue Mergel mit 3—4 cm starken, hellgrauen, dichten, in der Mitte schwach kristallinen Kalkplatten mit wulstiger Unterfläche 1,50 m
6. Knauerig-wulstig anwitternder, hellgrauer Kalk mit Schalenresten und Kalzitdrusen 0,80 m
7. Festgebankter, glaukonitischer Oolithkalk 0,40 m
8. Knauerig-herauswitternder, hellgrauer, dichter Kalk mit Schalenresten, nach oben glaukonitisch 0,52 m
9. Grauer, dichter Kalk mit fossilführenden Linsen und Lagen. Unregelmäßige Begrenzungsfläche 0,22 m
10. Weißgelber mergeliger Kalk 0,25 m
11. Schmutzig-gelbgraue Mergel und Mergelkalke mit *Myophoria transversa*, *Anoplophora* cf. *Münsteri* 3,00 m
12. Schmutzig-gelbgrauer Mergelkalk in mehreren Platten, mit einer Lage von Hornsteinlinsen 1,00 m

Anhydrit-Gruppe.

13. Zunächst weißgelbe Mergel mit muscheligen Bruch, nach unten grauer werdend ca. 6,00 m
14. Zellenkalk ca. 6,00 m

Etwa 18 m tiefer im Graben, unterhalb des Stationsweges finden sich die konglomeratischen Grenzschichten zwischen Orbicularisschichten und Hauptwellenkalk. Das dazwischen Liegende ist unter Schutt und Vegetationsdecke nicht eingehender zu beobachten.

Profil im Graben bei Höfles (südöstliches Nachbargebiet).

Hangende Schichten verdeckt.

Untere Übergangs-Schichten.

1. Grauer, kristalliner Kalk mit Schalenresten 0,20 m
2. Graue Mergel mit unten wulstigen Kalkplatten 0,75 m
3. Rötlichgrauer, kristalliner, zum Teil oolithischer Kalkstein 0,20 m
4. Durch Mergellagen in dickwulstige Partien gesonderter, dichter, grauer Kalk mit Schalenresten 0,25 m
5. Dichter, grauer, teilweise oolithischer, fossilführender Kalk mit wenig Glaukonit 0,20 m
6. Knauerig anwitternder, hellgrauer, dichter, glaukonitischer Kalk. Teilweise mit Schalenresten 0,50 m
7. Dichter, hellgrauer, oberflächlich weiß angewitterter Kalk, oben knollig, unten dünn wellig geschichtet. Wenig Glaukonit. 0,22 m
8. Grauer bis graugelber, mergeliger Kalk 0,20 m

9. Hell graugelber, mergeliger, spröder Kalk. Prismatisch zerfallend. 0,30 m
 10. Graugelbe bis graue, verschieden stark bituminöse Mergel und Mergelkalke.
 Untere Hälfte mit *Myophoria transversa* 3,50 m
 11. Dünnes, schmutziggraues, mergeliges Kalkbänkchen mit flachen Hornstein-
 linsen 0,02 m

Anhydritgruppe.

12. Zunächst dünnplattige bis blätterige Mergel, gelb bis grau, mit nach unten
 häufiger und fester werdenden Mergelkalkbänkchen 3,30 m
 13. Stahl- bis schmutziggelbgrauer, mergeliger, bituminöser Kalk . . . 1,00 m
 Liegendes verhüllt.

Profil an der Straße von Fischbach nach Seibelsdorf
 (südöstliches Nachbargebiet).

Hangendes: Glaukonitischer Oolithkalk.

Untere Übergangs-Schichten.

1. Gelber, mergeliger Kalk 0,50 m
 2. Dichter mergeliger, verwittert schiefrig aufblättrnder Kalk, oben gelb,
 unten schmutziggrau und bituminös 1,00 m
 3. Schmutziggraue bis graugelbe Kalkmergel mit *Myophoria transversa* und
Anoplophora Münsteri. Sonst wie die oberen 1,20 m
 4. Schmutziggrauer Kalk in 10 cm starken Platten mit Mergelzwischenbesteg.
 Bituminös 0,40 m
 5. Kalkmergel, schmutziggrau, bituminös 0,10 m
 6. Schmutziggelbgrauer, bituminöser Kalk mit Hornsteinlinsen 0,20 m

Anhydritgruppe.

7. Schmutziggelbe bis -graue Mergel und Mergelkalke mit stark muscheligen
 Bruch 1,00 m
 Liegendes nicht aufgeschlossen.

Profil beim Letzenhof.

Hangendes:

Untere Übergangs-Schichten.

1. Glaukonitischer Oolithkalk 1,50 m
 2. Transversa-Mergel 2,50 m
 3. Hornsteinkalk mit einem Hornsteinbänkchen 0,80 m

Anhydritgruppe.

4. Lichtgraue, teilweise dünnblättrige, teilweise plattige Mergel . . . 1,45 m
 5. Oben lichtgrauer, in der Mitte grauer, unten gelber, mergeliger Kalk 3,60 m
 6. Gelbgrauer, zuckerkörniger Dolomit 0,80 m
 7. Schutt 0,90 m

Dann folgt im Schutt Zellenkalk mit großen eckigen Zellräumen und darin
 einem weißen, mehligen Gesteinspulver, wahrscheinlich Lösungsrückständen.

Mittlerer Hauptmuschelkalk.

Die Schichten des mittleren Hauptmuschelkalkes von der Haupt-Encrinusbank
 bis zu den Semipartitus-Schichten [die Haupt-Terebratel-Bank G. WAGNERS (46. 178)
 als Grenzschicht] werden in der thüringischen und unterfränkischen Literatur sehr
 verschieden gegliedert und benannt. Doch haben diese verschiedenen Bezeichnungen
 im allgemeinen nur lokalstratigraphischen Wert.

Eine in ihren Grundzügen für alle Faziesgebiete gleicherweise brauchbare Gliederung hat erst BECKENKAMP (4) auf Grund der Ceratiten des Hauptmuschelkalkes gegeben. Nur hat sie, wenigstens für das Gebiet von Kronach, den Nachteil, daß hier Ceratiten, namentlich die jüngeren Typen (*Cer. spinosus-nodosus*), recht selten sind und die jüngsten Vertreter (*Cer. dorsoplanus*, *C. intermedius* und *C. semipartitus*) gänzlich fehlen. Auch bin ich, wie aus dem Folgenden ersichtlich ist, für die untere Hälfte des Hauptmuschelkalkes zu einer anderen Einteilung gezwungen, als sie BECKENKAMP für den Würzburger Hauptmuschelkalk angenommen hat.

Unter der Cycloides-Bank, bzw. über ihrem wahrscheinlichen stratigraphischen Horizont, habe ich bei Kronach keinen *Ceratites nodosus* BRUG. gefunden, es ist auch allem Anschein nach keiner da. Die Gegend der Cycloides-Bank beherrscht *Cer. spinosus* PHIL. und seine nächsten Verwandten, *Cer. postspinosus* RIEDEL und selbst noch *Cer. evolutus* PHIL. *Cer. nodosus* tritt erst beträchtlich über dem Cycloides-Horizont auf. Die Schichten über diesem sind daher in Übereinstimmung mit BECKENKAMP als Nodosen-Schichten aufgefaßt worden. Über die Obergrenze dieser später mehr.

Unter der Cycloides-Bank herrscht zunächst *Cer. evolutus* PHIL. neben den spinosen Typen, tritt aber nach unten gegen *Cer. compressus* SANDB. zurück. Dieser bildet auch bei uns unter den älteren Ceratiten den stratigraphisch wichtigsten Typus. Da er den Höhepunkt seiner Entwicklung allem Anschein nach ungefähr um die Bildungszeit der Spiriferinen-Bank hatte, von wo er nach oben in *Cer. evolutus* PHIL., nach unten in *Cer. pulcher* RIEDEL übergeht, so bezeichne ich den ganzen Komplex zwischen Cycloides-Bank und Haupt-Encrinusbank als Compressus-Schichten und gliedere diese wieder in zwei Teile: „Obere Compressus-Schichten“ von der Cycloides- bis zur Spiriferinen-Bank, „Untere Compressus-Schichten“ von dieser bis zur Haupt-Encrinusbank.

Die Schichten, die ich hier als „Obere Compressus-Schichten“ bezeichnet habe, benannte BECKENKAMP (4) „Schichten des *Cer. spinosus*“. Ich glaube von dieser Bezeichnung deshalb abweichen zu müssen, weil im Kronacher Gebiet, nach meinen spärlichen Funden zu urteilen, der Höhepunkt der Entwicklung des *Cer. spinosus* bereits über der Cycloides-Bank liegt, und er nur wenig unter diese (bis zu meinen „Oberen Coenothyris-Schichten“) herunterreicht.

Die Untergrenze der Compressus-Schichten mußte ebenfalls anders gelegt werden, weil die in Unterfranken als Grenze gewählte sogen. „Feste Bank“ bei Kronach fehlt, auch eine sonst brauchbare Leitbank in den schlecht aufgeschlossenen Schichten zwischen Spiriferinen- und Haupt-Encrinusbank nicht vorhanden ist, schließlich auch weil die Möglichkeit des Auftretens von Ceratiten theoretisch bis auf die Haupt-Encrinusbank herunter angenommen werden darf. Aus einer soeben nach Abschluß meiner Abhandlung erschienenen Arbeit (40. 629) ersehe ich, daß auch O. SCHLAGINTWEIT bei Würzburg die Haupt-Encrinusbank als Untergrenze der Compressus-Schichten gewählt hat: „Übrigens ist die Dreiteilung des Hauptmuschelkalkes eine mißliche Sache. Besonders ist die „Dicke Bank“ keineswegs eine gute Leitbank und nicht geeignet zu einer Trennung von unterem und mittlerem Hauptmuschelkalk“ (40. 621).

Faunistisches.

Für das Auftreten des *Cer. compressus* SANDB. scheint bei uns, wie schon betont, die Spiriferinen-Bank gewissermaßen die Mittellage zu bilden. Er findet sich darüber, darin und darunter. Der untere Teil der unteren Compressus-Schichten bildet das Entwicklungsgebiet der *Robustus-pulcher-primitivus*-Reihe und der an

diese nach RIEDEL (37. 70) sich anlehnenden Formen, von denen bei uns jedoch nur eine dem *Cer. pulcher* RIEDEL gleichzustellende Form vertreten scheint. Im oberen Teil treten nach und nach die jüngeren Muschelkalkceratiten auf, die bei uns durch Formen aus den Gruppen des *Cer. evolutus*, *spinosus*, *postspinosus* und *nodosus* vertreten sind. Von ihnen geht *Cer. evolutus* bis zur Cycloides-Bank, tritt aber schon unter der Spiriferinen-Bank auf. *Cer. spinosus* und *Cer. postspinosus* haben ihr Lager in der Gegend der Cycloides-Bank, *Cer. nodosus* und Verwandte liegen darüber.

Die große Variabilität der Muschelkalk-Ceratiten im allgemeinen wie der bei uns vertretenen Formen und das noch heute geltende Fehlen einer erschöpfenden Monographie machen es natürlich sehr schwer, mit voller Sicherheit zu identifizieren. Ich habe es daher in Zweifelsfällen für zweckmäßiger gehalten, mich nicht auf bestimmte Spezies festzulegen, sondern durch Angabe zweier Speziesnamen des RIEDEL'schen Stammbaumes den Spielraum zu begrenzen, in den die fragliche Form einzuordnen ist.

Die übrige Fossilführung im Hauptmuschelkalk beschränkt sich, von wenigen Ausnahmen abgesehen, stets auf die fossilführenden Kalkbänke. In den Mergeln finden sich nur ganz vereinzelt Ceratiten, Pleuromyen und Nautilus. Andere Formen sind darin nicht gefunden worden.

Lithologisches.

Im großen ganzen zeigt der Hauptmuschelkalk außer den unteren und oberen Übergangsschichten folgende Ausbildung.

In mitunter stark tonigen, bräunlich gelben Mergeln, die gegenüber dem Kalk bedeutend vorwiegen, liegen dünne Kalkplatten (oben auch stärkere Kalkbänke) von stets wechselnder Fazies. Vorherrschend sind dünne (3—6 cm), dichte bis feinkristalline, hell- bis dunklergraue, zuweilen bituminöse Kalkplatten, -kuchen oder -linsen, ohne Fossilien. Im Wechsel mit diesen treten fossilführende Kalkplatten auf von sehr verschiedenem Typus:

1. Am häufigsten in Gestalt von Lumachellen aus meist nicht mehr bestimm-
baren, kalzitischen, auch ockrigspätigen und rostigen Schalenresten. Meistens be-
steht der obere, mitunter auch der untere Teil der Platte aus dichtem, grauem,
etwas mergeligem Kalk. In manchen Bänken ist das Gestein vollkommen kristal-
linisch und nur durch Eisenoocker gefärbt (Discites-Schichten).
2. Grauer, dichter bis feinkristalliner Kalkstein in dünnen Platten mit ein-
töniger Fauna, die aber die Dachfläche in meist gut erhaltenen Exemplaren bedeckt
(Gervilleien- und Myophorienplatten).
3. Durch eine oder mehrere Fossilarten charakterisierte, ockrigspätige, teil-
weise auch konglomeratische Kalkbänke mit artenreicher Fauna.
4. Dünne, hell- bis dunkelgraue, dichte bis feinkristalline Kalkplatten, mit-
unter bituminös, bald mehr bald weniger mergelig.

Die Compressus-Schichten führen mehrere faunistisch gut gekennzeichnete
Bänke, während in den Nodosen-Schichten Lumachellen mit kaum mehr bestimm-
baren Schalenresten vorwiegen.

Untere Compressus-Schichten (ca. 25,00 m).

Haupt-Encrinusbank.

An der Basis der Compressus-Schichten liegend, bildet die Haupt-Encrinus-
bank im allgemeinen die Oberkante des südwestlichen und westlichen Steilrandes

des Kreuzberges. Auch an der Höhe 486 findet sie sich auf oder in unmittelbarer Nähe dieser Kante. Ebenso scheint die aus unterem Hauptmuschelkalk bestehende Schichtenfolge am Kapellenhügel auf dem Rabenstein, aus Lesestücken zu folgern, mit dieser Bank nach oben abzuschließen. Petrographisch besteht sie aus grauem oder rötlichem, festem Kalkstein, der mehr oder weniger umkristallisiert ist und viele große Stielglieder von *Encrinus liliiformis* führt; ferner *Coenothyris vulgaris* und zahlreiche andere Fossilien:

Encrinus liliiformis LAM. — *Coenothyris vulgaris* v. SCHLOTH. spec. — *Gervilleia* (*Hoernesia*) *socialis* v. SCHL. sp. — *Gervilleia* (*Hoernesia*) *costata* v. SCHL. sp. — cf. *Mytilus eduliformis* BR. — *Pecten* (*Entolium*) *discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Monotis Albertii* (GF.) PHIL. — *Lima striata* GOLDF. sp. — *Lima costata* (MÜNST.) GOLDF. sp. — *Myophoria vulgaris* v. SCHL. sp. — *Ostrea decemcostata* MÜNST. sp. — *Ostrea spondyloides* (v. SCHL.) GOLDF. sp. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. sp. — *Ostrea Beryx* GIEB. sp. — cf. *Pseudocorbula gregaria* MÜNST. — cf. *Undularia scalata* v. SCHL. — *Ceratites* cf. *pulcher* RIEDEL. — *Serpula serpentina* SCHMID u. SCHLEIDEN.

Die Mächtigkeit der Haupt-Encrinusbank, die in der Regel aus zwei Kalkplatten besteht, schwankt zwischen 20 und 30 cm.

Über der Haupt-Encrinusbank finden sich noch einmal hellgraue Mergel, die den Transversamergeln lithologisch, wie in der eintönigen aber individuenreichen Fauna sehr ähnlich sehen, doch nur schwach bituminös sind. Statt *Myophoria transversa* führen sie die kurze *Myophoria vulgaris*, bei der zwar hinter der Diagonalkante eine Eindrückung vorhanden ist, die Mittelrippe aber fehlt.

Fossilien: *Anoplophora* cf. *Münsteri* WISSM. — *Myophoria vulgaris-simplex* v. SCHL. sp. — *Gervilleia costata* v. SCHL. sp. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. sp.

Etwa 1—2 m über der Haupt-Encrinusbank finden sich die Gervilleienplatten. Sie sind insofern besonders interessant, als die verschiedenen Fundstücke immer nur je eine oder zwei Arten von *Gervilleia* und zwar in durchweg fast gleich großen Individuen aufweisen. So wurden gefunden:

1. Platte mit sehr großer *Gerv. socialis*, deren Individuen eine Durchschnittslänge von 50—55 mm besitzen.

2. Platte mit mittelgroßen *Gerv. socialis* und *subglobosa* in fast gleichem Mengenverhältnis und fast gleichen Größen beider Arten. Mittlere Länge 32 mm.

3. Platte mit massenhaft kleinen *Gerv. socialis* von einheitlicher Größe (15 bis 20 mm) und viel *Gerv. costata* in verschiedenen Größen.

Diese verschiedenen Platten können nun Lokalfazies einer und derselben Bank darstellen, oder auch verschiedenen Bänken angehören. Da offene Aufschlüsse fehlen, läßt sich das nicht endgültig entscheiden, doch spricht der Umstand, daß an jeder Fundstelle immer nur eine dieser Fazies zu finden war, für die erstere Vermutung, daß es sich nur um faunistisch verschiedene Ausbildung ein- und derselben Bank handle. Andere Fossilien finden sich in diesen Platten nicht oder nur sehr selten. Sie bilden mit ihren massenhaften Gervilleien eine ganz charakteristische Erscheinung. Auf der Westseite des Kreuzberges fand sich in ungefähr derselben Höhenlage in einer Kalkplatte, deren Zugehörigkeit zu den Gervilleienplatten nicht zu entscheiden ist:

Lima striata (DESH.) GOLDF. sp. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. sp. und je eine schlecht erhaltene Auster und Schnecke (*Chemnitzia* sp.).

In der Nachbarschaft der Gervilleienplatten findet sich auch eine graue Kalkplatte mit dicht gedrängten *Nucula Goldfussi* v. ALB. und *Nucula elliptica* GOLDF.

Offene Aufschlüsse im unteren Teil der unteren Compressus-Schichten fehlen vollkommen. Über den weniger mächtigen oberen Teil gaben ehemals die jetzt leider verschütteten Aufschlüsse auf dem Kreuzberg Auskunft, die etwa 200 m südöstlich des P. 469 (der Karte) beginnen und sich in südöstlicher Richtung bis nahe an die Kreuzkirche hinüberziehen. Doch gestattet der reichhaltige Abraum wenigstens noch ziemlich gute faunistische und lithologische Studien an dem Material, das den festen Bänken dieser Schichten entstammt. Die nordwestlichen dieser Brüche lieferten die noch Crinoiden-führende Spiriferinen-Bank, nach Südosten zu treten immer ältere Schichten auf, darunter als bemerkenswerteste zwei *Coenothyris* führende Fazies ohne *Encrinus* und ohne *Spiriferina fragilis*.

Untere *Coenothyris*-Schichten.

Die eine Bank besteht fast nur aus kleinen Exemplaren der *Coenothyris vulgaris* in einem mergelig dichten bis feinkristallinen, zuweilen stark ockerigen Kalk. Die massenhaft diese Bank erfüllende *Coenothyris*, von mir (unter Vorbehalt) zu *Var. minor*. MÜNST. gestellt, findet sich auffallenderweise stets nur in einzelnen Klappen. Daneben bestimmte ich *Monotis Albertii*, *Pecten discites*, *Gervilleia* sp., *Natica Gaillardoti*.

Die andere kristallinere Fazies zeigt eine schon mehr an die der Spiriferinen-Bank anklingende Fauna, unter der jedoch *Coenothyris vulgaris* in ausgewachsenen Exemplaren vorwiegt. Ihre Fossilführung besteht aus:

Coenothyris vulgaris v. SCHL. sp. — *Pecten (Camptonectes) laevigatus* v. SCHL. sp. — *Pecten (Entolium) discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Monotis Albertii* (GOLDF.) E. PHIL. sp. — cf. *Mytilus eduliformis* BR. — *Lima striata* (DESH.) GOLDF. sp. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. sp. — *Gervilleia costata* v. SCHL. sp. — *Pseudocorbula gregaria* MÜNST. — *Ostrea complicata* GOLDF. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. sp. — *Dentalium laeve* v. SCHL. sp. — *Ceratites* aus der Gruppe *C. pulcher* RIEDEL, *C. compressus* (SANDB.) E. PHIL., *C. evolutus* E. PHIL. — Seeigelstacheln. — Placodus-Zahn. — Fischechuppen und Zähne.

Außer diesen beiden *Coenothyris* führenden Fazies sind in den genannten Steinbrüchen noch je eine Platte grauen Kalkes mit ziemlich einförmiger Fauna zu finden. In der einen herrscht *Myoph. laevigata*, in der anderen *Myoph. vulgaris* neben vereinzelt anderen Fossilien. Doch ist es auch hier möglich, daß es sich nur um eine Bank mit lokal abweichender Faunistik handelt.

Die Fauna der Compressus-Schichten erreicht ihren Höhepunkt in der mehrere (5—8) Meter darüber folgenden *Encrinus* führenden Spiriferinen-Bank, die früher in den Nordwestbrüchen der Kreuzbergplatte gebrochen wurde. Sie bildet einen guten Werkstein, der wohl wie die Platten der darunter lagernden Schichten, namentlich der *Coenothyris*-Schichten, beim Bau der Kreuzkirche und des Kreuzhofes verwendet worden ist. Soweit sich am Kreuz- und Weinberg sowie an herausgeackerten Blöcken an der Hohen Warte die Mächtigkeit dieser rötlichgelben, harten Kalkbank messen ließ, schwankt sie zwischen 10 und 20 cm. Ihre Fossilführung setzt sich zusammen:

Encrinus liliiiformis LAM. sp. — *Spiriferina fragilis* v. SCHL. sp. — *Coenothyris vulgaris* v. SCHL. sp. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Pecten laevigatus* v. SCHL. sp. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. sp. — *Lima striata* (DESH.) GOLDF. sp. — *Myophoria simplex-vulgaris* v. SCHL. sp. — *Ostrea spondyloides* (v. SCHL.) GOLDF. sp. — *Ostrea spondyloides* (v. SCHL.) GOLDF. (Jugendstadium). — *Ostrea decemcostata* MÜNST. sp. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. sp. — *Ceratites* aus der Gruppe *C. pulcher* RIEDEL, *C. compressus* (SANDB.) E. PHIL., *C. evolutus* E. PHIL. — *Germanonutilus bidorsatus* v. SCHL. — *Dentalium laeve*

v. SCHL. sp. — *Serpula serpentina* SCHMID und SCHLEIDEN. — Stacheln von *Cidaris grandaeva* QUENST. — Knochen von *Nothosaurus* sp. und *Placodus* sp. — Seitenzahn von *Acrodus lateralis* (AG.) JAEKEL. — Fischschuppen.

Die stratigraphische Höhenlage der Spiriferinen-Bank und der beiden unter ihr liegenden Coenothyrisbänke zueinander ist mir längere Zeit unklar gewesen. Die Bank mit der normalen Coenothyris nämlich entspricht in den Lesestücken ihres Ausgehenden ganz den oberen Coenothyris-Bänken, die erst etwa 10 m über der Spiriferinen-Bank auftreten. Nun ist die Lagerung der Schichten am Kreuzberg so, daß es sich nicht bestimmt entscheiden ließ, ob die Schichten der südöstlichen Brüche einen höheren stratischen Horizont als die Spiriferinen-Bank darstellen, oder einen tieferen. Die auf einer Strecke von 500—600 m sich hinziehenden Brüche liegen fast alle auf gleicher Geländehöhe. Der Hauptoolithkalk, welcher am Stirnrand des Kreuzberges gegen Kronach zu sehr gut aufgeschlossen ist, zieht sich aber nach der Kreuzkirche zu deutlich in die Höhe. Und zwar vom Kreuzbergweg (nach Unterrodach) bis zur Kreuzkirche um mindestens 15 m. Er würde also in der Gegend der nordwestlichen Steinbrüche (mit der Spiriferinenbank) um etwa 10 m tiefer liegen, als in derjenigen der südöstlichen Brüche (mit den Coenothyris-Bänken). Bei gleichmäßiger Lagerung der Schichten müßten also die Coenothyris-Bänke unter der Spiriferinenbank liegen und zwar die unterste ca. 10 m tiefer. Bei ungleichmäßiger Lagerung aber, nämlich lokal steilerem Einfallen der Schichten bei den Südostbrüchen, könnten es gerade so gut höhere Schichten als die Spiriferinen-Bank sein, die dort zum Ausstrich kommen. Da das Gelände keinen Einblick in die Tektonik gewährt, auf Grund dessen diese Frage hätte entschieden werden können, war die stratigraphische Höhenlage der Coenothyris-Bänke in den Südostbrüchen so lange ungewiß, als es nicht gelang, sie an anderer Stelle aufzuklären. Diese Aufklärung brachte die prächtige Erosionsschlucht, die sich von Höfles gegen die Platte „Altes Schloß“ hinaufzieht. Dort finden sich ca. 6—15 m über der Oberkante des Hauptoolithkalkes Lesestücke mit *Coenothyris vulgaris* von zweierlei Fazies, ferner solche der Myophorienplatten und weiter unten der Gervilleienplatten. Etwa 10 m höher entdeckte ich dort im Graben den Ausbiß einer Bank, die petrographisch der Spiriferinen-Bank entspricht, und in der auch unverkennbare Reste von *Spiriferina fragilis* und *Coenothyris vulgaris* festgestellt wurden. Ihre Höhenlage über dem Hauptoolithkalk stimmt mit der am Kreuzberg überein, so daß es sich nur um die Spiriferinen-Bank handeln kann. Danach würden diese Coenothyris-Bänke etwa 10 m unter der Spiriferinen-Bank liegen, was mit der oben skizzierten relativen Höhenlage des Hauptoolithkalkes teils in der Gegend der südöstlichen Steinbrüche, teils der nordwestlichen übereinstimmt.

Sämtliche Kalkplatten der unteren Compressus-Schichten liegen, wie sich an einem neuen Wegbau am Osthang des Weinberges feststellen ließ, ganz vereinzelt in weitaus überwiegenden, gelben Ton- und Kalkmergeln.

Die gesamte Fossilführung der unteren Compressus-Schichten umfaßt folgende Arten (ausschließlich der Spiriferinenbank):

Coenothyris vulgaris v. SCHL. sp. — *Coenothyris vulgaris* var. *minor*. MÜNST. sp. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. sp. — *Gervilleia subglobosa* CREDN. sp. — *Cervilleia costata* v. SCHL. spec. — *Lima striata* (DESH.) GOLDF. sp. — *Lima costata* (MÜNST.) GOLDF. sp. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Pecten laevigatus* v. SCHL. sp. — *Monotis Albertii* (GOLDF.) E. PHIL. sp. — *Anoplophora* cf. *Münsteri* WISSM. — *Myophoria vulgaris* v. SCHL. sp. — *Myophoria laevigata* v. ALB. sp. — cf. *Mytilus eduliformis* BR. — *Pseudocorbula*

gregaria MÜNST. — *Nucula Goldfussi* v. ALB. — *Nucula elliptica* GOLDF. — *Ostrea complicata* GOLDF. — *Ostrea decemcostata* MÜNST. sp. — *Ostrea spondyloides* (v. SCHL.) GOLDF. sp. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. sp. — *Ostrea Beryx* GIEB. sp. — Ceratites aus der Gruppe *C. pulcher* RIEDEL, *C. compressus* (SANDB.) E. PHIL., *C. evolutus* E. PHIL. — *Dentalium laeve* v. SCHL. sp. — *Natica Gaillardoti* DEFR. — *Chemnitzia* cf. *turris* GIEB. — cf. *Undularia scalata* v. SCHL. — *Germanonutilus bidorsatus* v. SCHL. sp. — *Serpula serpentina* SCHM. und SCHLEIDEN. — Stacheln von *Cidaris grandaeva* QUENST. — Wirbeltierknochen, Fischschuppen und Zähne von *Hybodus* sp. und *Palaeobates angustissimus* AG. sp.

Der Versuch, ein Bild der Lebensgemeinschaften in den verschiedenen Fossilbänken zwischen den beiden Grenzbänken (Hauptencrinus- und Spiriferinen-Bank) zu gewinnen, ist nicht durchzuführen, da sich die festgestellten Faunen der Lesestücke einzelner Kalkplatten nicht mit Sicherheit auf bestimmte Horizonte beziehen lassen. Das gilt vornehmlich für die Gervilleien- und Myophorienplatten, deren Fauna ziemlich eintönig zu sein scheint. Ziemlich mannigfaltig ist dagegen die Vergesellschaftung in der Spiriferinen-Bank, in der sich fast die gesamte Fauna der Compressus-Schichten vereinigt. Bemerkenswert ist, daß wir *Enerinus liliiformis*, anscheinend die einzige Seelilie des Kronacher Hauptmuschelkalkes, nur in der Hauptencrinus- und der Spiriferinen-Bank gefunden haben.

Obere Compressus-Schichten (ca. 12,00 m).

Die oberen Compressus-Schichten scheinen den gleichen Wechsel aus vorwiegenden Mergeln und Tonmergeln mit Kalkbänken verschiedener Fazies darzustellen, wie die unteren Compressus-Schichten, nur daß in jenen bezeichnende Fossilhorizonte mehr zurücktreten. Der Abschluß nach oben wird durch die Cycloides-Bank gebildet, deren Lager sich aber trotz aller Bemühungen nicht genau bestimmen ließ und folglich auch nicht die genaue Mächtigkeit des in Rede stehenden Komplexes. Doch beträgt sie nicht weniger als 11 m, wahrscheinlich auch nicht mehr als 13 m, im Mittel also vielleicht 12 m. Von auffallenden Fossilbänken kommen nur die „Discites-“ und „Oberen Coenothyris-Schichten“ in Betracht, deren beider Lager in die obere Hälfte des Komplexes zu fallen scheint.

Für die Discites-Schichten läßt sich die Zahl der Bänke und ob es überhaupt mehrere sind, nicht angeben. Sie sind unter den Lesestücken leicht an den dicht übereinander gehäuften kleinen (bis höchstens 3 cm großen), flachen Disciteschalen und der hellgrauen, vollständig kristallinen und rostfleckigen Kalkfazies zu erkennen.

Die oberen Coenothyris-Schichten sind von den Compressus-Schichten die einzigen, die in einem offenen Steinbruch und zwar zwischen Weinberg und Letzenhof aufgeschlossen sind. Sie scheinen nicht besonders hoch über den Discites-Schichten zu liegen, denn auf der Platte des Weinberges finden sich im Ackerboden Lesestücke aus beiden Komplexen fast nebeneinander. Die oberen Coenothyris-Schichten bestehen aus zwei stärkeren Kalkbänken (untere 35—40 cm, obere 60 bis 65 cm mächtig) und 1,50 m mächtigen Zwischenschichten. Für das Kronacher Gebiet sind sie von großer Wichtigkeit als lokaler Leithorizont, da die 1 bis höchstens 3 m über ihnen liegende Cycloides-Bank, die ich im Gehängeschutt nur an zwei Stellen feststellen konnte, wie gesagt, sehr schwer zu finden, möglicherweise überhaupt nicht durchgehend entwickelt ist, während die obigen Bänke an ihren großen, rosafarbenen Coenothyris-Schalen von allen leitenden Bänken des Hauptmuschel-

kalkes am leichtesten zu erkennen sind; vorausgesetzt natürlich, daß eine Verwechslung mit einer der unteren *Coenothyris*-Schichten, die einen sehr ähnlichen Habitus aufweist, vermieden wird. Dies ist aber unter Umständen deshalb schwierig, weil auch die in der Nachbarschaft der Oberen *Coenothyris*-Schichten liegende *Cycloides*-Bank leicht mit der ebenfalls nur eine kleine Abart von *Coenothyris vulgaris* (*Var. minor*) führenden Bank verwechselt werden kann, die zu dem Komplex der unteren *Coenothyris*-Schichten gehört.

Außer diesen oberen *Coenothyris*-Schichten und den *Discites*-Schichten scheinen die oberen *Compressus*-Schichten keine faunistisch-auffallenden Horizonte zu bergen. Die Kalkbänke, die außerdem noch den auch hier vorwiegenden Mergeln eingelagert sind, gehören gleichfalls zu den beiden häufigsten Typen des Hauptmuschelkalkes, nämlich dichtem bis feinkristallinem, grauem, fossilfreiem Kalk und ebensolchem in der Ausbildung als faunistisch nicht näher unterscheidbare Lumachelle. Der Fossilgehalt dieser Schichten läßt sich daher nur in beschränktem Maße feststellen. Es sind fast nur die Arten, die sich auch in den *Coenothyris*-Schichten des genannten Aufschlusses fanden:

Ceratites aus der Gruppe: *C. compressus* (SANDB.) E. PHIL., *C. evolutus* E. PHIL., *C. spinosus* E. PHIL., *C. postspinus* RIEDEL. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Coenothyris vulgaris* v. SCHL. sp. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. sp. (große Exemplare). — *Gervilleia costata* v. SCHL. sp. — *Myophoria vulgaris* v. SCHL. sp. — *Myophoria laevigata* v. ALB. sp. — *Myophoria intermedia* v. SCHAUR sp. — *Myophoria cardissoides* v. SCHL. sp. — *Myophoria elegans* DKR. sp. — *Nucula Goldfussi* v. ALB. — *Ostrea decemcostata* MÜNST. sp. — *Ostrea complicata* GOLDF. sp. — *Ostrea ostracina* v. SCHL. sp. — *Germano nautilus bidorsatus* v. SCHL. sp. — *Dentalium laeve* v. SCHL. sp. — Unbestimmbare Schnecken. — Bohrwürmer.

Der Umstand, daß es dank dieser oberen *Coenothyris*-Schichten möglich ist, die Lage der *Cycloides*-Bank selbst bei Nichtauffindbarkeit dieser wenigstens theoretisch anzunehmen, ermöglicht nun auch eine Gliederung unseres Hauptmuschelkalkes im großen ähnlich wie in der thüringischen und unterfränkischen Nachbarschaft. Im ganzen zeigt der Aufbau des unteren und mittleren Hauptmuschelkalkes von Kronach daher die größte Übereinstimmung mit jenem der Nachbargebiete. Nur in unwesentlichen Teilen ist abweichende Entwicklung festzustellen.

Die *Cycloides*-Bank besteht aus dichtem bis feinkristallinem, grauem und teilweise gelblichgrünem Kalk, der von zahlreichen Individuen der sehr kleinen hochgewölbten *Coenothyris vulgaris* var. *cycloides* ZENK. erfüllt ist, deren weiße, ungefärbte Schalen deutlich von dem übrigen Gestein abstechen. Das Größenverhältnis dieser Unterart beträgt:

Länge : Breite : Dicke = 1,4 : 1,2 : 0,6 cm.

Die Angaben stützen sich lediglich auf zwei Lesestücke von der Südostseite des Kreuzberges. Offenbar ist die *Cycloides*-Bank im Kronacher Gebiet wenig horizontalbeständig. Andere Fossilien führt sie anscheinend nicht. Lithologisch ist auf ihre große Ähnlichkeit mit den unteren *Coenothyris*-Schichten aufmerksam zu machen, die sich aber durch die bedeutendere Schalengröße von *Coenothyris vulgaris* var. *minor* und das vereinzelt Vorkommen anderer Fossilien, namentlich *Monotis Albertii* auszeichnen.

Mittlerer und unterer Hauptmuschelkalk setzen sich nach dem bisherigen wie folgt zusammen:

Übersichtsprofile.

Oben:	Cycloidesbank	0,05 m
Obere Compressus-Schichten.	Obere Coenothyris-Schichten Discites-Schichten	} ca. 12,00 m
	Spiriferinenbank	0,15 m
Untere Compressus-Schichten.	Untere Coenothyris-Schichten und Myophorienplatten Gervilleienplatten	} ca. 25,00 m
	Haupt-Encrinusbank	0,25 m
Untere Übergangs-Schichten.	Wulstplatten Glaukonitischer Hauptoolithkalk Transversa-Mergel Hornsteinkalk	} 8,00 m
Liegendes	Anhydritgruppe	

Einzelprofile.

Profil Letzenhof, nordöstlicher Steinbruch.

Obere Coenothyris-Schichten.

Hangendes:

1. Wechsel von dünnblättrigem, grauem, verwittert braunem Tonmergel mit dünnen (bis 3 cm dicken) dichten, hellgrauen Kalkbänkchen. Lesestücke mit *Cer. cf. post-spinosus* 1,00 m
 2. Grauer, halbkristalliner, harter Kalk mit Schalenresten 0,13 m
 3. Dünne Bänkchen von dichtem, grauem Kalk mit Mergelbesteg 0,15 m
 4. Dichtgepackte Platten von rötlich grauem, ockerigem, hartem, kristallinem Kalk mit zahlreichen Fossilien, darunter *Coenothyris vulgaris* 0,65 m
 5. Hell- und dunklergraue, kristalline und zum Teil knollige Mergelkalkplatten im Wechsel mit braungrauem Mergelschiefer 1,50 m
 6. Harte Bank aus grauem bis rötlichem, kristallinem Kalk mit Schalenresten zahlreicher Fossilien mit viel *Coenothyris vulgaris* 0,50 m
 7. Graue, ockerfleckige, kristalline Kalkbänke und Platten im Wechsel mit grauen, dichten, bituminösen Kalkplatten und Mergeln 1,00 m
 8. Knollig-wulstiger, grauer, teilweise gelb anwitternder Kalk 0,23 m
 9. Wechsel dünner Bänkchen von lichtgrauem, dichtem, prismatisch zerfallendem Kalk mit grauem (verwittert braunem) blättrigem Mergel 0,30 m
 10. Mehrere (bis 12 cm dicke) Platten von grauem bis rötlichem, feinkristallinem Kalk mit zahlreichen Fossilresten, darunter große *Gervilleia socialis*. Zwischen den Fossilplatten dünne Lagen von dichtem, hellgrauem Kalk 0,40 m
- Liegendes nicht aufgeschlossen.

Die Nodosenschichten (ca. 19,0—20,0 m).

Das Mächtigkeitsverhältnis der Mergel zu den Kalksteinen, das in den Compressus-Schichten etwa 2—3 : 1 betragen mag, scheint auch für den dickeren, unteren Teil der Nodosenschichten zuzutreffen, in dem es leider vollständig an günstigen Aufschlüssen fehlt. Im oberen Teil dagegen ist der Mergel durch häufigere und

dickere Kalkbänke zum größten Teil verdrängt. Auch an petrographisch oder faunistisch auffallenden Bänken scheint es in den unteren Nodosenschichten vollkommen zu fehlen, wenigstens finden sich in den Schutthalden keinerlei besondere Fazies. Erst die oberen Nodosenschichten, die in verschiedenen guten Aufschlüssen zugänglich sind, zeigen wieder charakteristische Bänke, jedoch macht sich schon in dem kleinen Kronacher Gebiet ein so starker Fazieswechsel bemerkbar, daß sich die obersten Nodosenschichten der Steinbrüche bei Unterrodach nur schwer mit denen am Letzenhof parallelisieren lassen. Die einzige beständige Erscheinung scheint in der Faziesänderung zwischen den hellgelben und grauen Mergeln und Kalken und den ockerigen Mergeln und Kalken der „Oberen Übergangs-Schichten“ zu bestehen, wie ich diese letzteren Schichten hier vorläufig und vorbehaltlich einer späteren, genaueren Darstellung benenne. Auffallend sind im östlichen Gebiet die Hauptwerksteinbänke, die in dem großen Steinbruch der Unterrodacher Kalkbrennerei samt den darunter liegenden Blaukalkbänken abgebaut werden. Der Hauptwerkalk bildet einen Komplex von rund 4 m Dicke, der in der Hauptsache aus zwei stärkeren Kalkbänken besteht, wovon die obere 1 m mächtige in vier Platten (mit ganz vereinzelt Exemplaren einer kleinen *Coenothyris vulgaris* und *Myophoria pes anseris*), die untere 2,30 m mächtige ebenfalls in 3–4 Platten gegliedert sind. Zwischen beiden liegen halb mergelige, halb kalkige Schichten. Der Werkalk besteht aus einer stark kristallinen, hellgrauen, rostfleckigen, mitunter auch etwas lückigen Lumachelle, deren Schalenreste besonders stark zerkleinert sind. Charakteristisch für die untere Bank ist bei Unterrodach eine Lage großer unregelmäßiger Linsen von hellgrauem, dichtem, mergeligem Kalk, offenbar ungestörten Resten einer aufgearbeiteten Mergelkalkbank. Charakteristisch für die obere zum Teil stark konglomeratische Bank sind in ihrem oberen Teil unregelmäßige Nester ockerbraunen, dolomitischen Kalkes, die bereits den Fazieswechsel zu den hangenden, ockerreichen „Oberen Übergangs-Schichten“ andeuten. In dem Gelände westlich des Weinberges zeigt sich der Hauptwerkalkkomplex in zahlreiche dünnere Kalkbänke aufgelöst, in denen, wie gesagt, zum Teil nur schwer die petrographische Fazies von Unterrodach wieder zu erkennen ist. Auch die sehr bezeichnenden, unregelmäßig von hellbraunem Mergelkalk durchsetzten, knauerig herauswitternden, grauen Kalkbänke, die bei Unterrodach überall leicht wahrnehmbar sind, lassen sich in den Steinbrüchen bei Letzenhof nur mangelhaft identifizieren.

Über den Hauptwerkalkbänken folgen ockerbraune Mergel, die zunächst noch einige Kalkplatten vom Habitus der liegenden Werksteinbänke und daneben gelbbraune, von Mangandendriten durchzogene Mergelkalkplatten führen. Erstere sind, wie bereits die obersten Werksteinbänke, erfüllt von unregelmäßigen Nestern von Ockerkalk, der örtlich schon den hellfarbenen Kalk ganz verdrängen kann. Schließlich folgt darüber eine an Mächtigkeit sehr schwankende Bank aus stark eisenschüssigem, zuckerkörnigem, verschieden stark dolomitischem, ockerbraunem Kalk mit Einschlüssen von gelbbraunem Mergelkalk und gerade noch erkennbaren, aber leider nicht mehr bestimmbar Schalenresten. Außerdem führt diese Haupt-ockerkalkbank zahlreiche Fischschuppen und -zähne, namentlich an der Dachfläche, die sich auch in den liegenden und hangenden Schichten reichlich finden. Außerdem hatte ich das Glück, in einem Lesestück, das seiner petrographischen Fazies nach aus der Ockerkalkbank oder deren unmittelbaren Nachbarschaft herrührt, zahlreiche Reste von Brachiopodenschalen zu finden, die nur von *Coenothyris vulgaris* herkommen können.

Über dieser Bank werden die ockerbraunen Mergel merklich sandig und schließen ziemlich dicke Platten von ockerigem Kalksandstein ein. Von dieser kalkig-sandigen Fazies sind an der günstigsten Stelle, dem alten Steinbruch bei Oberrodach an der Straße nach Zeyern, höchstens noch 2 m aufgeschlossen.

An erkennbaren Fossilien sind die oberen Nodosenschichten recht arm, eine Folge des Umstandes, daß die Schalen durch starke Wasserbewegung zu Lumachellen zerkleinert und zerrieben worden sind, aus denen sich diese Bänke zum großen Teil zusammensetzen. Nur auf den Dachflächen zeigen verschiedene Bänke eine gut erhaltene, aber ärmliche Fauna, in der *Gervilleia socialis* in sehr großen, flachgedrückten Exemplaren die Hauptrolle spielt. In den Blaukalken im Liegenden des Hauptwerkkalkes zeigten sich häufig *Monotis Albertii* und massenhaft *Ostrea ostracina*. In den Mergeln unter dem Hauptwerkkalk fand Prof. KRUMBECK einen gut erhaltenen *Ceratites nodosus typus*, außerdem *Pleuromya musculooides* in zahlreicheren Exemplaren. An verschiedenen Arten wurden gefunden:

Ceratites nodosus typus (BRUG.) v. SCHL. sp. — *Ceratites* aus der Reihe *spinosus-nodosus*. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. sp. — *Gervilleia subglobosa* CREDN. sp. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. sp. — *Pecten laevigatus* v. SCHL. sp. — *Monotis Albertii* (GOLDF.) PHIL. sp. — *Pleuromya musculooides* v. SCHL. sp. — *Myophoria pes anseris* BR. sp. — *Myophoria intermedia* v. SCHAUR. sp. — *Myophoria simplex* v. SCHL. sp. — *Coenothyris vulgaris* (?) v. SCHL. sp. — *Coenothyris vulgaris* var. *minor*. MÜNST. — *Lima striata* (DESH.) GOLDF. sp. — *Ostrea ostracina* v. SEEB. sp. — *Gastropoda* div. sp. ind. Seeigelstacheln. — Schuppen und Zähne von: *Acrodus lateralis* (AG.) JAEKEL sp., *Pycnodus* sp., *Tholodus* (*Colobodus* AG.), *Hybodus plicatilis* AG., *Nothosaurus* sp.

In dem ockerreichen Komplex der oberen Übergangs-Schichten wurden außer den genannten Wirbeltierresten nur die Schalentrümmern von ? *Coenothyris vulgaris* erkannt.

Das Zurechtfinden in diesen Schichten war besonders schwierig. Mit den wenigen Fossilien war natürlich nichts anzufangen. Die einzigen leitenden Formen sind so selten, daß man sich nicht sicher auf sie stützen kann, eingedenk der Erfahrung aus anderen Faziesgebieten (44. 6), nach welchen die einzelnen Spezies der Muschelkalk-Ceratiten durchaus nicht auf engere Schichtkomplexe beschränkt sind, sondern zum Teil ziemlich weit in die vertikalen Verbreitungsgebiete der älteren und jüngeren Verwandten reichen. Schließlich gestattet auch die petrographische Ausbildung der Gesteinsfolge keine klare Parallelisierung mit der Gliederung in den benachbarten Faziesgebieten. Die einzige Möglichkeit, eine irgendwie gerechtfertigte Gliederung vorzunehmen, scheinen die Funde von *Coenothyris vulgaris* zu bieten. Die kleine Varietät der *Coenothyris vulgaris*, die ich, allerdings auch nur in je einem Exemplar, an zwei Stellen in der obersten Werkkalkbank gefunden habe, ist nach liebenswürdiger brieflicher Mitteilung von Prof. G. WAGNER identisch mit *Coenothyris vulgaris* var. *minor*, wie auch die betreffende Bank nach der Meinung dieses Forschers der unterfränkischen „Bank der kleinen Terebrateln“ entspricht, die noch den Nodosenschichten angehört. Nur den stärkeren Glaukonitgehalt und das Vorhandensein von Sphärocodien in dieser Bank, worauf G. WAGNER aufmerksam machte und welcher ersteren auch GÜMBEL (21. 720 ff.) hervorhebt, konnte ich nirgends feststellen. In vereinzelt Körnchen ist Glaukonit zwar auch hier, wie fast im ganzen übrigen Muschelkalk zu finden, aber das besagt nichts. Der einzige von Prof. KRUMBECK gefundene *Ceratites nodosus typus* lag unmittelbar unter

dem 4,0 m mächtigen Hauptwerkkalk. Der Umstand nun, daß *Coenothyris vulgaris* var. *minor* in dessen oberster Bank vorkommt, und daß die ganze Gesteinsfolge von der Cycloides-Bank bis zu dieser „Kleinen Terebratel-Bank“ 16,0 m beträgt, scheint mir sehr für die WAGNER'sche Auffassung der Identität der unterfränkischen „Kleinen Terebratel-Bank“ mit der thüringischen „Glaukonit-Bank und mit der Kronacher obersten Werkkalkbank zu sprechen und damit für die Zugehörigkeit des Werkkalkes zu den Nodosenschichten. Übrigens zeigt auch die unterfränkische Fazies ungefähr in dieser stratigraphischen Höhenlage eine 4,0 m mächtige Lage von hartem Kalkstein, wie auch in Thüringen nach R. WAGNER (47. 94) noch einmal in den obersten Nodosenschichten eine kalkigere Fazies auftritt. Beide Vorkommen stehen ziemlich wahrscheinlich in naher Beziehung zum Kronacher Hauptwerkkalk, ohne doch stratigraphisch vollkommen identisch mit ihm sein zu müssen.

Nach G. WAGNER (45. 94) folgt bei Weimar 4,6 m über der „Kleinen Terebratel-Bank“ die „Hauptterebratel-Bank“. Von der Annahme ausgehend, daß diese Schichten bei Kronach infolge größerer Küstennähe eine geringere Mächtigkeit aufweisen, habe ich mich entschlossen, die ockerigen Mergel über dem Hauptwerkkalk mit ihren petrographisch dem letzteren entsprechenden Kalkeinlagerungen (zusammen 1,60 m) als Äquivalent der „Oberen Gervilleien-Schichten“ WAGNERS und die Ockerkalkbank mit den Brachiopodenresten (*Coenothyris vulgaris*?) als Äquivalent der „Hauptterebratel-Bank“ (WAGNERS) anzusprechen. Bemerken möchte ich noch, daß ich zu dieser Auffassung hauptsächlich durch die Arbeiten von G. WAGNER angeregt wurde, obwohl dieser selbst der Meinung ist, die Hauptterebratel-Bank sei in den obersten Kronacher Hauptmuschelkalkschichten nicht mehr vorhanden (45. 98).

Die sandige Fazies über der Haupt-Ockerkalkbank, die leider nur noch in einer Mächtigkeit von knapp 2 m zugänglich ist, dürfte unter obigen Voraussetzungen den Semipartitus-Schichten angehören. Zwar war das Leitfossil dieser, *Cer. semipartitus*, nebst seinen nächsten Verwandten, *Cer. dorsoplanus* und *C. intermedius*, wie schon gesagt wurde, bei Kronach nirgends zu finden, doch geht aus einer Mitteilung von GÜMBEL (21. 720) hervor, daß *Cer. semipartitus* bei Untersteinach in sandigen Mergeln gefunden wurde, die wohl der sandigen Mergelfazies über der Haupt-Ockerkalkbank entsprechen.

Das Hangende der sandigen Fazies scheint offenbar sehr wenig widerstandsfähige Gesteinselemente zu enthalten, denn über der Haupt-Ockerkalkbank oder der höher liegenden Kalksandsteinbank tritt überall, wo diese Schichten noch erhalten sind, eine rasche Verflachung des Geländes ein. Diese Ockerkalkschichten, namentlich die Haupt-Ockerkalkbank, bilden eine so scharfe Geländekante, wie sie sonst nirgends im Muschelkalk anzutreffen ist.

Die Gliederung des obersten Hauptmuschelkalkes bei Kronach ist demnach, soweit dieser aufgeschlossen ist, folgende:

(?) Semipartitus-Schichten ? m	}	Obere Übergangs- Schichten	Hangendschichten nicht mehr aufgeschlossen. Liegendschichten: Sandige Mergel und Sandstein . . . 1,80 m
(?) Äquivalent der „Hauptterebratel-Bank“	}		Haupt-Ockerkalkbank mit <i>Coenothyris vulgaris</i> (?) 0,45 m Ockermergel mit Kalkbänkchen . . . 1,60 m

Nodosenschichten ca. 20,00 m	}	Obere Hauptwerkkalk - Bank mit <i>Coenothyris vulgaris</i> var. <i>minor</i> (Äquivalent: Kleine Terebratel- bank“).	1,00 m
		Mergel mit Kalkbänkchen.	0,80 m
		Untere Hauptwerkkalk-Bank.	2,30 m
		Untere Nodosenschichten ca.	14,00 m
		Cycloides-Bank	0,05 m

Einzelprofile.

Das günstigste Profil bietet der große Steinbruch des Kalkwerkes südöstlich Unterrodach in einer Mächtigkeit von etwa 10 m. Zwei weitere ältere und leider zum großen Teil verschüttete Brüche in nächster Nähe von Oberrodach und einer nördlich Unterrodach geben wenigstens die Ergänzung des Obigen bis zu den Semipartitus-Schichten. Ebenfalls den obersten Nodosenschichten gehören die lithologisch stark abweichenden Komplexe an, die in zwei alten Steinbrüchen beim Letzenhof aufgeschlossen sind.

Profil in den alten Steinbrüchen NO. Oberrodach
(an der Straße nach Zeyern).

Oben: Gelbbraune, sandige Mergel.

Untere Semipartitus-Schichten.

1. Gelber, feinkörniger Sandstein. 0,10 m
 2. Mehrere Platten von gelbem Sandstein mit sandigen Mergelzwischenlagen. 0,65 m
 3. Vier dünne, knollige Bänke festen, dichten, braunen, zum Teil zuckerkörnigen Ockerkalkes, nicht selten mit vereinzelt oder zahlreichen Querschnitten kleiner Fossilien 0,35 m
 4. Gelbe, feinsandige Mergelschiefer 0,70 m
- (?) Äquivalent der „Haupt-Terebratel-Bank“.
5. Braungelber, zuckerkörniger, fester Kalkstein mit Fischschuppen und -zähnen. In Lesestücken aus dieser Bank (im Schafgraben). Schalenreste von Brachiopoden, vielleicht von *Coenothyris vulgaris*. Hauptockerkalkbank 0,50—0,60 m

(?) Äquivalent der Oberen Gervilleia-Schichten.

6. Gelbbraune, zum Teil stark manganschüssige Mergelschiefer mit Einlagerungen von Bänkchen dichten, grauen und solchen kristallinen Kalkes von der Fazies des liegenden Werkkalkes mit Nestern ockerbraunen, dolomitischen Kalkes. Die Mergel bilden mitunter harte Platten. 1,60 m

Äquivalent der „Kleinen Terebratel-Bank“.

7. Hellgrauer, harter Kalk mit rostfleckigen Schalenresten 0,23 m
 8. Wie Nr. 7 0,20 m
 9. Hellgrauer, von gelbem, mergeligem Kalk netzförmig durchzogener, dichter Kalk 0,20 m
 10. Hellgrauer, harter Kalk mit rostfleckigen Schalenresten 0,20 m
- Liegendes. Durch Schutt verhüllt. In dem letzten Komplex von 4—5 Kalkplatten wurde auf dem Kreuzberg und beim Letzenhof *Coenothyris vulgaris* var. *minor* gefunden.

Im Schutt und in Blöcken, die einer der liegenden Kalkplatten entstammen, sammelte ich:

Pleuromya musculoides; *Lima striata*; *Gervilleia socialis*; Fischschuppen und einen Zahn von *Acrodus lateralis* Ag. sp.

Steinbruch NW. Unterrodach (im Schafgraben).

Oben: Humus mit Brocken und Geschieben von Hauptmuschelkalk (hellgrauer, dichter Kalk und weißgrauer, kristalliner, rostfleckiger Kalk.)

Äquivalent der „Haupt-Terebratel-Bank“.

1. Graubraune Mergelschiefer mit Brocken zelligen Ockerkalkes . . . 0,40 m
2. Zuckerkörniger, bald harter, graubrauner, bald weicher, hellbrauner, vorwiegend dunkelockerig gefleckter Kalk in zwei Platten mit Zwischenmittel von 0,05 m dickem, gelbem Mergel 0,30—0,35 m

Äquivalent der Oberen *Gervilleia*-Schichten.

3. Mergelbank, hellgelb bis braun 0,08 m
4. Zuckerkörniger, gelber, bald harter, grauer, bald weicher Kalk . . . 0,06 m
5. Dünner Mergelbesteg, hellgelbgrau 0,01 m
6. Folge von hellgelbgrauen, durch und durch mangangefleckten, feinkristallinen Mergelkalkbänken und Mergeln (mit unregelmäßigen Einlagerungen des genannten Mergelkalkes 0,30 m
7. Hellbraune und hellgraue, feinkristalline, dunkelockerig gefleckte Kalkplatte 0,12 m
8. Gelbe und gelbbraune, mangangefleckte Mergel und Mergelkalkbänke, im unteren Teil mit 10 cm mächtiger Lage von dünnen, unregelmäßigen Sinterkalkplättchen 0,40 m
9. Hellgraue, braungefleckte, kristalline Kalkbank; vielfach zuckerkörnig 0,16 m
10. Hellgelbgraue und -braune, fein manganfleckige, weiche, wohlgeschichtete Kalkmergel und Mergel 0,35 m

Äquivalent der „Kleinen Terebratel-Bank“.

11. Komplex von vier hellgrauen, vorwiegend dunkelbraun gefleckten, vollkommen kristallinen, sehr harten Werksteinbänken; stellenweise hellgelblich und zuckerkörnig gefleckt; mit Mergel und Mergelkalkzwischenlagen 1,20 m

Profil im Kalkwerk SO. Unterrodach.

Oben: Plattige, graue Kalke in braunen Mergeln.

Obere Nodosen-Schichten.

1. Obere Werksteinbänke. Kalkstein wie bei 3., oberer Teil mit Nestern von zuckerkörnigem Ockerkalk. Äquivalent der „Kleinen Terebratel-Bank“ 1,00 m
2. Zwischenschichten: Wulstkalkplatten mit Mergelzwischenlagen; im Liegenden teilweise durch eine Kalkbank von typischem Werkkalk vertreten. . . 0,55 m
3. Untere Hauptwerksteinbänke. Stark dunkelockerbraun gefleckter, fester, vollkommen kristalliner, mehr oder weniger ganz aus Schalenresten aufgebauter, hellgrauer Kalkstein mit Einlagerung einer 35 cm mächtigen, knauerig anwitternden, grauen, gelbgefleckten Bank, sowie einer Lage von großen, unregelmäßigen Linsen von grauem, dichtem Kalk. Die gelbgefleckte Bank führt große *Gervilleia socialis* und vereinzelt *Chemnitzia* sp. ind. . . 2,30 m
4. Mergel im Wechsel mit Kalk 0,10—0,05 m
5. Knollig angewitterter Kalkstein mit gelben, leichter verwitternden, mergelig-kalkigen, netzförmigen Partien mit Fischschuppen und *Gervilleia subglobosa* 0,20—0,25 m

6. Bank von grauem Kalk, zum Teil knollig auwitternd, mit Gastropoden und *Pleuromya musculoides* 0,25 m
7. Dünne Kalkbänke in Mergeln 0,20 m
8. Dreiteilige Kalkbank teils grau, dicht, teils wie der obere Werkkalk mit Linsen hellgrauen, dichten Kalkes; obere und untere Platte stellenweise durch Mergelkalklagen ersetzt. Mittlere Platte 0,23 m 0,46 m
9. Dünne, graubraune Kalkplatten, schwach wellig mit Mergellagen. In der Mitte mit großer *Gervilleia socialis* auf der Oberfläche zwischen dünnen Bänken prismatisch zerfallenden Kalkes. In den Mergeln *Ceratites nodosus* typus 0,66 m
10. In der Mitte des Komplexes blaugraue, randlich vorwiegend rötlich-braune, harte kristalline Bänke und Platten. Oben und unten blaugraue, graue und rötlich-braune, meist harte, kristalline Bänke oder Linsen von geflecktem und geflammtem Kalk. Auf der Oberfläche der obersten Platte große *Gervilleia socialis*. Im Hangenden zähes, festes, toniges Mergelbänkchen. Kalk sehr reich an *Monotis Albertii* und *Ostrea ostracina* 0,65—0,70 m
11. Folge von intensiv hellgrauen, dichten, auffallend glatt und muschelartig brechenden, dünnen und dickeren, zuweilen brotlaibförmig abgesonderten Platten mit mergeligem Zwischenmittel. Im Hangenden eine hellgelbbraune Mergelkalkplatte 0,53 m
12. Rötlichbraune und intensiv graue, vielfach großmuschelartig und glatt brechende stellenweise etwas knollige Kalkbank. In der Mitte mit einem 10 cm dicken, bräunlich-grauen, bituminösen Mergelschieferbänkchen 1,40 m
13. Folge von dünnen, grauen Kalkplatten mit hellbraunen Mergelschiefern, beide vorwiegend bituminös 0,57 m
14. Rötlich brauner Kalk, feinkristallin; oben mit 10 cm mächtiger Zwischenlage von hellbraunem, schwach bituminösem Mergelschiefer 0,68 m
15. Dünne, graue, dichte, schwach bituminöse Kalkplatten im Wechsel mit hellbraunem, schwach bituminösem Mergelschiefer. 0,54 m
Liegendes nicht aufgeschlossen.

Profil Letzenhof, Steinbruch in den Äckern südlich vom Gehänge.

Oberste Nodosen-Schichten.

Oben: Dünne Ockerkalkplatten in Ockermergeln, aufgeschlossen ca. 2,00 m

1. Weißlich-grauer, rostputziger Kalk, ganz aus Schalenresten bestehend, mit vereinzelten kleinen *Coenothyris vulgaris* var. *minor*. Äquivalent: Kleine Terebratellbank 0,60 m
2. Dünnpförmiger, dichter, hellgrauer Kalk mit Mergelzwischenlagen 2,00 m
3. Grauer, harter Kalk mit Schalenresten 0,45 m
4. Der gleiche Kalk, minder hart 0,80 m
5. Hellgraue, dichte fossilfreie und dunkelgraue fossilführende, spätkalkplatten mit Mergelzwischenlagen 2,90 m

Profil im westlichen Hauptmuschelkalkbruch, unweit des Letzenhofes.

Im Hangenden Schichtköpfe des Hauptwerkkalkes und Ockerkalkes, jedoch wegen starker Änderung des Fallwinkels Mächtigkeiten nicht sicher zu bestimmen. Darunter:

1. Lichtgraue, feinkristalline fossilführende Kalkplatten (bis 15 cm dick) 0,40 m
2. Dünne Kalk- und Mergellagen 0,10—0,20 m

3. Grauer, kristalliner Kalk mit Schalenresten. *Lima striata* . . . 0,30—0,50 m
4. Knorrig-wulstige Lagen oder Bänke von grauem, teilweise gelb anwitterndem, auch ockrig spätem Kalk. *Pect. laevigatus* 0,75—1,00 m
5. Komplex fossilreicher, kristalliner Kalkbänke, bestehend aus:
 - a) dünne Platten dieses Kalkes, oben und unten gesäumt mit dichtem, grauem Kalk. Mergelzwischenlagen 0,20 m;
 - b) hellgrauer, feinkristalliner Kalk mit *Monotis Albertii*. In dieser Platte eine Lage von großen linsenförmigen, quarzitisierten Hornsteinkonkretionen 0,20 m;
 - c) der gleiche kristalline Kalk mit geringen Mergel- und dichten Kalkzwischenlagen mit großer *Gervilleia socialis* 0,60 m
6. Wechsel von festem, halbkristallinem Kalk in unregelmäßig begrenzten Platten oder auch nur Linsen mit wulstig anwitternden, gelb geflammten, dichten, hellgrauen Kalkbänken und geringen Mergelzwischenlagen. 1,83 m
7. Weißgraue, kristalline Kalkbank mit *Monotis Albertii* 0,12 m
8. Hellgraue, dichte Kalkplatten mit Mergelzwischenlagen 0,30 m
9. Graue, kristalline, fossilführende, ockerig-spätige Kalkbänke (bis 0,12 m dick), oben und unten von dichtem grauem Kalk gesäumt 0,32 m
10. Unten knollige, oben ebenschichtige, dichte graue Kalkplatten, mit Mergelzwischenlagen 0,51 m
11. Grauer bis rötlicher kristalliner Kalk mit *Monotis Albertii* 0,35 m
12. Ebenschichtiger, lichtgrauer, dichter Kalk. 0,16 m
13. Hellgrauer Mergel. 0,03 m
14. Unregelmäßig begrenzte, halbkristalline, hellgraue Kalkbank mit *Monotis Albertii* 0,25 m
15. Fester, leicht verwitternder, lichtgrauer, braungesprenkelter Kalk . . 0,15 m
16. Unregelmäßig begrenzte (bis 0,10 m), harte, halbkristalline, fossilführende Kalkbank mit *Monotis Albertii*; blaugrau, rötlich verwitternd 0,43 m
Liegendes nicht weiter aufgeschlossen.

Die Behandlung der Bayreuther Fazies durch GÜMBEL (21. 722) ist zu flüchtig und in ihren Mächtigkeitsangaben wohl nicht ganz zuverlässig genug, um sie jetzt schon stratigraphisch in Vergleich ziehen zu können. Andere, namentlich neuere Arbeiten über dieses Gebiet fehlen. Der Anschluß nach Südosten mag deshalb späteren Forschungen überlassen werden, die sich mit der Untersuchung des Bayreuther und Kulmbacher Muschelkalkes beschäftigen. Was die Zusammenhänge mit der unterfränkischen und thüringischen Ausbildung betrifft, so sind die wichtigsten Vergleichspunkte bei Besprechung der einzelnen Schichtgruppen des Muschelkalkes bereits ins Auge gefaßt worden. Es erübrigen sich daher noch eine tabellarische Übersicht des Kronacher Muschelkalkes und seine Gegenüberstellung mit dem von Unterfranken und Thüringen nebst einigen Bemerkungen von mehr allgemeiner Natur.

Es ist zweifellos, daß die größere Küstennähe des Kronacher Gebietes auf Zusammensetzung und Ausbildung seiner Muschelkalksedimente im Vergleich mit Thüringen und Unterfranken einen unverkennbaren Einfluß ausgeübt hat. Aber eindeutig kann man diese Einwirkung nicht nennen. Wenn man entsprechend den Ergebnissen der Tiefseelotungen und der Erfahrung, daß das Meerwasser die Eigen-

Stratigraphische Vergleichstabelle.

Fazies von Kronach		Unterfranken (Würzburg) (BECKENKAMP)		Thüringen (Jena) (R. WAGNER)		Thüringen (Weimar) (G. WAGNER) ¹⁾									
Lettenkohle		Lettenkohle		Lettenkohle		Lettenkohle									
m		m		m		m									
Oberer oder Hauptmuschelkalk	? m Semi- part. Sch.	Grenzschichten nicht mehr vorhanden		Obere Tomplatten	Dicke Bänke zoogen. Kalk, Mergel mit sandigen u. kalkigen Platten	4,68	Fränkische Grenz- Schichten	1,7							
		Liegendes: Mergelig-sandige Ockerschichten.									Terebratel- Schichten	2,6			
		Hpt.-Ockerkalkbk. (Äquiv. Hpt.-Terebr.-Bk.) ca. 0,50											0,2		
	ca. 20 m No. dosen- Sch.	Ockermergel mit z.T. ockerig. Kalkbänken 1,60 Obere Werksteinbank (Äquiv. Kl. Terebr.-Bk.) 1,00 Zwischenschicht. m. Hauptwerkstein a. d. Bas. 3,10 Liegende Nodosen-Schichten. <i>Cer. nodosus</i> , <i>Cer. spinosus</i> , <i>Cer. postspinosus</i> ca. 14,00						7-9 m Semi- part. Sch.	Glaukonit-Kalk 2,0-3,0 Bairdien-Ton 1,5-2,0 Obere Terebratel-Bank Kiesbank 3,5-4,5						
		Cycloides-Bank 0,05						8-11 m Inter- med. Sch.	Haupt-Terebratel-Bank						
		Obere Coenothyris-Schichten (<i>Cer. spinosus</i> , <i>Cer. postspinosus</i> , <i>Cer. similis</i>), Discites-Schichten (<i>Cer. evolutus</i>), — — — (<i>Cer. compressus</i> , <i>Cer. evolutus</i>).						15-20 m Nod.-S.	Oberer Gervilleien-Kalk Bank d. Kl. Terebr. 8-11,0 Unt. Gerville.-Kalk						
		Spiriferinen-Bank m. Stiegl. v. <i>Encr. lififormis</i>) 0,15							Wulstige Kalke mit Schiefer- tonen 15-20,0						
		— — — (<i>Cer. compressus</i> , <i>Cer. evolutus</i> , <i>Cer. pulcher</i>), Untere Coenothyris-Schichten. Myophorien-Platten. (<i>Cer. pulcher</i> .) Gervilleien-Platten.							Cycloides-Bank 1,0						
		Haupt-Encrinus-Bank 0,25						13,6 m Compressus- spinosus- Schichten	Pecten-discites-Schichten 5,0						
		Wulstkalke. Glaukonitischer Oolithkalk. (Werkbänke.) <i>Myophoria transversa</i> -Mergel. Hornsteinkalk.						13,6 m ohne Ceratiten	Spiriferinen-Bank 0,3						
Mittlerer Muschelkalk	8,00 m Unt. Überg. Sch.	Obere Mergel, Mergelkalke und Dolomite ca. 7,00		Untere Tomplatten	Spir.-Bank	6,55	Discites- Sch. 11 m								
		Dolomitische Zellenkalk ca. 6,00 Unt. Mergel, Mergelkalke u. Dolomite ca. 7,00-9,00													
		Ob. Mergel u. Mergelkalke. Orbicu- Fossilführende Kalkplatte laris- ca. 10-8,00 Unt. Mergel m. <i>Myoph. orbic.</i> Schicht.													
		Obere Myophorien-Schichten 4,0													
	Haupt-Encrinus-Bank 0,5														
	Untere Myophorien-Schichten 1,3														
	Wulstige Kalke 2,8														
	Mergelkalke 2,5														
	Hornsteinkalk 1,5														
	Weiß, grau gestreifte Mergel 0,25														
	Blaukalk mit Styolithen 0,45														
	Oberer Zellenkalk 4,29														
	Glimmerige Mergel 0,90														
	Unterer Zellenkalk 3,43														
	Dolomitische Mergel 2,85														
	Mergel mit <i>Myophoria orbicularis</i> 6,01														
	Anhydrit-Schichten 31,6														
	Orbicularis-Schichten 4,51														
Unterer Muschel- kalk	32,30 m Haupt- Wellen- kalk	Konglom.-oolith.-glaukonit. Grenzschichten 0,80 Oberer Hauptwellenkalk 5,00 Encrinus-Lager 1,00 Teilweise gestauchter Hauptwellenkalk 13,50 Unterer, mergeliger Hauptwellenkalk 12,00		Obere Tomplatten	Schaumkalk-Zone	5,67	Ob. Troch.- Kalk 4,5 m								
		Haupt-Coenothyris-Lager 1,60													
		Knollenmergel 10,00 Obere Dentalienbank 0,70 Pentacrinus-Dentalien-Schichten 17,00 Basal-Schichten 4,50													
		Wellendolomit 15,00													
		Röth 25,00													
	Obere Schaumkalkbank 0,89 Mergel 4,00 Untere Schaumkalkbank 1,52 Wellenkalk, wen. Verstein. 7,05 Spiriferinen-Bank 0,39 Wellenkalk, wen. Verstein. 15,72 Blauer Kalk m. <i>Anom. fl.</i> 0,03														
	Terebratula-Kalk 0,56														
	Wellenkalk mit wenig Ver- steinerungen 35,00 Dentalien-Bank 0,06 Wellenkalk, wen. Verstein. 16,97														
	Wellendolomit 7,00														
	Cölestin Schichten 14														
	Röth														

¹⁾ Dieses Einzelprofil bildet die Ergänzung des nach G. WAGNER (45. 93) unvollständigen, oberen Hauptmuschelkalkes der Thüringer Geologen.

Stratigraphische Vergleichstabelle.

schaft hat, „mechanische Trübungen in der kürzesten Zeit abzuschneiden, auch wo die vorhandene Wasserbewegung noch ausreichen würde, die Sedimente schwebend zu erhalten“ (29. 166), im allgemeinen annimmt, daß die Sedimente mit der Entfernung von der Küste tonärmer und kalkreicher werden, so scheint dies im Kronacher Gebiet nur zum Teil und in beschränktem Maße zuzutreffen. Im Gegensatz zu der obigen Ansicht vertritt G. WAGNER (44. 149), allerdings nur im Spezialfall des flachen Binnenmeeres, die Meinung, daß die Tone „vielmehr ein Sediment des Beckeninnern, der tieferen Meeresgebiete“ sind. Da Thüringen zur Muschelkalkzeit ohne Zweifel wesentlich küstenferner war als Kronach, so mag der Faziesvergleich beider Gebiete zeigen, welche Ansicht die richtigere ist. So ist z. B. der Wellenkalk in Thüringen anscheinend durchgehend sehr kalkreich, bei Kronach dagegen besteht der untere Wellenkalk vorwiegend aus weichen Mergeln, und auch der obere ist noch so tonhaltig, daß er zu Nutzzwecken nicht zu gebrauchen ist. Dieses gegenseitige Verhältnis des Wellenkalkes bei Kronach und in Thüringen würde also entschieden für die ältere Auffassung sprechen. Im Hauptmuschelkalk jedoch dürfte das Verhältnis Kalk : Mergel kaum ungünstiger sein wie das Thüringische. Im Gegenteil scheint bei Kronach in manchen Horizonten eine wesentlich kalkigere Ausbildung vorzuliegen. Im Hauptmuschelkalk würde also Thüringen schon mehr die tonige Fazies des Beckeninnern im Sinne G. WAGNERS darstellen, wenn auch nicht in dem Maße, als die Annahme WAGNERS verlangt. Die Ausbildung der Kochendorfer Fazies und ihres Äquivalentes in der lothringisch-pfälzischen Mulde als Beckeninnernfazies scheint WAGNER dabei recht zu geben. WAGNER spricht aber auch von tieferen Meeresgebieten und hierin scheint wohl der Schwerpunkt des Problems der Kalk-Ton-Sedimentation im Flachmeer zu liegen. Im untiefen Flachmeer werden die feinsten Sedimentbestandteile (Ton) immer wieder durch den Wellengang aufgewühlt und kommen erst zur dauernden Ablagerung in tieferen Meeresbecken, in denen der Wellengang nicht mehr bis zum Meeresboden reicht.

Ob die Kronacher Muschelkalkfauna wirklich artenärmer ist als die thüringische und die unterfränkische oder ob die größere Artenarmut nur durch ihre schlechtere, auf Rechnung ihres strandnäheren Lebensraumes zu setzende Erhaltung vorgetäuscht wird, kann ich nicht sicher entscheiden, will aber erwähnen, daß sie mir schon im Vergleich mit der ihr doch am nächsten verwandten Bayreuther Entwicklung einen wesentlich formenärmeren Eindruck hinterlassen hat.

Fluviatile Ablagerungen.

Fluviatile Ablagerungen finden sich in meinem Gebiet, wie auch anderwärts im südwestlichen Vorland des Frankenwaldes auf Hochflächen wie in Tälern. Auf den Hochflächen in vereinzelt größeren Geschieben, die die Landleute beim Entsteinen ihrer Felder mit den aus dem Boden geackerten Muschelkalkstücken zu Haufen tragen, und die dort zuweilen wahre Mustersammlungen paläozoischer und eruptiver Gesteine des Frankenwaldes bilden. Besonders reichhaltig sind solche Denunationsreste sehr alter Schotterlager auf der Platte „Altes Schloß“ oberhalb Höfles. Auf dem Kreuzberg und den ihm nach dem Frankenwald zu hinterlagerten Höhen finden sie sich dagegen so vereinzelt, daß sie dorthin vielleicht auch durch den Menschen verschleppt worden sein können.

In den Tälern lassen sich Reste mehrerer Aufschüttungsterrassen unterscheiden, in die sich der Main und seine Nebenflüsse im Alluvium wieder eingeschnitten haben, worauf bereits HENKEL (25. 334) hingewiesen hat. Die Schotter-

lagen der Talböden beider Flüsse sind fast durchweg von Alluvionen bedeckt, die keinen Einblick in ihren Aufbau gewähren. Ältere Flußschotter fanden sich an wenigen Stellen im Bereich von Erosionsterrassen aufgeschlossen. So zeigt die Terrasse an der Höhe 486 bei Friesen, die auch HENKEL erwähnt, auf ihrer Oberfläche kleine paläozoische Geschiebe. Ein Lager grober Kronachgeschiebe stellte Herr Prof. KRUMBECK bei einer gemeinsamen Begehung wenige Schritte bei dem steilen Talgehänge östlich der Biegenmühle fest; ebenso ein solches bis 355 m reichendes der Rodach in der Geländemulde oberhalb vom Friedhof von Unterrodach. Der Aufschluß in den Steinbrüchen bei Ruppen ist auch HENKEL bekannt. Das grobstückige Kieslager ist dort von Flußlehm mit kleinen paläozoischen Geschieben überdeckt.

Eine eingehendere Gliederung der Aufschüttungsterrassen, als sie HENKEL vorgenommen hat, nämlich einer tieferen Kronachterrasse bei Friesen, Dörfles und der Fallmeisterei, zu der noch die Schotter an der Biegenmühle gehören, und einer höheren Rodachterrasse, bei Unterrodach, Ruppen und der Hammermühle, wage ich mangels geeigneter Aufschlüsse nicht vorzunehmen.

Von Interesse sind im Kronachtale noch zwei Reste von Erosionsterrassen in verschiedener Höhenlage am Westfuß des Kreuzberges, eine schmale scharf abgesetzte Terrassenleiste bei Dörfles, die bis etwa 345 m Höhe hinaufreicht; weiter südlich eine breite morphologisch wichtige, die sich bis ans Rodachtal zieht und bis über 350 m Höhe ansteigt. Beide sind jedoch so stark von Gehängeschutt überlagert, daß ihre mögliche Beschotterung nirgends zu Tage tritt. Die höhere dieser beiden Erosionsterrassen ist es, welche NW. Ruppen die soeben genannten Rodachschotter trägt, die dort als Hangendes der Buntsandsteinbrüche aufgeschlossen sind und in einer Mächtigkeit von fast 2 m von Flußlehm mit Muschelkalkgeschieben und Gehängeschutt überlagert werden. Mit dem Eck, an dem der Kreuzberghang nach dem Rodachtal umbiegt, hört diese Schotterlage auf. Die Zusammensetzung dieses Profils ist folgende:

Westlicher Steinbruch am Ruppen.

Oben:

Mehrere auskeilende Lagen von braunem, oben humosem Lehm mit groben (eckigen) Muschelkalkstücken an der Basis	2,00 m
Zwei je 30 cm dicke Lagen von hellbraunem Flußlehm an der Basis mit Muschelkalkgeschieben	0,60 m
Ebenso: Geschiebe schwach gerollt oder eckig	0,20 m
Gelbbrauner Flußlehm	0,20 m
Gelbbrauner Flußlehm mit vereinzelt kleinen Geröllen eines stark eisenschüssigen paläozoischen Tonschiefers. Im Hangendsten mit dünner (2—3 cm) Lage von stark ockerigem Lehm	0,50 m
Flußlehm mit gerollten, ausschließlich paläozoischen Geschieben bis über Manneskopfgröße (Tonschiefer, Grauwacken, Lydite, Gangquarz etc.)	2,50 m
Darunter Plattensandstein (Buntsandstein).	

Was die Altersfragen der verschiedenen Schotterlagen anbelangt, so ist sie in dem engen Rahmen dieser Lokalarbeit nicht lösbar und in Bezug auf die der Niederterrassen auf die erwähnten HENKEL'schen Ausführungen zu verweisen. Die Bestreuung der Hochflächen mit paläozoischen Geschieben gehört jedoch sicher einem weit älteren Zeitraum an und dürfte nach der mündlich geäußerten Meinung von Prof. KRUMBECK vielleicht bis in die Kreideperiode zurückreichen.

Paläontologischer Teil.

Von Pflanzenresten haben wir keine Spur gefunden.

Die Mergel wurden aus verschiedenen Horizonten des gesamten Muschelkalkes auf das Vorhandensein von Foraminiferen untersucht, doch war das Resultat völlig negativ.

Spongien.

Rhizocorallium commune SCHMID.

K. WALTHER, Foss. Taf., S. 18. Taf. 1. Fig. 2.

Nur schlecht erhaltene Bruchstücke massenhaft im ganzen Wellenkalk.

Rhizocorallium sp. aff. *jenensi* ZENK.

HOHENSTEIN, Muschelkalk 1913. S. 49. Taf. 5. Fig. 1.

Echinodermen.

Encrinus liliiformis LAM. (*Encrinites moniliformis* MILLER.).

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 176. Taf. 53 u. 54.

QUENSTEDT, Petr. K. 1885 S. 932. Taf. 74. Fig. 1—13.

Keine Kelche, nur mehr oder minder schlecht erhaltene Stielglieder.

Pentacrinus cf. *dubius* (QUENST.) BEYR.

QUENSTEDT, Petr. K. 1876 S. 198. Taf. 97. Fig. 14—22.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 176. Taf. 53. Fig. 6.

In mehreren Kalkplatten der Wellenmergel lokal und zum Teil gesteinsbildend kleine, runde Armglieder in Gesellschaft relativ weniger, größerer, fünfstrahliger Stielglieder, die ganz der QUENSTEDT'schen Form entsprechen.

Cidaris cf. *grandaeva* QUENST.

QUENSTEDT, Petr. K. 1874. S. 158. Taf. 67. Fig. 102—110.

Kleine Bruchstücke feiner Seeigelstacheln.

Aspidura Ludeni HAG.

FRECH, Lethaea triassica. Taf. 6. Fig. 8.

Kurzes Armstückchen mit zopfförmiger Gliederung.

Brachiopoden.

Coenothyris vulgaris v. SCHL.

v. SCHLOTH. Nachträge. S. 275. Taf. 37. Fig. 5—6.

v. ALBERTI, Trias. S. 151. Taf. 6. Fig. 1.

Sehr selten in den Ockerbänken der unteren Wellenmergel, zahlreich im Haupt-Coenothyrislager, wechselnd häufig in den verschiedenen Coenothyris führenden Fazies des Hauptmuschelkalkes.

Die im Haupt-Coenothyrislager besonders zahlreichen und trefflich erhaltenen Exemplare zeigen die bekannte große Variabilität, die eine gelegentliche paläontologische Durcharbeitung empfehlenswert macht. Ein stratigraphisches Interesse scheint jedoch bei Kronach für eine genauere Bestimmung der Varietäten nicht vorzuliegen. Die Exemplare aus dem Haupt-Coenothyrislager lassen nur selten die ursprüngliche Farbe noch schwach erkennen. An wenigen Exemplaren sind auch die durch v. ALBERTI u. a. erwähnten Farbstreifen mehr oder minder gut zu beobachten. Die Größe der ausgewachsenen Exemplare scheint ziemlich einheitlich zu sein; in der Hauptsache kann man drei verschiedene Formen unterscheiden:

1. Ovale, meist sehr dicke, mit starkem Schnabel. Zwei Exemplare zeigen das Verhältnis:

Höhe	27 mm	26 mm
Breite	23 "	20 "
Dicke	16 "	17 "

2. Gerundet rhombische, weniger dicke, mit schwächerem Schnabel.

Höhe	27 mm
Breite	27 "
Dicke	15 "

3. Rund, ziemlich flach, Dorsalklappe ganz oder fast kreisrund. Ventralklappe mit kleinem Schnabel und niedriger Area.

Höhe	22 mm	23,5 mm	24 mm
Breite	22 "	23 "	23 "
Dicke	12 "	11,5 "	13,5 "

Schalen vereinzelt überkrustet mit *Ostrea ostracina* v. SEEB.

Der Hauptmuschelkalk zeigt in gewissen Bänken zwar selten ganze Individuen, wohl aber in Farbe (rosa) und Schalenbau gut erhaltene Schalenreste. In ihrer Formveränderlichkeit entsprechen sie den drei obigen Hauptspielarten.

Höhe	27 mm	23 mm
Breite	21 "	17,5 "
Dicke	? "	12,5 "

Eine kleinwüchsige Abart (var. *minor*) findet sich massenhaft und von einheitlicher Größe in einer der *Coenothyris*-führenden Schichten unter der Spiriferinenbank. Ihre Dorsalklappe ist kreisrund. Bemerkenswert daran ist, daß sie nur in einzelnen Klappen zu finden sind, deren Rand kaum unverletzt herauspräpariert werden kann. Von Farbe ist an diesen in dichtem, mergeligem Kalk eingebetteten Formen nichts mehr zu erkennen. Eine ähnliche kleine Form (außer der ebenfalls ähnlichen, aber kleineren und stärker gewölbten var. *cycloides* ZENK.) findet sich in der obersten Werksteinbank, doch waren davon nur zwei dürftige Stücke zu finden.

Coenothyris vulgaris v. SCHL. var. *minor* MÜNST.

WISSMANN und Graf MÜNSTER, Beitr. z. Petr. K. S. 62. Taf. 6. Fig. 13.

Die besterhaltensten Exemplare zeigen folgende Größenverhältnisse:

Höhe	16 mm	15 mm	14 mm
Breite	15 "	17 "	14 "
Dicke	? "	? "	7,5 "

Coenothyris vulgaris var. *cycloides* ZENK.

K. WALTHER, Tabellen, S. 22. Taf. 3. Fig. 13d.

Kleine Form, ähnlich der vorigen, mit hochgewölbten Klappen (farblos erhalten). Massenhaft in zwei Lesestücken am Südosthang des Kreuzberges.

Aulacothyris angusta v. SCHL.

v. SCHLOTH. Nachtr. S. 285.

A. BITTNER, Brachiop. alp. Trias, S. 8. Taf. 36. Fig. 41—47. Taf. 41. Fig. 23—26.

DUNKER, Oberschless. Muschelk. S. 285. Taf. 34. Fig. 1—4.

Bisher nur im Haupt-*Coenothyris*lager. Die Kronacher Exemplare weichen in der Tiefe des Sinus der Dorsalklappe und in der Schalenbreite von den BITTNER'schen Formen, aber auch von dem DUNKER'schen Exemplar bedeutend ab. Im übrigen variieren sie bedeutend in der Breite, Dicke der Schale und vor allem in der Tiefe des Sinus, der fast alle Übergänge zeigt bis zu einem ähnlich flachen Sinus, wie er in der Dorsalklappe von *Coen. vulgaris* vorkommen kann. Das schmalste Exemplar entspricht etwa der breitesten von BITTNER's Formen.

An guterhaltenen Personen wurden folgende Größenverhältnisse gemessen:

Höhe	10,5	16,5	16,0	15,3	12,0	13,0	14,0 mm
Breite	10,5	17,0	16,0	15,0	10,0	11,0	13,8 "
Größte Dicke	5,5	10,0	9,0	7,8	6,6	7,7	7,8 "

Spiriferina fragilis v. SCHL.

QUENST, Petr. K. 1874. S. 733. Taf. 56. Fig. 38.

K. WALTHER, Foss. Taf. S. 22. Taf. 3. Fig. 11.

Nur in der Spiriferinenbank (Hauptmuschelkalk).

Lingula tenuissima BR. sp.

BRONN, Lethaea geogn. S. 51. Taf. 13. Fig. 6.

v. ALBERTI, Trias. S. 160. Taf. 6. Fig. 3.

In den Costata-Schichten des Röt und den unteren Wellenmergeln. Im Röt meist nur Steinkerne bzw. Abdrücke, selten Schalen mit blassen Farben und konzentrischer Streifung. In den Wellenmergeln Schale und Farbe gut erhalten: kastanienbraun.

Lamellibranchiaten.

Aus Lamellibranchiaten setzt sich wie überall der Hauptteil der Muschelkalkfauna zusammen. Die Erhaltung ist im allgemeinen wenig befriedigend und gar nicht zu vergleichen mit dem prächtigen Material aus Unterfranken.

Unter den größeren Austern sind ganz erhaltene Exemplare selten, doch reicht die erhaltene Skulptur in den meisten Fällen zur Bestimmung aus.

Ostrea complicata GOLDF.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 3. Taf. 72. Fig. 3.

v. ALBERTI, Trias. S. 64.

Nach FRECH, Werfener Schichten, S. 34 gilt folgende Synonymik: *Ostrea crista difformis* v. SCHL. = *O. difformis* GOLDF. = *O. complicata* GOLDF.

Ostrea spondyloides (v. SCHL.) GOLDF.

v. SCHLOTH, Nachträge. S. 239. Taf. 36. Fig. 1 b.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 3. Taf. 72. Fig. 5.

v. ALBERTI, Trias. S. 63.

Nach FRECH, Werfener Schichten, S. 32 ist *O. spondyloides* GOLDF. identisch mit *Ostrea multicostata*.

Ostrea decemcostata MÜNST.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 3. Taf. 72. Fig. 4.

v. ALBERTI, Trias. S. 63.

GIEBEL, Lieskau. S. 9. Taf. 2. Fig. 4, 5.

Nach FRECH, Werfener Schichten, ist *Ostrea decemcostata* MÜNST. identisch mit *Enantiostreon difforme* v. SCHL. und *O. difformis* GF. Ziemlich kleine, nicht verkrümmte Formen mit glatter, scharf begrenzter Anwachsfläche. Von ihrem Rande gehen zehn meist scharfe und kantige, nicht gegabelte Rippen aus.

Hinnites comtus GIEB. (*Ostrea comta* GOLDF. = *Spondyloides comtus* GOLDF. = *Ostracites spondyloides* v. SCHL. = *Ostracites anomius* v. SCHL.)

v. SCHLOTH, Nachträge. S. 239. Taf. 36. Fig. 1 a u. 3.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 4. Taf. 72. Fig. 6 Taf. 105. Fig. 1.

v. ALBERTI, Trias. S. 77.

Nach FRECH, Werfener Schichten, S. 31, sollte „*Prospendylus comtus* GOLDF.“ als „*Ostrea comta* GOLDF.“ bezeichnet werden.

Trotz der meistens sehr engen Anordnung der geschuppten Hauptrippen sind schwache Zwischenrippen wahrzunehmen.

Ostrea ostracina (v. SCHL.) v. SEEB. (= *O. subanomia* GOLDF. = *O. subanomia* var. *Schübleri* (v. ALB.) v. SCHAUR. = *O. sessilis* v. SCHL. = *O. Schübleri* v. ALB. = *Anomia alta* GIEB.)

v. SCHLOTH, Nachtr. S. 237, Taf. 36. Fig. 1a.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 19. Taf. 79. Fig. 2, 3.

v. SEEBACH, Weimar. Trias. S. 568. Taf. 14. Fig. 4.

v. ALBERTI, Trias. S. 66—67.

Unterschale mit wulstigem Rand, aufgewachsen auf größeren Muschelschalen. Oberschale gewölbt. Wirbel rundlich, exzentrisch. Umriß regelmäßig oder unregelmäßig. Schale glatt oder schwach konzentrisch gestreift. Klappen fast stets getrennt. Vorkommen massenhaft, die aufgewachsenen Unterklappen netzförmige Wülste auf größeren Schalen bildend. Deckelklappen mitunter intensiv farbig (dunkelkarmin im Haupt-Coenothyrislager, grünlichschwarz im Nodosenkalk).

Ostrea cf. spondyloides GOLDF. (Jugendform.) (= *O. exigua* DKR. = *O. placunoides* [MÜNST.] GOLDF. als Unterklappe.)

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 3. Taf. 72. Fig. 5c. S. 19. Taf. 79. Fig. 1.

v. ALBERTI, Trias. S. 63.

Die kleine etwa 10 mm lange Form mit scharfen, sich teilweise gabelnden Rippen wurde von GOLDFUSS als Jugendform der *O. spondyloides* angesprochen. Die einheitliche Größe meiner Individuen und ihre zierliche Berippung scheinen mir eher für eine besondere Spezies zu sprechen, die in die Nähe der Klebaustern zu stellen wäre. Dieser Art wurde als Unterklappe *O. placunoides* (MÜNST.) GOLDF. zugesprochen, die ich ebenso wie die von *O. ostracina*, aber nur in einer einzigen kleinen Kolonie auf einer *Lima lineata* gefunden habe, und deren Gestalt durch breiteren und nach außen deutlich gewellten Rand abweicht.

Eine Gleichstellung der GOLDFUSS'schen Formen: *Ostrea placunoides*, *O. subanomia* und *O. Schübleri* v. ALB. untereinander und mit den SCHAUROTH'schen Varietäten der *O. subanomia*, sowie *Anomia alta* GIEB. und anderen wurde bereits durch v. SEEBACH (Weim. Trias, S. 568) vorgenommen. v. SEEBACH führte dafür die Bezeichnung *Ostrea ostracina* v. SCHL. ein, die ich auch für meine Formen beibehielt, ausgenommen *O. Beryx* GIEB. und die von GOLDFUSS als *O. placunoides* angeführte angeblich flache Form mit gewelltem Rand der Unterklappe, die ich als solche mit der kleinen gerippten Auster (nach GOLDFUSS Jugendstadium der *Ostrea spondyloides*) zu einer Art unter der GOLDFUSS'schen Bezeichnung: *Ostrea spondyloides* GOLDF. (Jugendstadium) vereinigt habe. Jedenfalls scheint es mir unmöglich, daß in dem geringen Zwischenraum zwischen den flachen Klappen der *O. placunoides* GOLDF. der Weichkörper eines Austerntieres gelebt haben sollte. Daß es sich bei der *O. spondyloides* GOLDF. (Jugendform) tatsächlich um eine typische Klebauster handelt, geht aus dem Fund einer Limaschale hervor, auf der eine kleine Kolonie zweiklappiger Exemplare aufgewachsen ist, deren Oberklappen teils der gerippten *O. spondyloides* GOLDF., teils der glatten *O. ostracina* v. SEEB. entsprechen. Von der gerippten Form fanden sich nun nur ganz wenig aufgewachsene Unterklappen mit gewelltem Rand und ebenso selten frei im Gestein befindliche einzelne Oberklappen, während die der *O. ostracina* zugesprochenen Klappen zwar als Doppelschaler selten, aber als Einzelklappen (Unterklappen aufgewachsen, Oberklappen frei im Gestein) massenhaft auftreten. Diese Übereinstimmung in der Häufigkeit ihres Auftretens (die einzelnen Klappen der gerippten Klebaustern selten, die der glatten massenhaft) dürfte daher im Hinblick auf die erfolgte Gleichstellung nicht ganz belanglos sein,

Ostrea Anomia Beryx GIEB. (= *O. subanomia* var. *Beryx* (GIEB.) v. SCHAUR.)

GIEBEL, Lieskau. S. 14. Taf. 6. Fig. 5.

v. SCHAUROTH, Lettenkohle. S. 93. Taf. 6. Fig. 8.

v. SEEBACH, Weimar. Trias. S. 570. Taf. 14. Fig. 5.

Sehr kleine, höchstens 5 mm große Form, konzentrisch gestreift mit charakteristischen, schräg zur konzentrischen Verzierung verlaufenden Parallelstreifen. Nur im Hauptmuschelkalk.

Pecten (Entolium) discites (BR.) v. SCHL. sp. (= *P. tenuistriatus* GOLDF. = *Ostracites (Pleuronecites) discites* (v. SCHL.)

v. SCHLOTH, Nachtr. S. 218. Taf. 35. Fig. 3.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 73. Taf. 98. Fig. 10.

v. ALBERTI, Trias. S. 73.

GIEBEL, Lieskau. S. 18, Taf. 2. Fig. 3 u. 8.

Im allgemeinen schlecht erhalten.

P. (Camptonectes) laevigatus v. SCHL. sp. (= *P. vestitus* GOLDF.)

v. SCHLOTH, Nachtr. S. 217. Taf. 35. Fig. 2.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 72. Taf. 98. Fig. 9.

v. SEEBACH, Weimar. Trias. S. 578.

v. ALBERTI, Trias. S. 75.

Monotis Albertii (GOLDF.) PHIL. (= *Monotis Albertii* GOLDF. = *P. inäquistriatus* (MÜNST.) GOLDF.)

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 42. Taf. 89. Fig. 1.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 4. Fig. 14.

FRECH, Werfener Schichten. S. 35. Taf. 4. Fig. 8.

KITTL, Hal.-Mon., Bakony-Trias. S. 167.

Unter den sehr zahlreich und gut erhaltenen Exemplaren finden sich nur solche mit symmetrisch entwickelten Ohren, wie sie GOLDF. für *P. inäquistriatus* angibt.

Lima lineata (DESH.) GOLDF. sp. (*Lima Münsteri* = Jugendstadium der *Lima lineata*.)

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 79. Taf. 100. Fig. 3.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 4. Fig. 20.

Lima Münsteri findet sich nur im unteren Wellenkalk zusammen mit *Lima lineata*. Letztere vereinzelt auch im Hauptwellenkalk.

Lima radiata GOLDF. sp.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 79. Taf. 100. Fig. 4.

FRECH, Lethaea trias., Taf. 4. Fig. 6.

Nur im Hauptwellenkalk zusammen mit *Lima lineata*. In den Grenzschichten anscheinend nur noch *L. radiata*.

Lima striata (DESH.) GOLDF. sp.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 78. Taf. 100. Fig. 1.

FRECH, Lethaea. Taf. 4. Fig. 7.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 5. Fig. 21.

Lima costata (MÜNST.) GOLDF. sp.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 79. Taf. 100. Fig. 2.

DUNKER, Oberschlesien. S. 291. Taf. 34. Fig. 25.

Das stratigraphische Auftreten dieser vier Limaarten beschränkt sich auf den Muschelkalk. *Lima lineata* findet sich nur im Wellenmergel und Hauptwellenkalk, ausschließlich Wellendolomit und Orbicularis-Schichten; *L. radiata* nur im Hauptwellenkalk. In den Grenzschichten war nur diese allein zu finden. *L. striata* tritt zuunterst in der oberen Dentalienbank auf und scheint ihre größte Häufigkeit in den unteren Compressus-Schichten zu erreichen. *L. costata* haben wir nur in zwei Exemplaren in der Haupt-Encrinusbank beobachtet.

Es ist bemerkenswert, daß in doppelschaligen Exemplaren (mit Ausnahme eines einzigen Exemplares von *L. radiata*) nur und zwar häufig *L. lineata* gefunden

wurde, aber lediglich in Mergeln; ebenso, daß diese Art in allen Größen, von 2—3 mm bis 10 cm Schalenlänge vorkommt, dagegen von den anderen Arten kaum Jugendstadien und schlechthin keine Doppelschaler. In den Mergeln fanden sich *L. striata* und *L. costata* überhaupt nicht. Ich ziehe daraus den Schluß, daß *L. lineata* ein typischer Schlammbewohner war, während *L. radiata*, wie ihr Auftreten in dem wellig geschichteten und konglomeratischen Hauptwellenkalk zeigt, zwar bewegtes aber reineres Wasser bevorzugte.

Gervilleia (Hoernesia) socialis v. SCHL. sp. (*Avicula soc.* BR. = *Gervilleia soc.* CREDN. = *Mytulites soc.* v. SCHL.)

v. SCHLOTH., Nachträge. S. 294. Taf. 37. Fig. 1.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 128. Taf. 117. Fig. 2.

CREDNER, Gervill. S. 642. Taf. 6. Fig. 1.

FRECH, Lethaea triass. Taf. 5. Fig. 1.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 4. Fig. 17.

In den Wellenmergeln meist kleinwüchsig. Größte Exemplare im oberen Hauptmuschelkalk.

Gervilleia costata v. SCHL. sp. (*Avicula Bronni* ALB. = *Mytulites costatus* v. SCHL. = *Gerv. costata* CREDN.)

v. SCHLOTH., Nachträge. S. 298. Taf. 37. Fig. 2.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 129. Taf. 117. Fig. 3 c—g.

FRECH, Lethaea triass. Taf. 5. Fig. 3.

FRECH, Werfener Schichten. S. 12. Taf. 1. Fig. 9—10.

HOHENSTEIN, Muschelkalk. S. 51. Taf. 1. Fig. 39—41.

Mit Ausnahme des Vorkommens in den *Myophoria transversa*-Mergeln (auf dem Rabenstein) mit deutlich blätterigen Lamellen.

Gervilleia subglobosa CREDN. sp.

CREDNER, Gervill. S. 646. Taf. 6. Fig. 2.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 4. Fig. 18.

Gervilleia* cf. *mytiloides (v. SCHL.) v. SEEB. (*Avicula Albertii* MÜNST. = *Gerv. Albertii* CREDN. = *Gerv. mytiloides* v. SEEB. = offenbar auch *Gerv. modiolaeformis* [GIEB.] FRECH.)

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 127. Taf. 116. Fig. 9.

CREDNER, Gervill. S. 654. Taf. 6. Fig. 7.

FRECH, Lethaea triass. Taf. 5. Fig. 2.

FRECH, Werfener Schichten S. 15. Taf. 1. Fig. 8.

FRECH, Bakonyer Trias. S. 9.

Die schlecht erhaltenen Fundstücke lassen keine genauere Bestimmung zu. Doch gehört diese Form jedenfalls derselben Reihe an, wie *Gervill. mytiloides* (v. SCHL.) *auct.* Das unterscheidende Merkmal von dieser ist die bedeutend schrägere Schalengestalt. Eine entsprechend schräge Form habe ich in der einschlägigen Literatur nicht gefunden.

cf. ***Mytilus eduliformis*** BR. sp. (= *Mytilus eduliformis* v. SCHL. = *Mytilus vetustus* GOLDF.)

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 169. Taf. 128. Fig. 7.

BRONN, Lethaea geogn. S. 66. Taf. 11. Fig. 4.

v. SCHLOTH., Nachträge. S. 299. Taf. 37. Fig. 4.

GIEBEL, Lieskau. S. 37. Taf. 4. Fig. 2.

FRECH, Lethaea triassica. Taf. 4. Fig. 5.

Schlecht erhaltene Stücke.

Von den *Nuculidae* und *Corbulidae* sind *Nucula elliptica* GOLDF. und *Nucula Goldfussi* v. ALB., sowie *Pseudocorbula gregaria* v. MÜNST.

wahrscheinlich vertreten, erfüllen sogar manche Platten massenhaft, lassen sich aber nur an den Schalenumrissen erkennen und zur Not identifizieren. Brauchbare Schloßabdrücke fehlen vollständig.

Unter den Myophorien macht nur mitunter die Unterscheidung der *Myoph. vulgaris* und *simplex* Schwierigkeiten, da die Exemplare häufig so stark angelöst sind, daß die vor dem Arealkiel gelegene Radialkante der *Myoph. vulgaris* nicht zu erkennen ist. Bei *Myoph. simplex* geht, wie bekannt, die Eindrückung vor der Arealkante allmählich und ohne Zwischenkante in die hintere Rückenwölbung über. Da jedoch die beiden Arten keine Unterschiede in ihrem stratigraphischen Auftreten zeigen, würde eine Verwechslung keine besondere Rolle spielen. Die Trennung zwischen *Myoph. intermedia*, *Myoph. vulgaris* und *Myoph. transversa* auf Grund des Verhältnisses zwischen Rippenabstand und Schalenhöhe nach dem v. SEEBACH'schen Quotienten läßt sich ohne Schwierigkeit durchführen.

Myophoria simplex v. SCHL.

Myophoria vulgaris v. SCHL. sp. (= *Trigonellites* v. SCHL. = *Lyrodon vulgare* GOLDF.)

v. SCHLOTHEIM, Nachträge. S. 192. Taf. 36. Fig. 12.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 87—94. Taf. 7. Fig. 6—10.

Myophoria intermedia v. SCHAUR.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 102. Taf. 7. Fig. 16—18.

Myophoria transversa BORNEM.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 98. Taf. 7. Fig. 15.

Sehr gut erhaltene Abdrücke mit dichter konzentrischer Streifung aus den *Myoph. transversa*-Mergeln.

Myophoria orbicularis BR. sp. (= *Lyrodon orbiculare* GOLDF. = *Lucina plebeja* GIEB.)

BRONN, Lethaea geogn. S. 72. Taf. 13. Fig. 10.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 65. Taf. 7. Fig. 1—4.

Ziemlich flache Form mit wenig über den Schloßrand ragendem Wirbel. Die älteren Autoren zeichnen viel zu hochgewölbte Formen mit zu starkem Wirbel.

Myophoria costata ZENK. (= *M. fallax* v. SEEB.)

v. SEEBACH, Weim. Trias. S. 608. Taf. 14. Fig. 10a.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 130. Taf. 8. Fig. 8.

Zahlreich in den *Myoph. costata*-Schichten des Röt.

Myophoria pes anseris BR. sp. (*Trigonellites pes anseris* v. SCHL. = *Lyrodon pes anseris* GOLDF.)

BRONN, Lethaea geogn. S. 70. Taf. 11. Fig. 8.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 118. Taf. 7. Fig. 20—21 und Taf. 8. Fig. 1.

Nur ein Abdruck.

Myophoria laevigata v. ALB. sp. (*Trigonia laevigata* v. ZIETEN = *Lyrodon laevig.* GOLDF.)

v. ALBERTI, Trias. S. 115.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 44. Taf. 6. Fig. 5—15.

Gut erhaltene Abdrücke und Steinkerne.

Myophoria cardissoides v. SCHL. (*Bucardites cardissoides* v. SCHL. = *Lyrodon deltoideum* GOLDF.)

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 197. Taf. 135. Fig. 13.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 34. Taf. 6. Fig. 1—4.

Myophoria elegans DUNK. (*Lyrodon curvirostre* GOLDF. = *Cardita curvirostre* GIEB. = *Neoschizodus curvirostris* GIEB.)

DUNKER, Oberschlesien. S. 300. Taf. 35. Fig. 1.

RÜBENSTRUNK, Myoph. S. 143. Taf. 8. Fig. 13—17.

Pholadomya sp.

Diese kleine Art zeigt schon in den wenigen gefundenen Exemplaren trotz der starken Verdrückungen eine ungewöhnliche Variabilität. Querschnitt herzförmig. Von den ziemlich spitzen Wirbeln zwei mehr oder minder breite, flache Eindrückungen ausgehend, die den Rücken gegen das vordere und hintere Ende der Klappen abgrenzen. In Gestalt, konzentrischer Streifung und Variabilität erinnert sie zum Verwechseln an die jurassische *Pholadomya donacina* VOLTZ (GOLDF., Petr. Germ., S. 272, Taf. 157, Fig. 8). Die Spielarten bewegen sich in den von GOLDFUSS in Fig. 8 c—e—d angegebenen Grenzen, wobei jedoch bei der der Fig. d am meisten entsprechenden Form der Hinterrand noch stärker nach oben gezogen ist. Größe gleich oder kleiner als die von GOLDFUSS abgebildete, jurassische Form.

Anoplophora fassaënsis WISSM. (*Myacites auct.*)

v. MÜNSTER, Beitr. S. 9. Taf. 16. Fig. 2.

v. ALBERTI, Trias. S. 137. Taf. 3. Fig. 8.

FRECH, Werfener Schichten. S. 40. Taf. 7. Fig. 3.

BITTNER, Lamellibr., Bakonyer Trias. S. 84. Taf. 9. Fig. 11—12, 13—17.

G. BENDER, Homomyen und Pleuromyen. S. 55. Taf. 1, Fig. 6 und Taf. 2 Fig. 6—9.

Sehr häufig im Wellenkalk. Wenn auch fast alle Formen mehr oder minder starke Verdrückungsmerkmale zeigen, so ist doch eine gewisse Variabilität derselben unverkennbar, wenn auch WISSMANN, v. ALBERTI und FRECH die Formbeständigkeit geradezu hervorheben und den Formwechsel nur auf Verdrückung zurückführen.

Umriß eiförmig und mehr oder weniger länglich. Wirbel den Schloßrand wechselnd stark überragend und leicht nach vorn geneigt. Wölbung zwar unterschiedlich, aber gleichmäßig und kräftig. Die Regel sind zweiklappige Exemplare, deren Klappen meist gegeneinander verschoben sind. Konzentrische Anwachsstreifen zeigen nur vereinzelte Exemplare.

cf. ***Anoplophora Münsteri*** WISSM.

v. MÜNSTER, Beitr. S. 20. Taf. 16. Fig. 5—6.

v. ALBERTI, Trias. S. 139. Taf. 3. Fig. 9—10.

Eine kleine Form in schlecht erhaltenen Steinkernen und Abdrücken, deren Gestalt der obigen ungefähr entsprechen könnte, tritt massenhaft in den Costata-Schichten (Röt) und in den Transversamergeln (Unt. Hauptmusch.) auf. Ob es sich in beiden Vorkommen um dieselbe oder verschiedene Arten handelt, läßt sich nicht entscheiden. Der Größe nach steht sie in der Mitte zwischen *Anoplophora fassaënsis* und *Nuculla elliptica*, wechselt aber sehr in der Größe. Ich betrachte sie als Kümmerform. Bemerkenswert ist jedoch, daß in der Dolomitbank des Röt auch die mit ihr vorkommenden Myophorien (*vulgaris* und *costata*) kleinwüchsig sind, während in den Transversamergeln die sie begleitenden Formen (*Myoph. transversa* und *Gervill. costata*) normale Größe zeigen. Doch treten die letzteren in den Transversamergeln nur vereinzelt neben der kleinen *Anoplophora* auf, während in den Costata-Schichten auch die Myophorien sehr zahlreich sind. Wenn man die dolomitische Fazies des letzteren Vorkommens berücksichtigt, so mag in diesem für alle darin enthaltenen Muschelformen, in den Transversamergeln nur für die *Anoplophora Münsteri* die Ursache der möglichen Verkümmerng im Raum- und Nahrungsmangel zu suchen sein.

***Pleuromya musculoides* v. SCHL.**

v. SCHLOTH., Nachtr. S. 177. Taf. 33. Fig. 1, 2.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 259. Taf. 153. Fig. 10.

v. ALBERTI, Trias. S. 135. Taf. 3. Fig. 6.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 7. Fig. 43.

G. BENDER, Homo- und Pleuromyen S. 76. Taf. 2. Fig. 1, 3—5 und Taf. 3. Fig. 1, 4.

Ziemlich beständiges Verhältnis der Höhe zur Länge.

***Pleuromya elongata* v. SCHL.**

v. SCHLOTH., Nachtr. Taf. 33. Fig. 3.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 260. Taf. 153. Fig. 12.

FRECH, Lethaea triass. Taf. 5. Fig. 14.

G. BENDER, Homomyen und Pleuromyen. S. 90. Taf. 3. Fig. 2, 3.

Ein Exemplar.

***Pleuromya radiata* MÜNST. (*Myacites radiatus* MÜNST.)**

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 260. Taf. 153. Fig. 13.

Ein Exemplar. Radialrippen nur schwach angedeutet.

***Pleuromya ventricosa* (v. SCHL.) GOLDF.**

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 260. Taf. 153. Fig. 11.

v. ALBERTI, Trias. S. 148. Taf. 3. Fig. 7.

FRECH, Lethaea triass. Taf. 5. Fig. 18.

G. BENDER, Homo- und Pleuromyen. S. 71. Taf. 4. Fig. 4.

Ein Exemplar.

***Pleuromya Albertii* VOLTZ.**

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 261. Taf. 154. Fig. 3.

v. ALBERTI, Trias. S. 149. Taf. 5. Fig. 1.

G. BENDER, Homo- und Pleuromyen. S. 41. Taf. 1. Fig. 1—3.

Gastropoden.

Die Schneckenfauna ist relativ arm. Da die aufgefundenen Exemplare zudem schlecht erhalten sind, kann die Artbestimmung bei den meisten Exemplaren nur unter Vorbehalt stattfinden.

***Patella subannulata* (MÜNST.) GOLDF.**

v. SCHLOTH., Nachtr. S. 114. Taf. 32. Fig. 3.

GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 6. Taf. 167. Fig. 6.

Auf *Lima lineata* aufgewachsen.

***Heterocosmia* cf. *obsoleta* v. ZIET.**

v. ZIETEN, Verstein. Württ. S. 47. Taf. 36. Fig. 1.

v. ALBERTI, Trias. S. 172. Taf. 6. Fig. 9.

GIEBEL, Lieskau. S. 69, Taf. 7. Fig. 2.

GRUNERT, Gastropoden. S. 45. Taf. 5. Fig. 2.

Ähnliche Form bei K. WALTHER (Taf. 8, Fig. 55) als *Rhabdoconcha Fritschii* PIC.

***Chemnitzia* cf. *Schüttei* GIEB.**

v. SCHAUROTH, Lettenkohle. Taf. 7. Fig. 11.

GIEBEL, Lieskau. S. 68. Taf. 5. Fig. 12.

GRUNERT, Gastropoden. S. 38. Taf. 4. Fig. 4.

***Chemnitzia* cf. *gregaria* v. SCHL.**

GIEBEL, Lieskau. S. 65. Taf. 5. Fig. 4.

GRUNERT, Gastropoden. S. 35. Taf. 4. Fig. 3.

K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 8 Fig. 50.

***Chemnitzia* cf. *turris* GIEB.**

GIEBEL, Lieskau. S. 67. Taf. 5. Fig. 5.

GRUNERT, Gastropoden. S. 36. Taf. 2. Fig. 9.

Chemnitzia cf. detrita GOLDF.

- v. ALBERTI, Trias. S. 173. Taf. 7. Fig. 1.
GRUNERT, Gastropoden. S. 42. Taf. 3. Fig. 3.

Chemnitzia cf. gracilior v. SCHAUR.

- v. ALBERTI, Trias. S. 173. Taf. 7. Fig. 2.
GRUNERT, Gastropoden. S. 39. Taf. 4. Fig. 12.

Natica cf. Gaillardoti DEFR.

- GIEBEL, Lieskau. S. 64. Taf. 5. Fig. 8, 13 und Taf. 7. Fig. 9.
GRUNERT, Gastropoden. S. 25. Taf. 2. Fig. 1.

Nur kleine Exemplare. Offenbar Jugendstadien oder auch Kümmerformen, die GIEBEL u. a. als besondere Spezies beschrieben haben.

Undularia scalata v. SCHL.

- GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 106. Taf. 196. Fig. 14.
GIEBEL, Lieskau. S. 62. Taf. 7. Fig. 1.
GRUNERT, Gastropoden S. 47. Taf. 5. Fig. 4.
K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 8. Fig. 52—53.

Wenige schlechterhaltene Kerne.

cf. **Litorina tiscaviensis** GIEB.

- GIEBEL, Lieskau. S. 68. Taf. 5. Fig. 9.
GRUNERT, Gastropoden. S. 38. Taf. 3. Fig. 2.

Worthenia cf. Albertiana v. ZIET.

- v. ZIETEN, Verstein. Württ. S. 91. Taf. 68. Fig. 5.
GRUNERT, Gastropoden. S. 12. Taf. 1. Fig. 5.

Ein Exemplar.

cf. **Loxonema** (JOH. BÜHMI) PHIL.

- PHILIPPI, Trig. Dol. S. 185. Taf. 8. Fig. 3.
K. WALTHER, 12 Foss. Taf. Taf. 7. Fig. 49.

cf. **Bucania? sp. ind.**

- KITTL, Gastropod. St. Cassian, 1891. S. 223. Taf. 4. Fig. 5.

Ein Exemplar. Anscheinend verdrückt, aber sonst symmetrisch gebaut, ähnlich der KITTL'schen Form.

Dentalium laeve v. SCHL. sp.

- v. SCHLOTH., Nachtr. S. 93. Taf. 32. Fig. 2.
GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 2. Taf. 166. Fig. 4.
K. WALTHER, Foss. Taf. Taf. 7. Fig. 46 a, b.

Vermes.

Serpula valvata GOLDF. sp.

- GOLDFUSS, Petr. Germ. S. 225. Taf. 67. Fig. 4.

Serpula cf. serpentina SCHMID und SCHLEIDEN.

- v. ALBERTI, Trias. S. 61—62.

Eine ähnliche Form wäre nach v. ALBERTI *Serpula socialis* GOLDF. (GOLDF., Petr. Germ., S. 235, Taf. 69, Fig. 12).

Serpula pygmaea MÜNST. sp.

- v. MÜNSTER, Beitr. S. 54, Taf. 5. Fig. 25.

Sehr kleine, unregelmäßig geschlängelte Form, auf *Lima lineata* festgewachsen.

Cephalopoda.

Nautilidae OWEN.

Germanonutilus fand sich im unteren und oberen Muschelkalk. Trotz der starken Verdrückung unserer Exemplare ließen sich *Germanonutilus dolomiticus* und *G. bidorsatus* sicher trennen. Darnach kommt im Wellenkalk nur der erstere vor, im Hauptmuschelkalk nur der letztere.

Germanonautilus dolomiticus QUENST.

FRANZ, Nautil. S. 489.

K. WALTHER, Foss.Taf. Taf. 10 und 11. Fig. 62.

Germanonautilus bidorsatus v. SCHL. sp.

v. SCHLOTH, Nachtr. S. 82. Taf. 31. Fig. 2.

FRANZ, Naut. S. 494.

FRECH, Lethaea triass. Taf. 3. Fig. 16.

K. WALTHER, Foss.Taf. Taf. 10 und 11. Fig. 63.

Ammonoidea.

Beneckeia Buchi v. ALB.

DUNKER, Oberschles. S. 335. Taf. 42. Fig. 3, 4, 5.

v. ALBERTI, Trias. S. 182.

K. WALTHER, Foss.Taf. Taf. 9. Fig. 58.

Ceratitidae v. BUCH.

Abgesehen von einigen Kalkbänken ist der Hauptmuschelkalk an Ceratiten ziemlich arm. Ihre Erhaltung ist meistens schlecht. Reste der Schale konnten nur noch an zwei Exemplaren festgestellt werden. Die Regel sind Bruchstücke, nach deren Verzierung wir sieben verschiedene Spezies unterscheiden.

Ihr stratigraphisches Auftreten wurde S. 150 bereits dargestellt. Bei der großen Bedeutung der Ceratiten als Leitformen des germanischen Hauptmuschelkalkes seien die Kronacher Vertreter hier noch einmal unter Angabe ihrer Häufigkeit und ihres Lagers in das stratigraphische Schema eingereiht. Im übrigen ist zu betonen, daß, soweit die RIEDEL'schen Formen bei Kronach vertreten sind, ihre Aufeinanderfolge ganz mit derjenigen übereinstimmt, die RIEDEL (37. 90—91) für Nordwestdeutschland angibt.

Äquivalent: Haupt-Terebratel-Bank (?).

	Zwischenschichten.	
Nodosen-Schichten.	Kleine Terebratel-Bank.	
	Zwischenschichten.	
	Untere Hauptwerkkalkbank.	<i>Cer. nodosus</i> typus.
	Untere Nodosen-Schichten.	
	<u>Cycloides-Bank.</u>	} <i>C. postspinosus.</i> <i>C. spinosus.</i>
Obere	Obere Coenothyris-Schichten.	
Compressus-Schichten.	Discites-Schichten.	} <i>C. similis.</i> <i>Cer. evolutus</i> ; <i>C. spinosus.</i> <i>C. compressus.</i>
	<u>Spiriferinen-Bank.</u>	
	Untere Coenothyris-Schichten.	} <i>C. compressus.</i> <i>C. evolutus.</i> <i>C. pulcher.</i>
Untere	Myophorienplatten.	
Compressus-Schichten.	Gervilleienplatten.	
	<u>Haupt-Encrinus-Bank.</u>	} <i>Cer. pulcher.</i>
	Untere Übergangs-Schichten.	

(Die Ceratiten sind hier nach dem Grade ihrer Häufigkeit von oben nach unten, bzw. links nach rechts geordnet; die häufigsten stehen oben bzw. links; die besonders häufigen sind unterstrichen.)

Zahlreicher (mehrere Exemplare in einem Gesteinsstück) fanden sich nur *Ceratites compressus* (in der Spiriferinen-Bank) und einige Individuen aus der Verwandtschaft des *Ceratites spinosus* (in den oberen Coenothyris-Schichten).

***Ceratites pulcher* RIEDEL var.**

RIEDEL, Ceratiten. S. 25. Taf. 3. Fig. 2.

Drei relativ guterhaltene Exemplare. In Verzierung, Größenverhältnissen und Nabelung gut mit dem zitierten RIEDEL'schen Exemplar übereinstimmend. Die Nabelweite variiert auch bei unseren Exemplaren.

***Ceratites compressus* (SANDB.) E. PHIL. sp.**

PHILIPPI, Ceratiten. S. 54. Taf. 4. Fig. 2.

RIEDEL, Ceratiten. S. 38. Taf. 9. Fig. 5, 6.

Nur Bruchstücke. Relativ weite Nabelung. Lateralrippen regelmäÙig, auf der Externseite deutlich vorgebogen. Querschnitt der Windung länglich oval.

***Ceratites evolutus* E. PHIL. sp.**

PHILIPPI, Ceratiten. S. 61. Taf. 9. Fig. 2.

RIEDEL, Ceratiten. S. 42. Taf. 10. Fig. 2.

Ein Bruchstück, das die Nabelweite leider nur abschätzen, dagegen die Skulptur mit der von PHILIPPI abgebildeten Form recht gut zu vergleichen erlaubt. Minder gut entsprechen der PHILIPPI'schen Form zwei andere Bruchstücke einer stark evoluten Form von geringer Windungshöhe, dagegen relativ großer Windungsdicke. Dagegen tritt bei diesen Exemplaren die Evolutus-Skulptur sehr deutlich hervor.

***Ceratites* cf. *spinosus* E. PHIL.**

RIEDEL, Ceratiten. S. 55. Taf. 13. Fig. 4. Taf. 14. Fig. 1—3.

Da beide Exemplare nur aus je einem Bruchstück eines Umganges bestehen, gestattet nur die Verzierung einen Vergleich mit den RIEDEL'schen Formen. Die Rippen sind auf der Externseite nach rückwärts gebogen und zu ebenfalls rückwärts gebogenen zapfenförmigen Knoten verdickt.

***Ceratites* cf. *postspinosus* RIEDEL sp.**

RIEDEL, Ceratiten. S. 58. Taf. 14. Fig. 4. Taf. 15. Fig. 1, 2. Taf. 16. Fig. 1.

Höhe der letzten Windung	45 mm	} daher 100 : 58.
„ „ vorletzten „	26 mm	
Größter Durchmesser	103 mm.	

Daher Durchmesser zur letzten Windung = 100 : 43. Dicke der letzten Windung: ca. 40 mm (geschätzt, da unvollständig). Der letzte Umgang des gut erhaltenen Exemplares zeigt die feine, gegen den Nabel hin sichelförmig nach vorne abgobogene Anwachsstreifung, wie sie PHILIPPI (Ceratiten, S. 51, Taf. 2, Fig. 1) für seinen *Ceratites flexuosus* beschreibt. Die gröbere Skulptur besteht aus schwächeren und stärkeren Rippen, kräftigen Lateralknoten, die in die nach außen zurückgebogenen, stärkeren Rippen und schließlich in die Externknoten übergehen. Die letzteren lassen, wenn auch durchweg abgebrochen, doch noch die nach rückwärts gebogene Zapfenform erkennen. Sowohl ihrer Skulptur wie ihrem Windungs- und Involutionsverhältnisse nach entspricht die Form ganz dem *Ceratites postspinosus* RIEDEL.

***Ceratites nodosus typus* (BRUG.) v. SCHL. sp.**

PHILIPPI, Ceratiten. S. 65. Taf. 14. Fig. 1 und 3.

Die ohne Zweifel ziemlich verdrückte und angelöste Form entspricht in ihren Windungsverhältnissen vollkommen l. c. Fig. 1, in ihrer Skulptur l. c. Fig. 3. Charakteristisch ist der Übergang der scharfen Lateralrippen mit deutlich abgesetzten Externknoten, die leicht nach vorn gebogen sind, in die rundlichen, wulstig ver-

dickten Rippen der Wohnkammer. Die Lateralrippen der äußeren Luftkammern bilden sich auf den inneren Windungen zu mehr und mehr verschwindenden Knoten zurück.

Ceratites sp. **Nr. 1**, cf. *compressus* (SANDB.) PHIL. — *similis* RIED.

Das Bruchstück eines Umganges mit gut erhaltener Skulptur, stellenweise noch mit Anwachsstreifen, läßt sich höchstens und auch dies nur unter Vorbehalt zwischen *Cer. similis* und *Cer. evolutus* unterbringen. Querschnitt länglich oval. Rippen vorgeneigt, flach, ungleich dick; Schaltrippen angedeutet, Nabel anscheinend weit. Nähere Artbestimmung auf Grund der vorhandenen Literatur nicht möglich.

Ceratites sp. **Nr. 2**, cf. *similis* RIED. — *nodosus* (BRUG.) v. SCHL.

Ein weiteres Bruchstück einer Windung läßt außer seiner bedeutenderen Größe und Nabelweite mit Sicherheit nur die kräftige Wölbung des Externteiles und die ähnlich dem *Ceratites nodosus* zu Externknoten verdickten Lateralrippen erkennen. Das Exemplar wurde daher zwischen *Cer. similis* und *Cer. nodosus* gestellt.

Vertebraten.

Von Wirbeltieren wurden nur kümmerliche Reste gefunden und auch diese durchweg zerstreut und zertrümmert, wohl ein weiterer der vielen Hinweise, daß die Ablagerungen des Kronacher Muschelkalkes vorwiegend in bewegtem Wasser erfolgten. Die Knochenreste bestehen meist aus Stücken von Rippen und Wirbeln, die ebensowenig wie ein ganzer Nothosaurus-Lendenwirbel aus dem Röt zur spezifischen Bestimmung ausreichen. Bestimmbar waren hingegen eine Anzahl Zähne und Fischschuppen:

Fische: *Acrodus lateralis* (AG.) JAEKEL sp. — *Hybodus* sp. — *Hybodus plicatilis* AG. — *Pycnodus* sp. — *Tholodus* (*Colobodus* AG.) — *Palaeobates angustissimus* AG.

Saurier: *Placodus* sp. — *Nothosaurus* sp.

Biologische Bemerkungen.

Zur Biologie der Muschelkalkfauna erwähne ich hier nur einige wenige Beobachtungen aus meinem Kronacher Gebiet, soweit sie mir paläobiologisch von Belang zu sein scheinen.

Als typische Schlammbewohner finden sich bei Kronach in Wellenmergeln vor allem:

Lingula tenuissima BR. — *Pecten discites* (BR.) v. SCHL. — *Lima lineata* (DESH.) GOLDF. — *Gervilleia socialis* v. SCHL. — *Myophoria cardissoides* v. SCHL. — *Pholadomya* sp. ind. — *Anoplophora fassaënsis* WISSM. — Die verschiedenen Pleuromyen. — Mehrere Schnecken. — *Germanonutilus dolomiticus* QUENST. — *Beneckeia Buchi* v. ALB.

Pecten discites, in tonreichem Gestein fast nur in Größen bis 10 mm, bevorzugte kalkig-schlammige Gründe.

In den tonreichen Orbicularis-Schichten finden sich *Myophoria orbicularis*, in den gleichfalls stark tonigen Transversa-Mergeln *Anoplophora Münsteri*, *Myophoria transversa* und *Gervilleia costata*. Auffallenderweise fehlen in den tonreichen Mergeln des Hauptmuschelkalkes Fossilien fast gänzlich. Nur vereinzelt sah ich *Pleuromya musculoides* und Ceratiten.

Die Berippung von *Lima radiata*, die im oberen Wellenkalk nach und nach *Lima lineata* verdrängt und in den Grenzschichten nur noch allein gefunden wurde, deutet auf eine Verstärkung der Schale hin, die vielleicht durch äußere, eine größere Widerstandsfähigkeit der Schalen bedingende Ursachen veranlaßt worden

Verteilung der Arten im Kronacher Muschelkalk.

v = vereinzelt, h = häufig, m = massenhaft.

Bestimmte Arten:	Roth	Wellendolomit	Wellenmergel	Haupt-Wellenkalk	Orbicularis-Schichten	Anhydrit-Gruppe	Untere Übergangs-Schichten	Untere Compressus-Schichten	Oberer Compressus-Schichten	Nodosen-Schichten	Semipartitus-Schicht.
<i>Rhizocorallium jenense</i>	—	—	h-h-h	—	—	—	v	—	—	—	—
„ <i>commune</i>	—	—	h-h-h-h-h-h	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Encrinurus liliiformis</i>	—	—	v	v	—	—	m	h	—	—	—
<i>Pentacrinurus dubius</i>	—	—	m-m-m	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cidarid granaeava</i>	—	—	v	—	—	—	—	v-v	—	v	—
<i>Aspidura Ludeni</i>	—	—	v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Coenothyris vulgaris</i>	—	—	m	—	—	—	h	m-v	h	v	—
„ „ <i>var. minor</i>	—	—	—	—	—	—	—	m	—	v	—
„ „ <i>var. cycloides</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	m	—	—
<i>Waldheimia angusta</i>	—	—	v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lingula tenuissima</i>	h	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Spiriferina fragilis</i>	—	—	—	—	—	—	—	h	—	—	—
<i>Ostrea complicata</i>	—	—	—	—	—	—	—	v-v	v	—	—
„ <i>spondyloides</i>	—	—	—	—	—	—	v	v	—	—	—
„ <i>decemcostata</i>	—	—	v-v	—	—	—	v	v	v	—	—
<i>Hinnites comtus</i>	—	—	v-v-h	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ostrea spondyloides (Jugendform)</i>	—	—	v-v	—	—	—	v	v	—	—	—
„ <i>ostracina</i>	—	—	v-v-v-m	v	—	—	v-v-v-h-v-v-h	v	hh	—	—
„ <i>(Anomia) Beryx</i>	—	—	—	—	—	—	v	v	—	—	—
<i>Pecten discites</i>	—	—	h-h.h-v	v	—	—	v-v-v-v-v-v-m-v-v-v-v	—	—	—	—
„ <i>laevigatus</i>	—	—	v-v-v-h	v-v	—	—	—	v-v	v	—	—
<i>Monotis Albertii</i>	v	v	v	v	—	—	v-v	v-v	—	h	—
<i>Lima lineata</i>	—	—	v-h.h-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>radiata</i>	—	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>striata</i>	—	—	v	v	—	—	h	h-h-h	v	v-v	—
„ <i>costata</i>	—	—	—	—	—	—	v	v	—	—	—
<i>Gervilleia socialis</i>	v	—	h-h-h	—	—	—	v-v-m-v-v-v-v-h-v-h	—	—	—	—
„ <i>costata</i>	—	—	—	—	—	—	v	v-h	v	v	—
„ <i>subglobosa</i>	v	—	v-v-v-v	v-v	—	—	m	—	—	—	—
„ <i>mytiloides</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>sp. ind.</i>	—	—	—	v	—	—	—	—	—	—	—
<i>Mytilus eduliformis</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	v-v-v	v	—	—	—
<i>Nucula elliptica</i>	—	—	—	—	—	—	—	m	—	—	—
„ <i>Goldfussi</i>	—	—	—	—	—	—	—	h	v	—	—
<i>Pseudocorbula gregaria</i>	—	—	—	—	—	—	—	vh-v	v	—	—
<i>Myophoria vulgaris</i>	v	h	v-v-v	v	—	—	v-v-h-m-h	v	v	—	—
„ <i>intermedia</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	v	v	—
„ <i>transversa</i>	—	—	—	—	—	—	h	—	—	—	—

Bestimmte Arten:	Röth	Wellendolomit	Wellenmergel	Haupt-Wellenkalk	Orbicularis-Schichten	Anhydrit-Gruppe	Untere Übergangs-Schichten	Untere Compressus-Schichten	Obere Compressus-Schichten	Nodosen-Schichten	Semipartitus-Schicht.
<i>Myophoria orbicularis</i>	—	—	—	—	m	—	—	—	—	—	—
„ <i>costata</i>	h	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>pes anseris</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	v	—
„ <i>laevigata</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	h-h-v-v	v	—	—
„ <i>cardissoides</i>	—	—	h-h-h	—	—	—	—	—	v	v	—
„ <i>elegans</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	v	v	—
<i>Pholadomya</i> sp. ind.	—	—	v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Anoplophora fassaënsis</i>	—	—	—	h-h-h-v-v-v-v	—	—	—	—	—	—	—
cf. <i>Anoplophora Münsteri</i>	h	—	—	—	—	m	v	—	—	—	—
<i>Pleuromya musculoides</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	v	—	—	v-v	—
„ <i>elongata</i>	—	—	v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>radiata</i>	—	—	v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>ventricosa</i>	—	—	—	—	—	—	v	—	—	—	—
„ <i>Albertii</i>	—	—	h-h-h	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Patella subannulata</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Heterocosmia obsoleta</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Chemnitzia Schüttei</i>	v	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>gregaria</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>turris</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	v	—	—	—	—
„ <i>detrita</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>gracilior</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Natica Gaillardoti</i>	—	—	—	—	—	—	v	—	—	—	—
<i>Undularia scalata</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	v-v-v	—	—	—	—
<i>Litorina liscaviensis</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Worthenia</i> cf. <i>Albertiana</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Loxonema J. Boehmi</i>	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Bucania</i> sp. ind.	—	—	v-v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Dentalium laeve</i>	—	—	h-h h	—	—	—	—	v-v-v	v-v	—	—
<i>Serpula valvata</i>	—	—	v-v-v	v	—	—	v	—	—	—	—
„ <i>serpentina</i>	—	—	—	—	—	—	v	v	—	—	—
„ <i>pygmaea</i>	—	—	v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Germanonutilus dolomiticus</i>	—	—	v	—	—	—	—	—	—	—	—
„ <i>bidorsatus</i>	—	—	—	—	—	—	v-v-v	v-v-	—	—	—
<i>Beneckeia Buchi</i>	—	—	v-v	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ceratites pulcher</i>	—	—	—	—	—	—	v-v-v	—	—	—	—
„ <i>compressus</i>	—	—	—	—	—	—	v-v-v-v-v-v	—	—	—	—
„ <i>evolutus</i>	—	—	—	—	—	—	v-v-v-v-v	—	—	—	—
„ <i>spinosus</i>	—	—	—	—	—	—	—	v-v-v	—	—	—
„ <i>postspinosus</i>	—	—	—	—	—	—	—	v-v-v	—	—	—
„ <i>nodosus typus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	v-v	—	—
„ sp. I <i>compressus similis</i>	—	—	—	—	—	—	—	v-v-v	—	—	—

Bestimmte Arten:	Röth	Wellendolomit	Wellenmergel	Haupt-Wellenkalk	Orbicularis-Schichten	Anhydrit-Gruppe	Untere Übergangs-Schichten	Untere Compressus-Schichten	Obere Compressus-Schichten	Nodosen-Schichten	Semipartitus-Schicht.
<i>Ceratites</i> sp. II <i>similis nodosus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	v	—	—
<i>Acrodus lateralis</i>	—	—	—	—	—	—	—	v	—	v	—
<i>Pycnodus</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	v	—
<i>Hybodus</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	v	—	—	—
„ <i>plicatilis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	v	—
<i>Tholodus</i> (<i>Colobodus</i> Ag.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	v	—
<i>Palaeobates angustissimus</i>	—	—	—	—	—	—	—	v	—	—	—
<i>Placodus</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	v-v	—	—	—
<i>Nothosaurus</i> sp.	v	—	v	v	—	—	—	v	—	v-v	—
Fischschuppen.	v	—	—	—	—	—	v	v-v	—	—	v-v
Bohrwürmer	—	—	—	v	—	—	—	v	—	—	—

sein mag. Jedenfalls war das obere Wellenkalkmeer bedeutend weniger tief, wie das des Wellenmergels und die Beschaffenheit der Gesteine des oberen Wellenkalkes läßt erkennen, daß bei hohem Seegang auch das Bodenwasser stark bewegt war.

In der Anhydritzeit hat bei uns nur eine ganz spärliche Wirbeltierfauna ihr Dasein gefristet. Nähere Schlüsse lassen die wenigen Knochenreste nicht zu.

Die Ceratiten haben nach PHILIPPI und RIEDEL in seichem Meerwasser gelebt (37. 17). Als Beweis dafür führt PHILIPPI „einen Ceratiten an, auf dessen inneren Windungen eine *Placunopsis ostracina* sitzt, über die der folgende Umgang hinweggewachsen ist.“ Ich habe diese Beobachtung an zwei Exemplaren bestätigen können, einem *Ceratites nodosus* aus den obersten Nodosenschichten und einem anderen Exemplar dieser Art von unbekanntem Fundort, das aus der Sammlung des Erlanger geologischen Instituts stammt.

Die Erhaltung der Färbung der Coenothyrischalen ist sehr verschieden. Im Haupt-Coenothyrislager (Wellenkalk) wurden zum Teil noch schwach rosafarbene Schalen mit Farbstreifen gefunden. Die meisten Exemplare waren aber farblos. Im Hauptmuschelkalk hat sich bei den Coenothyrischalen aus den unteren und oberen Coenothyris-Schichten die Farbe zum Teil noch vollständig erhalten, während die Schalen aus den Bänken mit *Coenothyris vulgaris* var. *minor* (in den unteren Coenothyris- und den obersten Nodosenschichten [kleine Terebratel-Bank]), sowie der *Coenothyris vulgaris* var. *cycloides* (Cycloides-Bank) farblos sind.

Die dunkelkarminrote Farbe der *Ostrea ostracina* in der Haupt-Coenothyris-Bank scheint nur durch einen feinen Überzug von Roteisen verursacht zu sein; wenigstens zeigten sich die Kriställchen kleiner Drusen dieser Bank ebenfalls von dünnen violetten Eisenoxydhäutchen überzogen.

Genetische Bemerkungen.

Über den Flachmeercharakter des deutschen Muschelkalkmeeres ist sich die überwiegende Mehrzahl der Forscher einig. Abweichende Meinungen dürften den Gründen gegenüber, die für Flachsee sprechen, kaum ernstlich ins Gewicht fallen.

Der deutsche Muschelkalk bietet aber außerdem noch eine Menge von Sonderproblemen, deren Behandlung in der Literatur nicht die gleiche Einstimmigkeit aufweist. Ich gehe auf jene aber nur dort näher ein, wo ich glaube, auf Grund meiner eigenen Beobachtungen etwas Neues beisteuern zu können.

Den Gründen, die G. WAGNER (44. 172) und FISCHER (12. 33) für eine Flachseeogenese des Muschelkalkes geltend machen, habe ich lediglich und nicht als schlechteste Stütze die Beschaffenheit meiner oberen Grenzschichten des Wellenkalkes hinzuzufügen, die gleichzeitig konglomeratisch, oolithisch und glaukonitisch sind, weil zum mindesten die echt oolithische Eigenschaft in diesem Falle zugleich auch die Flachseeherkunft der beiden andern erweist.

Ein besonderes Interesse verdienen die konglomeratischen Bildungen des Muschelkalkes, schon weil ihre Entstehung in sehr verschiedener Weise gedeutet wird. R. WAGNER (47. 29 u. 43) führt sie auf den Wellenschlag zurück, der in wenig tiefem Meere die frischen Sedimente aufwühle. Bruchstücke noch nicht völlig verfestigter Gesteine werden auf dem Meeresgrunde abgerollt und sekundär wieder verkittet. FISCHER (12. 28) schließt sich dieser Meinung an. Andere Forscher scheinen die Konglomerate mehr für Verfrachtungsprodukte der am Strand oder in Strandnähe aufgearbeiteten Sedimente zu halten. (G. WAGNER, 44. 144.) BORNEMANN glaubt sogar an terrigene Herkunft der Geschiebe. Er schreibt (8. 433): „Ihr Ursprung ist vielmehr in der Abrasion der Küsten durch die Brandung oder in der Herbeischaffung durch Landwässer zu suchen.“

Ehe ich die genetische Seite dieses Problems berühre, möchte ich zunächst hervorheben, daß ich bei Kronach zwei verschiedene Arten von Konglomeraten unterscheide:

1. Solche, bei denen die Geschiebe von anderer Fazies sind als das sie einschließende Gestein.
2. Solche, bei denen Gestein und Einschlüsse in ihrer Fazies einander entsprechen.

Letztere finden sich namentlich in der Nähe des Encrinuslagers (Oberer Hauptwellenkalk). Das einschließende Gestein scheint nur mergeliger zu sein als die Einschlüsse. Erstere finden sich im Encrinuslager selbst, in den konglomeratisch-oolithisch-glaukonitischen Grenzschichten, außerdem (im Hauptmuschelkalk) im glaukonitischen Oolithkalk und in zahlreichen, fossilführenden Kalkbänken. Nach den verschiedenen Beschreibungen zu beurteilen sind offenbar diese letzteren in der Literatur so eingehend besprochen worden. Ihre Einschlüsse bestehen aus dichtem, blauem Kalk, wie er sich in verschiedenen Bänken des Wellenkalkes findet, oder auch sonst gleichem, aber braungefärbtem Kalkstein, dessen Verfärbung offenbar auf Oxydation des im Blaukalk feinverteilten Schwefeleisens beruht. Jedenfalls können diese Geschiebe nur älteren Schichten des Muschelkalkes selbst entstammen, worin sich auch alle Autoren außer BORNEMANN (siehe oben) einig sind. Daß der konglomeratische Habitus der Gesteine meiner Kronacher Vorkommen eine Folge von teilweiser Umkristallisation sei, ist ausgeschlossen, weil einschließendes Gestein wie Geschiebe aus dichtem Kalk oder Mergelkalk bestehen, die in keiner Weise kristallinisch sind.

Was die Ansicht von der Aufarbeitung küstennaher Sedimente durch das Meerwasser und von der Meerwärtsverfrachtung der Bruchstücke anbelangt, so ist dem entgegenzuhalten, daß der Blaukalk aller Wahrscheinlichkeit nach eine Ablagerung küstenfernere und tieferer Mulden ist, in denen sich nach REIS (36. 179) alle organischen Verwesungsreste sammeln. Als strandnahe Sedimente würden die

Blaukalke auch schwerlich so reine Kalkbildungen darstellen und so arm, wenn nicht frei, an allothigenen Mineralien sein, wie es die Blaukalke und die Geschiebe von solchen bei Kronach tatsächlich sind. Es bleibt daher für die Entstehung der Blaukalkgeschiebe nur die Deutung von R. WAGNER: vorübergehende lokale oder allgemeine Hebung des Meeresbodens auch in den Beckenmulden zu Untiefen, auf denen junge Sedimentgesteine durch den starken Wellenschlag zertrümmert und teils noch gerollt wurden. Eine Trockenlegung, wie sie R. WAGNER annimmt, ist dafür meines Erachtens nicht erforderlich.

Die Ansichten über die Entstehung des Zellenkalkes stimmen darin überein, daß die Zellwände infolge Auskristallisation von Kalk oder Dolomit auf den Wänden der feinen Risse und Spältchen, und die Zellräume infolge nachträglicher Auflösung des ursprünglichen, wohl leichter löslichen Inhaltes durch die zirkulierenden Tagwässer entstanden seien. Nur, wie die spätere Ausbildung bedingende Struktur des Gesteines entstanden ist, darin gehen sie auseinander.

NEMINAR geht von bereits vorhandenen Spältchen aus, wie sie allenthalben in den Gesteinen teils durch Druck, teils durch die Atmosphärien entstehen. Es handelt sich bei NEMINAR anscheinend nur um rezente, oberflächliche Bildungen.

REIS führt auf das unterschiedliche Verhalten einerseits weicherer, plastischerer, andererseits härterer und spröderer Sedimentgesteine gegen tektonischen Druck seine sigmoidale Klüftung zurück und glaubt demzufolge, daß in den genetisch und stratisch die salinarischen Körper ersetzenden spröderen Dolomiten auch stratisch bleibende und sich darin fortpflanzende Zertrümmerungen entstehen, deren Endprodukt die Zellenkalke wären.

BECKENKAMP führt die Entstehung der Spältchen, aus denen durch nachträgliche Inkrustation mit kristallinem Kalk die Zellwände entstehen, auf eine Sprengwirkung zurück, die durch Umsetzung der im Gestein enthaltenen Eisenverbindungen in Hydroxyde bewirkt werden soll.

FRAAS glaubt, daß härtere und weichere Gesteinsschichten durch den späteren Schichtendruck zu einer Brekzie zusammengepreßt worden seien.

Die übrigen Autoren schließen sich diesen Ansichten, soweit mir bekannt ist, ohne Ausnahme an. Als ursprüngliches Gestein, aus dem der Zellenkalk hervorgegangen ist, wird ein ziemlich spröder, mergeliger, stellenweise Gips führender Kalkstein, bei FRAAS auch untergeordnet mit Salzton angenommen.

Charakteristisch für den Zellenkalk ist nach BECKENKAMP folgendes (3. II. S. 27): „Die Zellwände umschließen meist scharfkantige, seltener abgerundete Maschen und das Gestein sieht deshalb äußerlich meist einer Brekzie, seltener einem Konglomerat ähnlich. Sowohl in frischem Bruch, wie im verwitterten Zustande hat das Gestein den Anschein, als wären zwei ursprünglich verschiedene Gesteinsstücke miteinander verkittet worden.“ Die eckigen Hohlräume erinnern dabei nicht an die Form von Gipskristallen. Weiterhin heißt es (S. 31): „Beachtenswert ist die Tatsache, daß im allgemeinen der Grad der Umwandlung mit der Annäherung an den dem Gips entsprechenden Horizont wächst. Wenn nun auch ein ursprünglicher Gipsgehalt für das zellige, umgewandelte Gestein nicht nachweisbar ist, so kann doch eine ursprünglich vorhanden gewesene benachbarte Gipsschicht für die Wasserzuführung zu dem jetzt umgewandelten Gestein von Wichtigkeit gewesen sein.“ Als Nachweis einer Sprengwirkung führt BECKENKAMP die Beobachtung an, daß die Zellwände fast in allen Fällen parallel und senkrecht zur Schichtfläche verlaufen.

Über das geologische Auftreten des Zellenkalkes der Anhydritgruppe schreibt REIS (36. 34): „Die beiden in weiter Verbreitung nachweisbaren Haupthorizonte der Zellenkalkschichten entsprechen den Hauptabteilungen salinarischer Ausfällung, letzteres in größerer Tiefe des gesamten Ablagerungsbeckens.“ „Solche Zellenkalke gibt es in häufiger und weiterer Verbreitung in erster Linie überall, wo salinarische Einschlüsse an mehr sedimentäre Gebiete anstoßen“; so zeigen sich Zellenkalke im obersten Röt Frankens, in den Myophorien-Schichten in der Umgegend von Jena. „Die Äquivalente dieser Schichten zeigen im Profil von Bergrheinfeld reichlich Anhydrit im tieferen Inneren der Mulde.“

Wenn ich diesen belangreichen Ansichten nicht in allem beipflichten kann, so habe ich dafür folgende Gründe:

Gegenüber allen vier Auffassungen,

1. Zerklüftung durch Druckwirkung und Lösung (NEMINAR.),
2. Zertrümmerung durch tektonischen Druck (REIS),
3. Sprengung durch Hydratisierung der Eisensulfide (BECKENKAMP),
4. Zertrümmerung durch vertikalen Schichtdruck (FRAAS),

möchte ich den gleichen Haupteinwand erheben, daß nämlich die Vorbedingungen für das Eintreten dieser Prozesse in den meisten Kalksteinen, namentlich des Muschelkalkes, gegeben sind. Denn sie alle zeigen Durchklüftung, sind für zertrümmernde Druckwirkung meist nicht minder empfindlich als die von REIS für besonders spröde gehaltenen Gesteine, sie führen auch fast alle Eisenverbindungen, ja einige wohl wesentlich mehr als die, aus welchen die Zellenkalke hervorgegangen sind. Warum aber treten die Zellenkalke gesetzmäßig nur in bestimmten geologischen Horizonten auf und mit den ganz bestimmten von REIS hervorgehobenen Lagerungsbeziehungen zu salinarischen Absätzen? Und warum zeigen sie sich in diesen Horizonten in so weiter Verbreitung, daß diese als Leithorizonte benutzt werden können? Nach den genannten Vorstellungen müßten sie doch in allen geologischen Horizonten auftreten können, in denen die Vorbedingungen dafür vorhanden sind, aber stets nur lokal und in Verbindung mit reichlicher Wasserzirkulation. Wenn nun auch bei dem Zellenkalk der Anhydritgruppe zweifellos der nötige Wasserhorizont vorhanden ist, so bin ich nicht ganz im Einklang mit BECKENKAMP der Meinung, daß hier der Wasserhorizont die sekundäre, der Zellenkalk die primäre Erscheinung, und daß der Zellenkalk erst vermöge seines schon früh vorhandenen großen Porenraumes zum Wasserhorizont geworden ist. Wie denn überhaupt in Schichtgesteinen ein wasserführender Horizont durch primäre, durchlässige Beschaffenheit des Gesteins bedingt zu sein pflegt und nicht umgekehrt.

Bezüglich der Auffassung von REIS möchte ich folgendes zu bedenken geben: Als Druckrichtung, die zur Zertrümmerung von Gesteinsbänken führt, kommen hier wohl nur mehr oder weniger horizontale in Frage, zumal wo die Gesteine, wie überwiegend im germanischen Muschelkalk, noch ziemlich schwebend lagern. Ein horizontaler Druck aber, der eine so intensive Zertrümmerung bewirkt, wie sie hier vorliegt, könnte, selbst wenn tatsächlich im Vergleich mit allen übrigen Kalkbänken bedeutend sprödere Bänke vorgelegen hätten (was zu bezweifeln ist), selbstverständlich nicht spurlos an den andern Kalkbänken vorübergegangen sein. Auch könnte diese Zertrümmerung dann nur eine ganz lokale Erscheinung sein, aber sich niemals in solcher Gleichmäßigkeit und Horizontbeständigkeit über weite Landflächen erstrecken. Zudem habe ich nach meinen eigenen Beobachtungen wie nach den Beschreibungen des Zellenkalkes durch andere Autoren den Eindruck, als ob

das Ausgangsgestein des Zellenkalkes zum Teil wenigstens eher ein weiches und feinporöseres als ein besonders sprödes gewesen sei.

Wenn BECKENKAMP für seine Meinung geltend macht, daß die Zellwände fast in allen Fällen parallel und senkrecht zur Schichtfläche verlaufen, was nach ihm entschieden für Sprengwirkung spräche, da sie die Richtungen des schwächsten Widerstandes darstellen sollen, so kann als Richtung des schwächsten Widerstandes doch wohl nur die Schichtfläche in Anspruch genommen werden. Außerdem muß ich hervorheben, daß an vielen der Stücke, die ich gesehen habe, die Beschaffenheit der Zellwände und -räume durchaus nicht der gewohnten Beschreibung entspricht, wenn diese auch häufig zutrifft. Die Zellwände zeigen nämlich oft eine so gewundene, verstrickte Form, daß ich mir die ursprünglichen Spalten weder als Sprengwirkung im Gestein, noch als Wirkung eines von außen kommenden Druckes denken kann. Bei BECKENKAMP spielt als Lösungsmittel zur Erweiterung der Sprengspältchen eine naturgemäß bedeutende Rolle die Kohlensäure, deren Herkunft auf die Verwesung reichlich vorhandener oder größerer Tierleichen zurückgeführt wird. Merkwürdigerweise finden sich aber die Zellenkalkbildungen gerade in einem geologischen Schichtkomplex, der höchstens nur Spuren einer ärmlichen Wirbeltierfauna aufweist, was bei dem stark salzigschlammigen Wasser der Anhydritzeit ja auch durchaus verständlich ist. Hinsichtlich der Spaltenbildung durch Hydratsprengung muß ich REIS beipflichten (36. 35), wenn er eine Sprengwirkung durch Hydratisierung des Eisens bezweifelt und betont, daß in allen sonstigen eisenhaltigen und zum Teil sehr viel eisenreicheren (Sulfid, wie Karbonat führenden) Ablagerungen keinerlei Anzeichen zu finden sind, die zu einer solchen Annahme berechtigen.

Ohne die Brauchbarkeit dieser Vorstellungen für lokale, wohlverstanden nicht horizontmäßig auftretende, zellenkalkähnliche Bildungen und noch andauernde Neubildungen dieser Art grundsätzlich von der Hand zu weisen, muß ich gestehen, daß mir für die bezeichneten „echten“ Zellenkalkhorizonte eine etwas andere Entstehungsart vorschwebt.

Zum Ausgangspunkt meiner Ansicht möchte ich die beiden folgenden Tatsachen machen:

1. Der „echte“ Zellenkalk der verschiedenen Vorkommen bezw. das mit der Anlage zur Zellenkalkbildung behaftete Gestein tritt nicht als Lokalbildung auf, sondern wie gewisse lithologische oder faunistische Fazies als Horizont und zwar bald nur als beschränktere oder ausgedehntere Lokalfazies (im unteren Muschelkalk etc.), bald als allgemeiner Leithorizont (Anhydritgruppe), der nur durch andere Ablagerungen (z. B. Dolomite, Gips- und Salzlager) lokal vertreten wird.
2. Zellenkalkbildungen kommen auffallenderweise immer nur in solchen Horizonten vor, in deren Ablagerungszeit der Meeresboden in Höhe des Meeresspiegels auf- und abschwankte, ja sogar, mit Ausnahme der tieferen Salzpfannen, zeitweilig völlig trocken lag.

Schon aus diesen Tatsachen, namentlich aus der Art des geologischen Auftretens, glaube ich entnehmen zu können, daß der Zellenkalk in der Beschaffenheit und Struktur, die ihn im wesentlichen kennzeichnen, schon ursprünglich, d. h. vor Ablagerung seiner Deckschichten gebildet war, und nur die Bildung der Hohlräume durch Auslaugung ihrer ursprünglichen leichter löslichen Füllmasse als diagenetischer Vorgang anzusehen ist. Diese Annahme scheint mir bei genauer

Untersuchung des Zellenkalkes durch seine verschiedenen Ausbildungsformen nur bestätigt zu werden.

Soweit ich Gelegenheit hatte, Zellenkalk zu untersuchen — die Aufschlüsse in diesem Horizont bei Kronach sind petrographischen Untersuchungen nicht gerade günstig —, konnte ich vornehmlich zwei Typen unterscheiden.

1. Zellenkalk, der aus einem mehr oder weniger dichten Netzwerk kalzitischer Äderchen besteht, deren Zwischenräume zum Teil noch mit mergeligem Kalk erfüllt, zum Teil ausgelaugt sind. Das Netzwerk ist zumeist unregelmäßig, zeigt aber mitunter in einer Richtung deutliche Parallelorientierung. Die Zellräume scheinen durchweg mit mergelig-kalkigem und teilweise vielleicht auch mit mehr oder weniger stark gips- oder salzhaltigem Material erfüllt gewesen zu sein. Die Kalzitäderchen können feine, glatte Lamellen bilden oder auch dickere, kristalline Kalzit- oder Dolomitscheiben, die rau und zackig an der mürben Füllmasse absetzen. Namentlich in diesem letzteren Fall sind die Maschen oft sehr dünn.

2. Das Gestein ist durchsetzt von hohlen oder noch mit Substanz erfüllten, zumeist eckigen, unregelmäßigen Räumen aller Dimensionen, die meist keinerlei Zusammenhang, auch nur wenige Kalzitäderchen oder -Scheidewände erkennen lassen. Diese Räume, die vereinzelt sehr groß sein können, durchziehen das Gestein meist gleichmäßig, lokal aber auch sehr ungleichmäßig. Mitunter sind es sogar nur lokale Partien aus solchen meist kleineren Hohlräumen, die schlierenförmig das sonst gleichmäßig dichte und zellenfreie Gestein durchsetzen.

Von besonderer Wichtigkeit erscheint mir das Verhältnis zwischen ausgelaugten Zellräumen, ferner solchen, die noch mehr oder weniger vollständig von Gesteinsmasse erfüllt sind und dem einschließenden Gestein. Es ist dabei bemerkenswert, daß die Hohlräume, die meist ganz leer, mitunter aber noch Reste von Mergel oder Schiefertone oder etwas gelblichgraues Gesteinsmehl enthalten, regellos zwischen solchen mit kaum veränderter Füllmasse aus bräunlich verwitterndem Mergelkalk liegen, während das einschließende Gestein häufig aus grauem, zuckerkörnigem, dolomitischen Kalk besteht. In anderen Fällen aber bildet der mergelige, bräunlich anwitternde Kalk das einschließende Gestein und schließt neben zahlreichen, vollkommen ausgelaugten Hohlräumen ebenso zahlreiche Bruchstücke des grauen, dolomitischen Kalkes ein, zwischen denen das leichter lösliche, sie einschließende Kalkgestein herauswittert. Diese letzteren Stücke kennzeichnen die brekzienähnliche Struktur des Gesteines am besten. Aus diesem Befund scheint mir hervorzugehen, daß die ausgelaugten Hohlräume abweichend von den mit Mergelkalk erfüllten oder der kalkigen Grundmasse nicht mit kalkigem, sondern mit einem salz- oder gipsartigen Gestein erfüllt gewesen sind. Denn die kalkige Füllmasse scheint nur langsam herauszuwittern.

Diese Vorkommen erwecken den Eindruck, als ob bereits erhärtete Gesteine, die sich aus leichter und schwerer löslichem Material zusammensetzten und von einem noch weichen, weniger löslichen, stellenweise aber auch dolomitischen Bodenschlamm überdeckt waren, gewaltsam aufgerissen worden wären, wobei die Aufarbeitung unterschiedlich stark erfolgen mußte. Teile dieser Schichten in Gestalt größerer, blockartiger Abschnitte blieben zwar in ihrem ursprünglichen Schichtverband, wurden aber parallel und quer zu den Schichtflächen zersprengt und zerklüftet. In ihnen wurden bei der Diagenese die feinen Sprengfugen durch Kalzit- oder Dolomitabscheidung wieder zusammengekittet (Typus I). Der größere Teil aber besteht aus unregelmäßig großen und kleinen, zumeist ungefähr rhomboëdrischen

und tetraëdrischen Bruchstücken, die auseinandergerissen, durcheinander gewürfelt und deren Zwischenräume durch den weichen Schlamm der Deckschicht ausgefüllt wurden. Die erwähnten rhomboëdrischen und tetraëdrischen Trümmer zeigen in ihrer bunt durcheinandergewürfelten Lagerung, daß in diesem Falle von einer Sprengwirkung im Sinne von BECKENKAMP kaum die Rede sein kann. Lokalströmungen in diesem brekziösen Bodenschlamm bewirkten gelegentlich eine schlierige Anordnung kleiner Trümmerteile. Als Ursache dieser bedeutenden Schichtzertrümmerung könnte man sich den Wellenschlag in untiefer See denken, doch erscheint im Vergleich zu den übrigen Wirkungen desselben diese unverhältnismäßig groß. Ihr dem Grad nach eher entsprechend dürfte vielleicht die Annahme heftiger Sturzfluten im Gefolge von Erdbeben und größeren instantanen Niveauveränderungen als Ursache nahe liegen.

Eine andere Möglichkeit der Deutung bestände darin, daß zur Zeit der salinarischen Absätze der Anhydritmeeresboden geologisch längere Zeit zum größten Teil trocken lag, wobei jeweils die obersten Sedimentschichten unter der Einwirkung der Sonnenhitze in ihrem ganzen Gefüge gesprengt wurden. Schlammströme infolge von Regengüssen und die nächste Meeresüberflutung hätten später das brekzienartige Durcheinander der Schichttrümmer bewirkt, wobei jedoch Teile in ihrem ursprünglichen Gefüge beisammen blieben und diagenetisch durch Kalzit oder Dolomit verkittet wurden (Typus I). Bei einem solchen Vorgange bestand auch die Möglichkeit, daß mergelkalkige Trümmer (eventuell auch Gips und Salzton) von noch schlammigweichem dolomitischem Sediment oder dolomitische Trümmer von kalkigmergeligem Schlamm eingehüllt wurden. Die bedeutende Mächtigkeit der Zellenkalkhorizonte spräche vielleicht eher für diese zweite Möglichkeit.

Vorbedingung für beide Möglichkeiten wäre ein außerordentlich ebener Meeresboden oder Trockenboden der Anhydritzeit mit nur ganz flachen Mulden, der sich auch tatsächlich aus dem Umstand ergibt, daß die erodierende Wirkung der Niederschläge in dieser Trockenperiode, soweit bekannt, außer an dem ehemaligen Küstenrand nirgends tiefer greift als bis tiefstens in die Orbicularissschichten. Das sind höchstens 10 m.

Ob sich diese Vorstellungen zur Erklärung aller Erscheinungen im Zellenkalk und ähnlicher Bildungen anwenden lassen, kann ich mit meinen örtlich gewonnenen Erfahrungen natürlich nicht entscheiden. Haben wir es in dieser Schichtgruppe doch mit Ablagerungen zu tun, die neben Dolomit, Kalk und Mergel auch Gips und Anhydrit, ferner Salz führen. Man muß also mit sehr verschiedenerlei allgemeinen sowohl wie lokalen Wirkungen rechnen: etwa mit Wechsellagerung von dünneren oder dickeren Gipsschlamm- mit Gipsanhydritlagen, die durch Hydratisierung des Anhydrites gesprengt wurden und durch nachfolgende Auslaugung des Gipses und seinen Ersatz durch Kalzit zu der Form des geschichteten Zellenkalkes geführt hätte. Die überwiegende Art des Zellenkalkes, nämlich die durcheinander gewürfelte Brekzie, könnte jedoch auch hierdurch ebenso wenig erklärt werden, wie durch die eingangs erwähnten vier Theorien.

Tektonischer Teil.

Der allgemeine Aufbau der Kronacher Muschelkalkschollen und der Verlauf der großen Randverwerfung am Frankenwald wurden in der Einführung bereits geschildert. Das in dem ganzen oberfränkischen Muschelkalkzug vorwaltende NO.-Fallen besitzen im wesentlichen auch die dem Zeyerner Keil angehörenden Rand-

schollen, obwohl sie von der Kreuzberg-Hauptscholle durch das stark gestörte Gebiet der Hohen Warte getrennt sind. Daß natürlich kleinere Schollenfragmente mehr oder weniger stark aus dem Rahmen des südöstlichen Streichens herausfallen, ist in Anbetracht der Nähe und fast noch mehr des Verlaufes der großen Frankwaldverwerfung ohne weiteres verständlich.

Für die allgemeine Fallrichtung und den Fallwinkel besteht, abgesehen von den genannten lokalen Ausnahmen (Nähe von Verwerfungen), ein gewisser Spielraum, der 10° wohl kaum übersteigt. Im ganzen wechselt das Fallen derart, daß man sagen kann, der ganze Muschelkalkkomplex fällt wellenförmig nach dem Frankwald zu ein. Dies zeigt sich auch in der südöstlich anschließenden, gegen Untersteinach streichenden Scholle, was ich bei kurzen Begehungen zwischen Unterrodach und Untersteinach mehrfach feststellen konnte. Diese häufige Stauchung der Schichten im Verein mit dem in der Regel nordöstlichen Fallen und dem vorwiegend nordwestlichen Streichen der Mehrzahl der zahlreichen Verwerfungen spricht klar für eine aus Nordost wirksame Hauptdruck- bzw. Zerrungsrichtung, deren Spielraum sich aber nicht scharf umgrenzen läßt, da die keilförmige Einquetschung am Frankwald bei Zeyern wohl eine Zerlegung der Druckkräfte in stark abweichend gerichtete Komponenten bewirkte. Die verschiedenen Verwerfungen lassen sich daher zwar nicht alle reinlich in Quer- und Längsbrüche scheiden, aber die bedeutenderen der Längsbrüche sind nach ihrer Richtung und den starken Schichtschleppungen usw. an den Bruchrändern kaum als solche zu bezweifeln. Dies trifft besonders für die Brüche zu, die die Kreuzbergscholle von der Zwischenscholle der Hohen Warte trennen. Die letztere besteht, abgesehen von kleineren Unregelmäßigkeiten, über die Karte und Profile Auskunft geben, aus einem Gewölbe (oder besser einer mächtigen Flexur), dessen Scheitel ungefähr mit dem Rücken des Berges verläuft. Jedoch liegt die Scheitellinie nicht horizontal, sondern steigt infolge einseitiger Hebung des Westschenkels nach Westen an. Infolgedessen treffen wir auf dem Scheitel der Hohen Warte den Wellenkalk, und kommt auf dem nördlichen Waldabhang am Wege nach dem Rabenstein die Haupt-Coenothyris-Bank zum Ausstrich. Ihr Anstehendes ist von dort zu verfolgen bis an den westlichen Waldrand, wo es den Rücken des Berges quert. Nach Süden fallen die Schichten immer steiler gegen die in Richtung Unterrodach vorgelagerte Mulde ein, so daß am Südgehänge der Hohen Warte immer jüngere Schichten zu Tage gehen. In genannter Mulde, wo infolgedessen unser jüngster Muschelkalk in Gestalt von Hauptwerkalk und Ockerkalk die Herrschaft hat, legen sich die Schichten in westlicher Richtung bis an die streichenden Verwerfungen des Rennesberg-Kammes wieder flach. Auf dem kammförmigen Sattel zwischen Hoher Warte und Rabenstein ist der Südteil der Rabensteiner Großscholle in Gestalt der Basalschichten des Wellenkalkes an einer mit etwa 35° nördlich fallenden Gleitfläche auf den Wellenmergel der Hohen Warte überschoben. Das ergab sich teils aus dem Höhenabstand dieser Basalschichten von der Haupt-Coenothyris-Bank (ca. 20 m höher am Weg auf die Hohe Warte), teils von dem Röt auf der Seite der Winterleithen. Beiden gegenüber liegen die Basalschichten um etwa 10 m zu hoch. Am Fuße des Südosthanges des Kammes findet sich in einer Erstreckung von etwa 20 m oberer Hauptwellenkalk aufgeschlossen, wahrscheinlich der Rest eines geologisch alten, wahrscheinlich schon im Diluvium erfolgten Rutsches.

Auch Querbrüche sind in größerer Zahl vorhanden, doch nur in wenigen Fällen aufgeschlossen. Namentlich scheinen die Täler der Rodach, Remschlitz und

Kronach durch solche vorbedingt zu sein, was sowohl aus der ungleichen Höhenlage der Schichten an beiden Talflanken (wenn auch nicht überall) angedeutet ist, namentlich aber auch durch das Absetzen der Frankenwaldverwerfung ohne Richtungsänderung beim Queren der Täler. Letzterer Umstand spricht auch dafür, daß die genannten Hauptquerbrüche in das paläozoische Gebirge des Frankenwaldes hinein fortsetzen.

Manche Einzelheiten in der Tektonik (namentlich am Rabenstein) konnten nach Maßgabe der vorhandenen Aufschlüsse nicht völlig aufgeklärt werden. Auch die große Platte des Kreuzberges birgt ohne Zweifel noch kleinere Störungen, jedoch fehlt es vollständig an Anhaltspunkten, die deren Einzeichnung rechtfertigen würden.

Soweit die tektonischen Verhältnisse der Randschollen klargestellt werden konnten, deuten sie unzweifelhaft auf zwei senkrecht zueinander gerichtete Druck- und Zerrungsrichtungen, von denen die nordöstliche vorherrscht. Denn durch NO.-Druck allein wären die scharf durch Längs- und Querbrüche abgesetzten Grabenbrüche auf dem Rabenstein und am Weinberg (Keupergraben) kaum zu erklären.

Wasserführung.

Wenn der Wassergehalt des Muschelkalkes infolge seiner starken Zerklüftung schon in vergleichsweise wenig gestörten Gegenden in der Regel als spärlich gilt, so darf man in dem stark zerbrochenen Kronacher Gebiet natürlich erst recht nur bescheidene Erwartungen hegen, um so mehr, als der Muschelkalk mit Ausnahme des Zellenkalkes nur über wenige Horizonte verfügt, die selbst unter günstigen Begleitumständen als Wasserträger in Betracht kommen. Das sind die Basalschichten des Wellenkalkes, vielleicht auch die Hauptwerkbänke im oberen Muschelkalk.

Die Beurteilung der Wasserführung dieser wichtigeren Horizonte wird wesentlich dadurch erschwert, daß das Bergwasser infolge NO.-Fallens der Schichten und ihres Abbruches an Verwerfungen auf Klüften meistens dem Grundwasser der Niederterrassen und Alluvialbildungen zuströmt. Nur an wenigen Stellen tritt das Wasser als freie Quelle (Friesen, Wasserbehälter von Kronach) oder als verdeckte Quelle im Flußschotter (bei Dörfles) zu Tage. In diesen Fällen stellt der Zellenkalk den Wasserträger. So bildet infolge ihrer schüsselförmigen Lagerung die ganze Kreuzbergplatte samt ihren ausgedehnten Süd-, West- und Ost-Gehängeflächen lediglich Einzugsgebiet. Dasselbe gilt von den entsprechend gebauten Muschelkalkschollen am Frankenwaldrand. Wahrscheinlich versetzt die große Masse des Kreuzbergwassers auf den Verwerfungsklüften des Schafrabens und fließt von dort ins Rodach- und Kronachtal ab. Direkte Austritte von Wasser im Bereich der Anhydritgruppe konnte ich außer den genannten nur noch auf dem Rabenstein (Südostseite) unterhalb der Kapelle beobachten.

Eine wasserreiche Quelle findet sich auf dem Westausläufer der Hohen Warte und zwar auf dem Nordhang des Rückens bei der Linde von Rennesberg (P. 416). Die Quelle ist gefaßt und speist die Wasserleitung der Höfe von Rennesberg. Der Überlauf dieser Quelle fließt in Richtung Friesen ab, wo er im Buntsandstein versickert und tiefer am Gehänge in dessen oberstem Wasserhorizont ein zweites Mal für die Wasserleitung des Oberdorfes von Friesen gefaßt wird. Der untere Teil dieser Ortschaft bezieht sein Wasser aus tieferen Wasserhorizonten des Buntsandsteines derselben Scholle. Soweit es sich beurteilen läßt, sitzt die Lindenquelle auf basalen Schichten des Wellenkalkes und zwar wahrscheinlich auf den ockerig-dolomitischen

Bänken auf. Diese in der Regel leicht verwitternden und stark zerklüfteten Schichten fallen dort steil mit $40-50^{\circ}$ gegen den Kreuzberg ein. Die Herkunft des Wassers dieser starken und beständigen Quelle ist nicht einwandfrei festzustellen. Für über dem Quellniveau versitzendes Wellenmergelwasser der Hohen Warte, das sich auf den Basalschichten sammeln und bei der Linde ausfließen würde, scheint die Quelle zu stark und zu beständig zu sein. Auch tritt auf diesen Schichten auf der Rodachseite der Hohen Warte am Anger nördlich Unterrodach über Tage kein Wasser aus. Gegen die andere Annahme, die Quelle führe aufsteigendes Kreuzbergwasser, ist vor allem der Umstand geltend zu machen, daß zwischen Quelle und Kreuzbergplatte noch mindestens zwei den möglichen Wasserlauf querende Verwerfungen liegen und es dann unverständlich wäre, daß der in dieser Gegend 30 m tiefer liegende Schafgraben nirgends Druckwasseraustritte erkennen läßt. Immerhin kann der Zufall hier eine günstige Kluftverbindung geschaffen haben.

Ein belangreiches Beispiel für die Eigenschaft der ockerigen Dolomitbänke als Wasserträger bildet die Remschlitzversickerung auf der Westseite des Rabensteins, halbwegs zwischen Remschlitz und Winterleithen, und ihr Wiederaustritt auf der Ostseite auf Klüften der genannten ockerigen Dolomitbänke zwischen der Woehrlains- und Rabensteiner Mühle unmittelbar am Spiegel der Rodach. Ursprünglich mag dieser Wasseraustritt an der Rodach eine echte Quelle gewesen sein (Spaltenquelle), die nur das auf diesem Horizont sich sammelnde Sickerwasser des Wellenkalkes zusammenfaßte und am Rodachspiegel austreten ließ. Später hat sich das Sickerwasser des bedeutend höher gelegenen Remschlitzbaches zu diesen Klüften einen Weg gebahnt, den es mit der Zeit erweiterte und namentlich bei einem Hochwasser so ausräumte, daß seither das ganze Remschlitzwasser (auch bei Hochwasser) unter kräftigem Rauschen in die Tiefe fällt und unter dem Rabenstein hindurch der Rodach zufließt. Das Gefälle von der Versickerungsstelle bis zum Wiederaustritt beträgt etwa 35 m. Ich will noch erwähnen, daß im Frühsommer 1920 von der Versickerung noch wenig zu bemerken war, insofern das meiste Wasser seinen alten Weg nach Friesen in die Kronach nahm. Bei dem genannten Hochwasser im Spätsommer 1920 aber brach die ganze Wassermenge durch das neu erweiterte Loch in die Tiefe. Gleichzeitig quoll aus der Spalte beim Wehr der Woehrlainsmühle an der Rodach dickes, schlammiges Wasser sprudelnd heraus. Auch die weiteren Wasseraustritte bis zur Rabensteiner Mühle waren deutlich an ihrer Schlammspur in dem klaren Rodachwasser bis zu ihren Austrittsstellen zurück zu verfolgen.

Andere Wasseraustritte auf der Hohen Warte (Wellenmergel), am Anger N. Unterrodach (Röt und Buntsandstein), bei Winterleithen (Röt), im Schafgraben (Hauptmuschelkalk), bei Friesen (Buntsandstein) usw. sind so gering, daß sie nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Bodenwert und Nutzgesteine.

Die Brauchbarkeit des Bodens für landwirtschaftliche Zwecke ist im Muschelkalk sehr verschieden. Im Hauptmuschelkalk ist sie im allgemeinen bedeutend besser als im mittleren und unteren, ausgenommen die Orbicularisschichten. Ich habe von der Zusammensetzung dieser bei Kronach zwar keine chemische Analyse zur Verfügung, doch werden die dortigen stark bituminösen Mergel an landwirtschaftlicher Güte nicht sehr von den unterfränkischen abweichen, von denen GÜMBEL (21. 691 ff.) einen Gehalt von ca. 17% Ton, 2,02% Kali und 0,5% Phosphorsäure angibt und

dazu bemerkt, daß sie „leicht zu fruchtbarem Ackerboden verwittern“. Und „daß das günstige Verhältnis von 17% Ton und 73% CaCO_3 ihnen außerdem den Charakter hydraulischer Kalke verleiht“. Auch bei Kronach schätzt der Landwirt diese Schichten besonders.

Die besten Lagen bilden offenbar die obersten Nodosenschichten. Die mergeligen unteren Nodosen- und die Compressus-Schichten sind dagegen nicht sehr fruchtbar und liegen häufig brach. Minder gut sind auch die Böden der engeren Anhydritgruppe. Den ungünstigsten, weil zu schwierig durchlüftbaren Boden für Land- und Forstwirtschaft aber bildet wohl der untere Muschelkalk und zwar um so schlechter, je toniger er ist. Wellenmergel und Wellendolomit bilden daher namentlich auf den Höhen kahle Hutungen, deren dürftiger Graswuchs kaum den Schafen ausreichende Nahrung gewährt. Junge Kiefernbestände kommen zur Not auf, Tannen nur im Schutz älterer Nadelhölzer. Nicht viel besser ist der Hauptwellenkalk.

Zum Abbau für Nutzzwecke (Bau- und Brennkalk) ist der Muschelkalk nicht gerade vorteilhaft. Die brauchbaren Kalkbänke sind relativ zu wenig mächtig und machen die Gewinnung sehr kostspielig wegen des dabei notwendigen großen Abraumes an Mergel und Mergelkalkbänken. Verwertbar zu Brenn- und Bauzwecken sind vom Wellenkalk nur oberer Hauptwellenkalk in Gestalt einzelner Kalkplatten des Encrinuslagers und der Grenzschichten, doch ganz unvorteilhaft im Abbau. Ergiebige Brenn- und Baukalke liefert nur der Hauptmuschelkalk in zwei Horizonten: 1. im glaukonitischen Oolithkalk der unteren Übergangsschichten, der in zahlreichen Steinbrüchen im ganzen Gebiet abgebaut wird; und namentlich 2. im Hauptwerkalk, der im Kalkwerk Unterrodach gewonnen wird. Ältere Steinbrüche in diesem finden sich im Schafgraben bei Unterrodach, bei Oberrodach und beim Letzenhof westlich des Weinberges. In verschiedenen Brüchen wurden auch die oberen Coenothyris-Schichten, die unteren Coenothyris-Schichten, sowie die Spiriferinenbank (Letzenhof und Kreuzbergplatte) zu Bauzwecken gewonnen.

Ergebnisse.

1. Die Ausbildung des R \ddot{o} th weicht von der thüringischen Fazies nicht grundsätzlich ab, sondern infolge der größeren Küstennähe nur durch geringere Gesamtmächtigkeit und entsprechende Verminderungen der Mächtigkeit und gewisse Faziesunterschiede der einzelnen Schichtglieder. Die thüringischen Vulgaris-Schichten fehlen, die Schichten mit *Myophoria costata* ZENK. sind schwach entwickelt, die mittleren, zum Teil quarzitäen Sandsteinbänke und die Kalksandsteinlagen des Liegenden angedeutet.

2. Die Ausbildung des Wellendolomites ist grundsätzlich verschieden von der der Thüringer Coelestinschichten. Der Kronacher Wellendolomit besteht vorwiegend aus grauen Mergeln und enthält neben dolomitischen Kalkmergelbänken und -linsen schwache Sandsteinplatten.

3. Auch der Wellenkalk zeigt starke Ausfallserscheinungen, was sich teils in der geringeren Gesamtmächtigkeit, teils im Fehlen verschiedener Leithorizonte kennzeichnet. Im Wellenmergel fehlen Oolithbänke und von den Terebratelbänken ist nur eine entwickelt (Haupt-Coenothyrisbank). Die Schaumkalkbänke sind allem Anschein nach durch zwei lithologisch bezeichnende Schichten vertreten, von denen die obere durch ihre Glaukonitführung an die unterfränkische Ausbildung erinnert, die untere aber (Encrinuslager) wesentlich abweicht. Im übrigen ist die Kronacher

Fazies wesentlich tonreicher als die thüringische. Selbst der Hauptwellenkalk reicht in seinem Kalkgehalt nicht an den thüringischen heran.

4. Orbicularis-Schichten und Anhydritgruppe gehen ohne erkennbare Unterschiede ineinander über. Ob zwei verschiedene Zellenkalkhorizonte vorhanden sind, läßt sich infolge Fehlens geeigneter Aufschlüsse nicht entscheiden.

5. Der Hauptmuschelkalk läßt sich in groben Zügen sowohl mit der thüringischen wie mit der unterfränkischen Ausbildung parallelisieren, doch weicht die Einzelgliederung und -ausbildung teilweise von jenen ab. Vor allem erscheinen die obersten Nodosen- und Semipartitus-Schichten als ausgesprochene Küstenfazies. Von Leitbänken sind bei Kronach entwickelt:

1. Haupt-Encrinusbank;
2. Spiriferinen-Bank;
3. Cycloides-Bank;
4. Bank der kleinen Terebrateln (G. WAGNER);

das Vorkommen der Hauptterebratelbank G. WAGNERS ist ungewiß.

6. Diese Haupt-Terebratelbank scheint durch die Hauptockerkalkbank über dem Hauptwerkkalk vertreten zu sein. Die sandige Fazies darüber wurde mit Vorbehalt in die Semipartitus-Schichten gestellt. *Ceratites semipartitus* wurde darin nicht gefunden. Es hat den Anschein, als wenn zu Ende der Nodosenzeit der Rückzug des Meeres relativ rasch eingetreten sei.

7. Soweit unser Material ein Urteil gestattet, führt der Kronacher Muschelkalk eine artenärmere Fauna als der Muschelkalk von Thüringen und Unterfranken. Genetisch wird das in der Hauptsache auf die größere Küstennähe des ersteren zurückgeführt.

8. Die Ansicht, daß mit zunehmender Küstenferne die Sedimente kalkreicher und tonärmer werden, trifft für stark bewegte Flachseegebiete, wie das Muschelkalkmeer nicht unbedingt zu. In diesen findet einerseits Tonanreicherung in den tieferen Becken statt, andererseits werden die untiefen Meeresteile umso stärker enttont, je flacher sie sind.

9. Die bisherigen Deutungsversuche des Zellenkalkes scheinen der Ergänzung zu bedürfen. Die typische Zellenkalkstruktur ist zwar nach Ablagerung der Ausgangsschichten, doch vor stärkerer Bedeckung durch jüngere Sedimente entstanden. Nur die Auslaugung der Hohlräume war diagenetisch.

10. Die Lagerungsverhältnisse lassen im wesentlichen auf eine durch Flexuren, seltener durch Gräben, ausnahmsweise durch Schollenüberschiebung verwickelte Bruchtektonik schließen. Als Hauptrichtung für die Zertrümmerung erscheinen Druck oder Zerrung aus Nordosten, womit vielleicht auch gewisse an Faltung erinnernde Erscheinungen in ursächlichem Zusammenhang stehen.

Angeführte Literatur.

1. V. ALBERTI, FRIEDR. Überblick über die Trias, mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen: Stuttgart 1864.
2. G. BENDER. Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberger Gegend. Zeitschrift d. d. geol. Ges. 1921. S. 24 ff.
3. J. BECKENKAMP. I. Geologische Verhältnisse der Stadt und nächsten Umgebung von Würzburg. — II. Über die Bildung der Zellenkalke. Sitz.-Ber. d. phys.-med. Ges. z. Würzburg 1907.

4. J. BECKENKAMP. Zur Geol. v. Würzburg u. Umgebung. Sitz.-Ber. d. phys.-med. Ges. z. Würzb. 1915/16.
5. A. BITTNER. Die Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandl. d. g. Reichsanstalt 1895.
6. — — Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. d. g. Reichsanstalt. 1890.
7. — — Die Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag. Abhandl. d. g. Reichsanstalt 1892.
8. J. G. BORNEMANN. Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des unteren Muschelkalkes Thüringens. Jahrbuch d. pr. geol. L.-A. 1885.
9. H. G. BRONN. *Lethaea geognostica*. 1850—56.
10. H. CREDNER. Gervilleien der Trias in Thüringen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1851. S. 641 ff.
11. WILH. DUNKER. Über die im Muschelkalk von Oberschlesien bis jetzt gefundenen Mollusken. *Paläontographica* I. 1851. S. 283.
12. H. FISCHER. Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. *Geognost. Jahresh.* 1908.
13. FRANZ. Über *Nautilus bidorsatus* und seine Verwandten. N. Jahrb. f. Min. etc. B.-B. 1903, S. 486 ff.
14. E. FRAAS. Die Bildung der german. Trias, eine petrogenetische Studie. *Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württ.* 1899.
15. FR. FRECH. Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes usw. Res. d. wissenschaftl. Erforschung d. Balatonsees. Budapest 1909. I. Bd. I. Teil. *Paläontologischer Anhang*.
16. — — Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. *Ebenda* Bd. II. 1912.
17. — — *Lethaea geognostica*. II. Teil. I. Band. Trias.
18. — — Über *Gervilleia*. *Zentr.-Bl. f. Min. etc.* 1902 S. 609 ff.
19. C. GIEBEL. Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. Berlin 1856.
20. GÜMBEL. *Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges*. 1879.
21. — — *Geologie von Bayern*. 1894.
22. — — *Fränkische Alb*. 1891.
23. GOLDFUSS. *Petrefacta Germaniae* I, II, III. 1826—33.
24. OTTO GRUNERT. Die Scaphopoden und Gastropoden der deutschen Trias. Diss. Erlangen. 1898.
25. L. HENKEL. Diluviale Flußablagerungen im Gebiet der Rodach. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 1913. Mon.-Ber.
26. V. HOHENSTEIN. Beitrag zur Kenntnis des mittleren Muschelkalkes und des unteren Trochitenkalkes am östlichen Schwarzwaldrand. *Geol. u. pal. Abhandl. Jena* 1913. Bd. 16.
27. O. JAEKEL. *Selachier des lothring. ob. Muschelkalkes*. Abhandl. z. geol. Karte v. Els.-Lothringen 1889.
28. E. KITTL. Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. *Ann. d. naturhist. Hofmuseums Wien* 1891. — Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Res. Wissenschaftl. Erforsch. d. Balatonsees. 1909.
29. KRÜMMEL. *Handb. d. Oceanographie*. Stuttgart 1907.
30. H. LOREZ. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen. Blatt Steinach. 1895.
31. H. v. MEYER. Fische, Crustaceen, Echinid. etc. aus dem Muschelkalk Oberschlesiens. *Paläontographica* I 1851. S. 216 und 243.
32. PHILIPPI. Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. *Pal. Abhandl. Dames u. Koken*. 1901.
33. — — Die Fauna des unteren Trigonodus-Dolomites vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen und des sogen. Cannstadter Kreidemergels. *Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde i. Württ.* 1898.
34. FR. A. QUENSTEDT. *Handbuch und Atlas der Petrefaktenkunde* 1874—1885.
35. — — *Begleitworte zu Blatt Löwenstein und Hall*. 1880.
36. O. M. REIS. Beobachtungen über die Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen unteren und mittleren Trias. *Geognost. Jahresh.* 1909.
37. A. RIEDEL. Beitrag zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalkes. Diss. München 1916.
38. E. RÜBENSTRUNK. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Diss. Heidelberg 1909.
39. v. SCHAUROTH. Die Schaltierreste der Lettenkohlenformation des Grhzt. Coburg. *Zeitschr. d. d. geol. Ges.* 1857.
40. O. SCHLAGINTWEIT. Die Ceratiten des mittleren Hauptmuschelkalkes Würzburgs. *Zentral-Blatt f. Min. etc.* 1921.
41. E. F. v. SCHLOTHEIM. *D. Petrefaktenkunde mit zwei Nachträgen*. 1820.
42. E. E. SCHMID. *Das ostthür. Röth.* Jahrb. d. pr. geol. L.-A. 1881.
43. v. SEEBACH. Die Conchylienfauna der Weimarischen Trias. *Zeitschr. d. d. geol. Ges.* 1861.
44. G. WAGNER. Beitrag zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Muschelkalkes und der unteren Lettenkohle in Franken. *Geol. u. pal. Abhandl.* 1913.

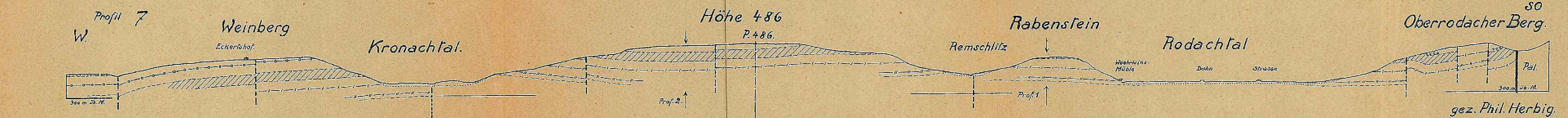
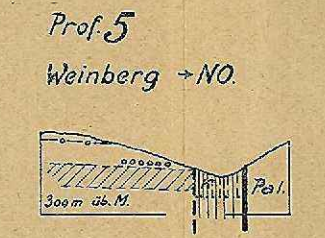
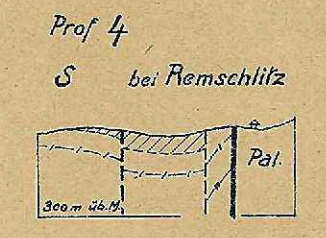
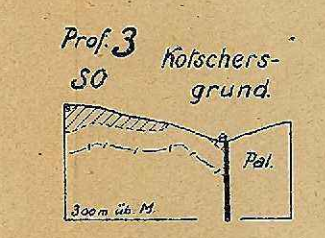
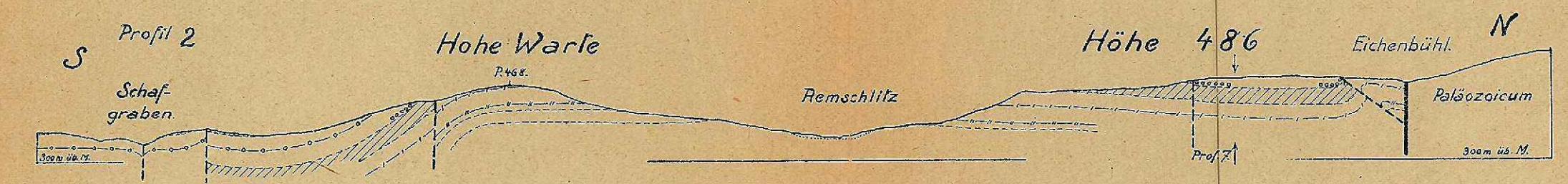
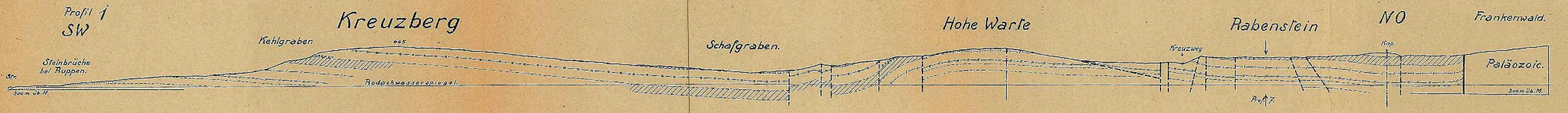
45. G. WAGNER. Beitrag zur Kenntnis des oberen Haupt-Muschelkalkes in Mittel- und Norddeutschland. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1919.
 46. — — Vom oberen Hauptmuschelkalk. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1914.
 47. R. WAGNER. Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abhandl. d. pr. geol. L.-A. 1897.
 48. K. WALTHER. 12 Tafeln. Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena. 1906.
 49. WISSMANN und GRAF MÜNSTER. Beitrag zur Petrefaktenkunde 1841.
 50. C. H. ZIETEN. Die Versteinerungen Württembergs in 12 Heften. Stuttgart 1830—33.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	119—121
Stratigraphischer Teil	122—167
Buntsandstein	122—126
Röt S. 123; Einzelprofile S. 124.	
Wellenkalk	126—143
Wellendolomit	126
Wellenmergel	127—130
Einzelprofile	130—136
Hauptwellenkalk	136—139
Normalprofil: Unterer Muschelkalk	138
Einzelprofile	139—143
Anhydritgruppe und Orbicularisschichten	143—145
Hauptmuschelkalk	145—167
Untere Übergangsschichten	145—147
Einzelprofile	147—149
Mittlerer Hauptmuschelkalk	149—157
Untere Compressus-Schichten	151—155
Obere Compressus-Schichten	155—156
Normalprofil	157
Einzelprofile	157
Nodosen- und Obere Übergangsschichten	157—161
Einzelprofile	161—164
Stratigraphische Vergleichstabelle.	164—166
Fluviatile Ablagerungen	166—167
Paläontologischer Teil	168—183
Spongien, Echinodermata S. 168; Brachiopoda S. 168; Lamellibranchiata Gastropoda S. 170; Vermes S. 177; Cephalopoda S. 177; Vertebraten S. 180; Biologische Bemerkungen S. 180; Fossiliste S. 181.	
Genetische Bemerkungen	183—189
Tektonischer Teil	189—191
Wasserführung	191—192
Bodenwert und Nutzgesteine	192—193
Ergebnisse.	193—194
Literaturverzeichnis	194—195



Profile durch die Muschelkalkschollen bei Kronach (Obfr.)

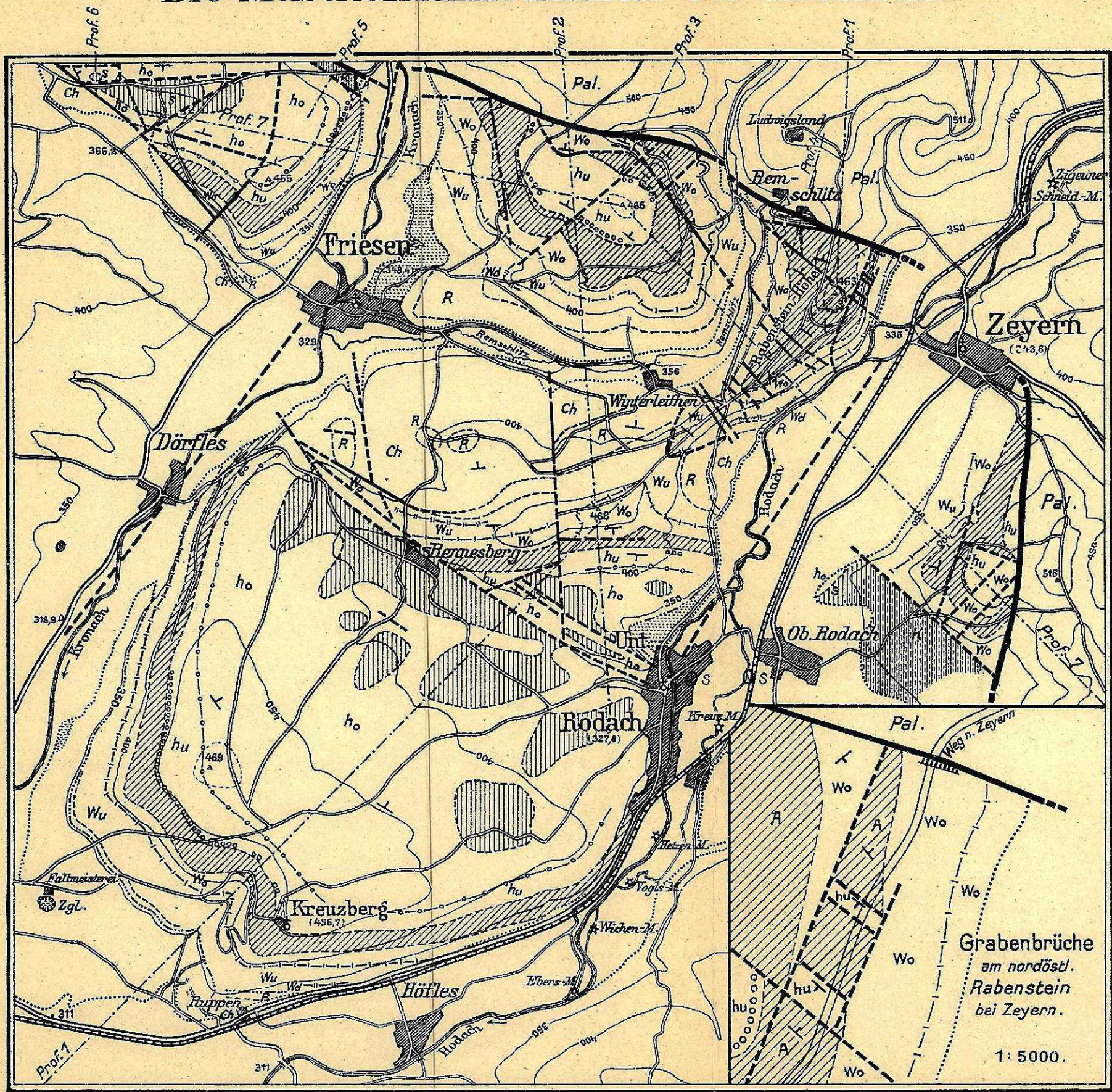


Masstäbe
der Länge und Höhe 1: 12500.

0 100 500 1000 m.

gez. Phil. Herbig.

Die Muschelkalkschollen bei Kronach.



Zeichen - Erklärung.

-  Keuper
-  Ob. Übergangs - Sch.
-  *Nodusus* - u. *Ob. Compressus* - Sch.
-  *Spiriferina* - u. *Crinoiden* - Bank
-  Unt. *Compressus* - Sch.
-  Glaukonitkalk mit *Crinoiden* - Bank
-  Anhydritgruppe
-  Oberer Wellenkalk
-  Haupt-*Coenothyris* - Bank
-  Wellenmergel
-  Basal - Bank
-  Wellendolomit
-  Röth
-  *Chirotherium* - Sandstein
-  Paläozoische Schichten
-  Erosionsterrasse
-  zu Tage liegende Kiesschotter
-  Alluvionen des Talgrundes
-  Frankenwaldverwerfung
-  Zerreibungsbreccie
-  beobachtete Verwerfung
-  vermutete Verwerfung
-  Profillinien

Grabenbrüche
am nordöstl.
Rabenstein
bei Zeyern.

1: 5000.

1: 25000.

Die Fauna des obersilurischen Orthocerenkalks von Elbersreuth.

Von

Theodor Heller (München).

Einleitung.

Vor etwa 100 Jahren hat der damalige Regierungsdirektor in Bayreuth, GEORG Graf zu MÜNSTER, aus den im Frankenwald gelegenen Steinbrüchen von Elbersreuth und Schübelhammer zahlreiche Fossilien gesammelt. Das Material aus diesen Brüchen wurde damals als „Marmor“ im Arbeitshause zu Bayreuth verarbeitet. Der überraschende Artenreichtum der vorgefundenen Fossilien veranlaßte MÜNSTER, viele Exemplare den verschiedensten wissenschaftlichen Sammlungen zuzuwenden. Das paläontologische Ergebnis seiner Untersuchungen veröffentlichte der Gelehrte in den zu Bayreuth erschienenen und von ihm herausgegebenen Beiträgen zur Petrefaktenkunde unter dem Titel „Die Versteinerungen des Übergangskalkes mit Clymenien und Orthoceratiten von Oberfranken“. Seit diesen Veröffentlichungen haben die Versteinerungen von Elbersreuth und Schübelhammer bei den Paläontologen das größte Interesse hervorgerufen. So sahen sich MURCHISON und SEDGWICK im Jahre 1839 veranlaßt, die MÜNSTER'schen Sammlungen in Augenschein zu nehmen und die Fundstellen aufzusuchen.

Schon seit dieser Zeit trat die Frage, in welche geologische Formationen die Kalke der beiden Steinbrüche einzureihen seien, in den Vordergrund. Sie hat insbesondere in Bezug auf den Elbersreuther Kalk im Laufe der Zeit verschiedenfache Beantwortung erfahren, wie sich aus nachstehendem kurzen geschichtlichen Überblick ersehen läßt.

So hat im Gegensatz zu MURCHISON und SEDGWICK, welche MÜNSTER gegenüber den Elbersreuther Kalk dem Devon zurechneten, letzterer zwar richtig erkannt, daß die Fossilien von Elbersreuth und die aus der Umgebung von Prag der gleichen geologischen Stufe angehören, sie aber dem Cambrium eingereiht. Unter den französischen Paläontologen stellte d'ORBIGNY den Elbersreuther Kalk zum Devon, während J. BARRANDE zum ersten Male wiederholt und nachdrücklichst für die Zuweisung in das Obersilur eintritt. Die Gebrüder SANDBERGER hinwieder hielten ihn für devonisch.

Um eine endgültige Lösung herbeizuführen, sah sich GÜMBEL veranlaßt, eine neue Überarbeitung der MÜNSTER'schen Sammelstücke vorzunehmen. Seine paläontologischen Ergebnisse über die Fossilien von Elbersreuth samt den geologischen Folgerungen hat er 1879 in dem Werk „Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges“ niedergelegt. Aber mit GÜMBEL's Einreihung des Elbersreuther Kalkes in das Oberdevon war die Frage nicht widerspruchslos beantwortet. So hat vor allem

FR. FRECH, der ebenfalls MÜNSTER's Originalstücke überprüfte, den Elbersreuther Kalk in das Obersilur verwiesen; das Gleiche taten auch in jüngster Zeit RUD. RICHTER und O. H. SCHINDEWOLF, während LEPSIUS in seiner Geologie von Deutschland den Elbersreuther Kalk dem Oberdevon zurechnet. Es erscheinen selbst bis auf die Gegenwart die Ansichten noch geteilt.

Diese Ungewißheit bewog meinen hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. F. BROILL, mir die dankenswerte Aufgabe einer neuerlichen Überarbeitung der Versteinerungen von Elbersreuth zu übertragen. Seiner freundlichen Vermittlung verdanke ich auch die Möglichkeit, die in der Bayreuther Kreisnaturaliensammlung und der Berliner paläontologischen Sammlung befindliche Stücke von Elbersreuth bearbeiten zu können. Ebenso wurden mir durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Oberbergdirektors Dr. O. M. REIS die in der Sammlung der geognostischen Landesuntersuchung von Bayern befindlichen Fossilien von Elbersreuth zugänglich gemacht. Auch Herr Regierungsgeologe Dr. A. WURM, der in der letzten Zeit im Frankenwald geologische Aufnahmen vornahm, stellte mir gütigst selbst-gesammelte Versteinerungen zur Verfügung; endlich sammelte ich selbst an Ort und Stelle.

Beschreibung der Fauna.

Stamm Arthropoda.

Klasse Crustacea.

Ordnung Trilobitae.

Einführendes: SCHINDEWOLF hat in der „Senckenbergiana“ an der Hand selbst gesammelten Materials eine „Vorläufige Übersicht der Trilobitenfauna von Elbersreuth“ gegeben. Abgesehen von einigen neu von ihm aufgestellten Arten wird für die von SCHINDEWOLF und auch von mir beschriebenen naturgemäß eine weitgehende Übereinstimmung vorhanden sein. Besonders günstiger erhaltene Zustände von Fossilien werden beiderseits Veranlassung zu wertvoller gegenseitiger Ergänzung geben können. Was insbesondere die Aufstellung der neuen Gattung: *Goldillaenus* auf Grund der Elbersreuther Funde anbelangt, so möchte ich die Berechtigung dazu einerseits nicht absprechen, andererseits konnte ich mich doch nicht entschließen, sie (vielleicht aus allzustarkem Konservativismus) in meine Beschreibung zu übernehmen.

1. Familie Harpedidae BARR.

Genus Harpes GOLDF.

1. *Harpes Wilkensis* MSTR.

Taf. I. Fig. 1a, 1b.

1840 *Trinucleus Wilkensis* MÜNSTER, Beitr. III, S. 45. Taf. 5. Fig. 22.

1842 *Harpes Wilkensis* MSTR., Beitr. V. S. 116. Taf. 10. Fig. 3.

1879 *Harpes speciosus* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 492. Taf. B. Fig. 30, 31.

1924 *Harpes Wilkensis* MSTR., SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 220.

Abmessungen (in mm).

Ex.	B	L
1.	7	8
2.	14	16

Zahl der untersuchten Stücke: 13 (Mnch. p. S. 2; Bayr. S. 11).

Der bis über die Nackenfurche hinaus annähernd gleichbreit verlaufende, hufeisenförmige Randsaum (Limbus) ist nach außen von einer äußerst schmalen Randleiste begrenzt und endigt nach hinten in zwei spitzen Seitenhörnern. Der in der Mitte nicht vertiefte Limbus steigt zum eigentlichen Kopf zuerst sanft an, wölbt sich dann steil auf und geht in eine beträchtliche Wulst über. Die Wulst ist an

der Stirnseite nach vorne stark ausgebogen und nimmt nach hinten an Breite ab. Über der Wulst, die wie ein Sockel erscheint, erheben sich die Wangen und die Glabella. Letztere ist schmal, hoch aufgewölbt und nach rückwärts kaum merklich verbreitert. Ihre Mittellinie bildet eine stumpfe, fast gerundete Kante. Die Glabella ist durch zwei tief einschneidende Dorsalfurchen von den Wangen getrennt. An ihren Seiten weist sie eine zur Nackenfurche verlaufende, gebogene Seitenfurchung auf, welche mit der Dorsalfurche und der Nackenfurche ein erhabenes Dreieck begrenzt. Auch die Seitenwangen wölben sich unmittelbar von der erwähnten Randwulst aus empor. Sie erreichen nicht die Höhe der Glabella, sind flacher gewölbt und fallen, nach hinten breiter werdend, gegen die sie rückwärts begrenzende Nackenfurche sanft ab. Sie erstrecken sich etwas weiter nach vorne als die Glabella. Bei einigen Fundstücken sind auf den Wangen die Einzelaugen deutlich erkennbar. Die meisten vorliegenden Kopfschilder sind schalenlos. Wo Schalen vorhanden sind, erscheint die Oberfläche der oberen Schale vertieft punktiert, die untere Schale granuliert.

Bemerkungen. MÜNSTER hat den Trilobit zuerst als *Trinucleus* bestimmt, aber später seine Bestimmung verbessert. GÜMBEL führt (a. a. O.) den *T. Wilkensisii* unter *Harpes speciosus* MÜNSTER auf. Das Originalstück zu der auf Tafel B angegebenen Fig. 27 konnte nicht aufgefunden werden. Da GÜMBEL für seine Bestimmungen das Material von Bayreuth nicht benützte, so lagen ihm auch die besseren Fundstücke nicht vor, aus denen der Unterschied zwischen *H. Wilkensisii* und *H. speciosus* sich deutlich erkennen läßt. Nach GÜMBEL'S Abbildung hat letzterer eine sehr stark hervortretende Glabella und nur schwach gewölbte Wangen; ferner besitzt er eine breitere Randwulst, die sich nicht nach rückwärts verschmälert.

Vorkommen: Elbersreuth.

2. *Harpes gracilis* MSTR. sp.

1840 *Trinucleus gracilis* MSTR., Beitr. III. S. 45. Taf. 5. Fig. 20/21.

1879 *Harpes franconicus* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 493. Taf. B. Fig. 28/29.

1924 *Harpes gracilis* MSTR. em. SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 219/20.

Zahl der untersuchten Stücke: 2 (Mnch. p. S.).

Dieser zierliche Trilobit hat viele Ähnlichkeit mit dem vorigen, doch ist sein in der Mitte konkaver Limbus an der Vorderfront breiter als im übrigen Verlauf. Die Randwulst ist bedeutend schwächer entwickelt und schmaler. Über ihr erheben sich Wangen und Glabella steiler und höher. Das Mittelfeld des Kopfschildes erscheint verhältnismäßig schmaler als bei *H. Wilkensisii*. Auf der Mitte des schmalen Nackenringes sitzt ein Würzchen auf, das sich bei einem der vorliegenden Stücke deutlich wahrnehmen läßt.

Bemerkungen. FRECH identifiziert (Karnische Alpen S. 241) unsere Art mit *Harpes vittatus* BARR. (Syst. sil. Vol. I. S. 349. Taf. 9. Fig. 7—10). Wie SCHINDEWOLF kann ich die Gleichheit beider Arten nicht anerkennen. — Vorkommen: Elbersreuth.

3. *Harpes laevis* MSTR. sp.

1840 *Trinucleus laevis* MSTR., Beitr. III. S. 46. Taf. 5. Fig. 24.

1879 *Trinucleus? laevis* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 493.

An dem dürftig erhaltenen Kopfschild fehlt der Limbus. Ein großer Teil der Randwulst mit teilweise erhaltener Schale ist vorhanden. Die Wangen erheben sich sehr wenig über die Randwulst, dagegen wölbt sich die Glabella stark auf. Der Trilobit dürfte den zwei vorher behandelten Arten nahe stehen. Weitere Feststellungen läßt das schlecht erhaltene Stück nicht zu. Es gehört der Mnch. p. S. an.

Vorkommen: Elbersreuth.

4. *Harpes* sp.

In der Mñch. p. S. befindet sich ein nur teilweise erhaltener Kopfschild eines bis jetzt noch nicht beschriebenen Harpes. An dem Fundstück ist nur ein ganz geringer Teil der Randwulst wahrnehmbar. Die Wangen sind kräftig aufgewölbt, besonders gegen die Stirnseite zu. Die Glabella hat an der Nackenfurche die größte Breite und verschmälert sich gegen den Vorderrand hin zungenförmig. Sie ist konvex gewölbt und wird in ihrem vordersten Teil von den sie seitlich begrenzenden Wangen überragt. — Vorkommen: Elbersreuth.

2. Familie *Illaenidae* CORDA.Genus *Bumastus* MURCHS.5. *Bumastus* (?) *planus* MSTR.

1840 *Bumastus* ? *planus* MSTR., Beitr. III. S. 43. Taf. 5. Fig. 18.

1852 *Bumastus planus* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. I. S. 671, 677, 680.

1879 *Bumastus* ? *planus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 493.

Das Originalstück MÜNSTER's in der Mñch. p. S., sowie zwei andere Schwanzschilder der Bayr. S. zeigen sehr flach gewölbte Pygidien ohne Randsaum. Eine Rachis ist nicht vorhanden, auch ist keine Spur von Rippen sichtbar.

Bemerkungen. BARRANDE stellt (l. c.) die Art unter die „espèces incomplètement connues“. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die drei Pygidien zu einer *Bronteus* Art gehören. Ich stimme G. HOLM bei, der (FR. SCHMIDT, Rev. d. ostb. Tril. 1881. Abt. 3. S. 22) schreibt: „Das Pygidium von einigen Bronteusarten scheint, wenn es allein vorkommt, sogar schwer sich von *Illaenus* zu unterscheiden. Wahrscheinlich sind die Bronteiden aus den *Illaeniden* hervorgegangen“.

Vorkommen: Elbersreuth.

3. Familie *Brondeidae* SALTER.Genus *Bronteus* GOLDF.6. *Bronteus Nilsoni* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 2a, 2b.

1840 *Trinucleus* ? *Nilsoni* MSTR., Beitr. III. S. 46. Taf. V. Fig. 25.

1842 *Trinucleus* ? *Nilsoni* MSTR., Beitr. V. S. 116.

1842 *Trinucleus intermedius* MSTR., Beitr. V. S. 116. Taf. X. Fig. 10.

1879 *Bronteus Nilsoni* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 489.

1924 *Goddillaenus nilsoni* (MSTR.), SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 206.

Abmessungen.

Ex.	B	L
1.	13	10
2.	28	20

Zahl der untersuchten Stücke: 13 (Mñch. p. S. 4; Berl. p. S. 3; Bayr. S. 6).

Das annähernd halbkreisförmige Kopfschild ist von einem etwas aufstehenden, sehr schmalen Rand begrenzt. Die flach gewölbte Glabella wird durch eine beiderseits bogenförmig verlaufende Seitenfurche von den Wangen getrennt, so, daß die Bogen mit ihrer konvexen Seite gegeneinander gekehrt sind und die Glabella „pilzförmig“ erscheinen lassen. Wo die Glabella am schmalsten ist, tritt beiderseits eine seichte Depression auf, welche aber nicht die Mittellinie erreicht. Auch die Nackenfurche ist nicht tief einschneidend, so daß ein eigentlicher Nackenring nicht in Erscheinung tritt. Die festen Wangen sind flach gewölbt und haben ein halbmondförmiges Aussehen. Die Schalenoberfläche ist äußerst fein punktiert, wie an dem größten Exemplar deutlich zu ersehen ist.

Bemerkungen. *T. intermedius* MSTR., für dessen Fundort MÜNSTER (Beitr. V. S. 116) SCHÜBELHAMMER angibt, gehört nach der petrographischen Beschaffenheit des umgebenden Gesteines auch zum Orthocerenkalk von Elbersreuth und zeigt keine Verschiedenheit von *Br. Nilsoni*.

Vorkommen: Elbersreuth.

7. *Bronteus Otarion* MSTR. sp.

1840 *Trinuclerus ? Otarion* MSTR., Beitr. III. S. 46. Taf. 5. Fig. 26.

1852 *Trinuclerus ? Nilsoni et Otarion* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. I. S. 830, 841.

1924 *Goldillaenus otarion* (MSTR.), SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 208.

Das Originalstück MÜNSTER's, das sich in der Mnch. p. S. befindet, unterscheidet sich von *B. Nilsoni* durch schärfere Heraushebung der Furchen, sowie durch die stärkere Wölbung der einzelnen Teile des Kopfschildes. Vielleicht ist *B. Otarion* in die vorige Art einzureihen.

Vorkommen: Elbersreuth.

8. *Bronteus radiatus* MSTR.

Taf. I. Fig. 3.

1840 *Bronteus radiatus* MSTR., Beitr. III. S. 40. Taf. 5. Fig. 13a u. 13b.

1840 *Bronteus costatus* MSTR., Beitr. III. S. 41. Taf. 5. Fig. 14.

1852 *Bronteus radiatus* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 830, 841.

1852 *Bronteus costatus* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 830, 839, 840.

1879 *Bronteus franconicus* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 490. Taf. B. Fig. 45.

Abmessungen.

Ex.	B	L
1.	38	30
2.	40	23

Zahl der untersuchten Stücke: 15 (Mnch. p. S. 4; Berl. p. S. 2; Bayr. S. 5; Dr. WÜRМ 4).

Die zahlreich vorkommenden Schwanzschilder zeigen sowohl in ihrer Wölbung als auch in der Ausbildung ihrer Seitenrippen eine große Mannigfaltigkeit. Es kommen flach gewölbte und stärker gewölbte Exemplare vor; auch die Anzahl der Seitenrippen ist nicht konstant.

Die Pygidien haben schildförmiges Aussehen und weisen in ihrer Mitte an der Vorderseite eine kleine, gewölbte, annähernd halbkreisförmige Rachis auf, von der aus die flach gewölbten Rippen seitlich ausstrahlen. Eine als Fortsetzung der Rachis erscheinende Medianrippe verbreitert sich gegen den Rand zu, ohne sich zu teilen. Die Rippen sind durch schmale, am Grunde schwach gerundete Furchen voneinander getrennt. Die gegen die Mitte zu am stärksten gewölbten Schwanzschilder verflachen sich gegen den Außenrand hin und sind an diesem etwas in die Höhe gebogen. An der Schalenoberfläche erkennt man feine Querlinien, die keine bestimmte regelmäßige Anordnung aufweisen; eine zweite, untere Schale zeigt konzentrische Wachstumstreifen. Da, wie schon erwähnt, die Schwanzschilder in Einzelheiten voneinander verschieden sind, so könnte man veranlaßt werden, mehrere Arten aufzustellen. MÜNSTER hat dies absichtlich unterlassen (Beitr. III. S. 40). Selbst die verschiedene Anzahl der Rippen konnte ihn nicht dazu veranlassen. So bezeichnet er (Stücke der Mnch. p. S.) sowohl die mit je sieben Seitenrippen versehenen, als auch (Stücke der Berl. S.) die je acht Seitenrippen aufweisenden Exemplare mit *B. radiatus*. Von den vorliegenden elf Exemplaren, bei denen sich die Seitenrippenzahl bestimmen läßt, weisen fünf Stücke je acht und sechs Stücke je sieben Seitenrippen auf.

Bemerkungen. BARRANDE führt den *B. radiatus* MÜNSTER als die einzige Bronteusart mit je acht Seitenrippen an und weist dabei auf MÜNSTER, Beitr. III, Taf. 5, Fig. 13 hin. Die dort angegebene Figur zeigt aber je sieben Seitenrippen, was auch mit MÜNSTER's erläuterndem Text (Beiträge III. S. 40.) übereinstimmt. Da unter den vorliegenden Stücken trotz der Zahlenverschiedenheit der Rippen im übrigen vollständige Übereinstimmung des Habitus vorhanden ist, kann auch ich mich nicht dazu entschließen, neue Arten aufzustellen.

Auch der als *Bronteus costatus* von MÜNSTER aufgeführte Trilobit ist wohl nicht geeignet zur Aufstellung einer neuen Art (vgl. auch BARRANDE a. a. O. S. 839). Das Originalstück, das sich in der Mnch. p. S. befindet, ist sehr beschädigt und zeigt auf der einen Seite zwei (bis drei?) Seitenrippen, auf der anderen sechs bis sieben. Fig. 14 auf Taf. V gibt das Stück nicht richtig wieder.

Das in der Bayr. S. als *B. costatus* MÜNSTER bestimmte, vorzüglich erhaltene Stück, das auch BARRANDE (a. a. O. S. 839) erwähnt, fügt sich in die vorhin beschriebene Art des *B. radiatus* vollständig ein. — Vorkommen: Elbersreuth.

9. *Bronteus subradiatus* MSTR.

1840 *Bronteus subradiatus* MSTR., Beitr. III. S. 41. Taf. 5. Fig. 15.

1840 *Bumastus franconicus* MSTR., Beitr. III. S. 42. Taf. 5. Fig. 17a u. b.

1852 *Bronteus subradiatus* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. I. S. 830, 840.

1879 *Iliaenus franconicus* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 493. Taf. B. Fig. 42 u. 43.

Die zwei Originalstücke zu Fig. 15 in MÜNSTER's Beitr. III. Taf. 5 gehören der Bayr. S., die für Fig. 17a und 17b auf Tafel 5 verwendeten Stücke der Mnch. p. S. an. MÜNSTER hat aus den vorliegenden sieben Stücken zwei Arten aufgestellt.

Die Pygidien sind schildförmig, teils kräftig, teils schwach gewölbt; sie biegen sich nicht am Rande in die Höhe, wie dies bei *B. radiatus* der Fall ist. Eine äußerst schmale Leiste bildet den Randabschluß. Am Vorderrande, rechts und links von der kaum sichtbaren Rachis befindet sich je eine wulstförmige Aufwölbung mit einer nach abwärts gebogenen Kante. Von der nur „schwach angedeuteten“ Rachis strahlen nach jeder Seite sieben schwache, auf der oberen Schale „kaum bemerkliche“ Furchen aus. Bei einigen Exemplaren sind nur zwei Rippen zu sehen und zwar nur in ihrem Verlaufe in der Nähe des Randes; auch da sind sie nur angedeutet.

Sind gar keine Rippen mehr zu sehen, so glaubt man einen *Bumastus* (*Iliaenus*) vor sich zu haben. Dies hat auch MÜNSTER zur Aufstellung der Art *B. franconicus* veranlaßt. Wenn ich *B. subradiatus* MÜNSTER und *B. franconicus* MÜNSTER als eine Art vereinige, so finde ich mich damit in Übereinstimmung mit FRECH, der (wie ein Bestimmungszettel bekundet) ebenfalls die Originalstücke der Mnch. p. S. untersucht hat und zu gleichem Ergebnis gekommen war. — Vorkommen: Elbersreuth.

10. *Bronteus Neptuni* MSTR.

Taf. I. Fig. 4.

1840 *Bronteus Neptuni* MSTR., Beitr. III. S. 41. Taf. 5. Fig. 16.

1852 *Bronteus Neptuni* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 830, 839, 840, 841.

1879 *Bronteus Neptuni* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 490.

1924 *Goldius neptuni* (MSTR.) em. SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 211.

Zahl der untersuchten Stücke: 5 (Bayr. S. 2; Dr. WURM: 3).

Das Originalstück zu der von MÜNSTER veröffentlichten Figur befindet sich in der Bayr. S. Die Abbildung gibt das nur teilweise erhaltene Schwanzstück nicht gut wieder. MÜNSTER lag nur dies eine Teilstück vor. Auf ihm sind im ganzen sieben Seitenrippen, nämlich auf der linken Seite drei, auf der rechten vier, und

außerdem die Medianrippe erhalten. Vier weitere, jetzt vorliegende Stücke liefern zwar auch noch kein vollständiges Bild des Pygidiums, lassen aber doch die besondere Eigenart dieses *Bronteus* deutlich erkennen.

Der Schwanzschild ist sehr flach gewölbt und durch Furchen in breite Rippen zerlegt. Die Mittelrippe, welche als Fortsetzung der kleinen, sich schärfer heraushebenden Rachis erscheint, verschmälert sich zuerst und verbreitert sich dann gegen den Rand zu beträchtlich. Das Letztere ist auch bei den Seitenrippen, deren Zahl sich nicht feststellen läßt, der Fall. Die Schale ist weder punktiert noch gekörnelt. Die Rippen erscheinen durch zarte, erhaben verlaufende Linien quer gestreift. Wo die Schale abgesprungen ist, treten diese Linien als Erhebungen hervor, welche der Oberfläche ein runzeliges Aussehen verleihen. Diese runzelige, gitterartige Zeichnung des Pygidiums ist selbst an kleinen Teilstücken leicht zu erkennen. MÜNSTER bezeichnet als Fundort seines Exemplars den schwarzen Clymenienkalk von Schübelhammer. Aber die petrographische Beschaffenheit des Stückes, das auf der Rückseite schwache rötliche Färbung aufweist, sowie der Fundort der übrigen Stücke im Elbersreuther Steinbruch lassen keinen Zweifel darüber, daß das Stück auch aus letzterem stammt. — Vorkommen: Elbersreuth.

11. *Bronteus grandis* MSTR. sp.

1840 *Asaphus grandis* MSTR., Beitr. III. S. 39. Taf. 9. Fig. 1.

1852 *Bronteus grandis* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 830, 840.

1879 *Bronteus grandis* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 490. Taf. B. Fig. 44.

Es liegt das Originalstück für die Abbildungen MÜNSTER's und GÜMBEL's aus der Mch. p. S., nämlich der teilweise Abdruck eines großen Pygidiums, vor. Die Schale ist nur zum geringsten Teil erhalten.

Von der Medianrippe aus lassen sich auf der linken Seite des Abdrucks sieben flache Rippen zählen, welche durch schmale Furchen voneinander getrennt sind, die gegen den Rand zu fast ganz verschwinden. Der Schwanzschild ist nur sehr schwach gewölbt. An der Schale kann man weder Körnelung noch Punktierung wahrnehmen; auf ihr erkennt man feine Querstreifen, welche annähernd konzentrisch verlaufen. Das ganze Pygidium mag eine Breite von 8—9 cm gehabt haben.

Vorkommen: Elbersreuth.

4. Familie *Cheiruridae* SALTER.

Genus *Cheirurus* BEYR.

12. *Cheirurus propinquus* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 5.

1840 *Calymene propinqua* MSTR., Beitr. III. S. 38. Taf. 5. Fig. 6.

1840 *Calymene Sternbergii* MSTR. (VON BOECK), Beitr. III. S. 37. Taf. 5. Fig. 5.

1840 *Paradoxides brevimucronatus* MSTR., Beitr. III. S. 40. Taf. 5. Fig. 12.

1852 *Cheirurus propinquus* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 754, 770, 788.

1852 *Paradoxides brevimucronatus* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 754.

1879 *Cheirurus propinquus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 491. Taf. A. Fig. 10, 11, 13, 14.

1894 *Cheirurus propinquus* MSTR., FRECH, Karn. Alpen. S. 241.

1897 *Cheirurus propinquus* MSTR., FRECH, Lethaea geo. I. Teil, 2. Bd. 1. Lief. S. 108, 113.

1924 *Cheirurus propinquus* (MSTR.), SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 200.

Abmessungen.

Ex.	B	L
1.	25	15
2.	43	27

Zahl der untersuchten Stücke: 16 (Mch. p. S. 4; Berl. p. S. 4; Bayr. S. 8).

Die Dreiteilung des halbkreisförmigen, teils mäßig, teils stark gewölbten Kopfschildes ist bei diesem Trilobiten besonders deutlich ausgeprägt. Die nach vorne ansteigende und sich allmählich verbreiternde eiförmige Glabella ist in ihrer vorderen Hälfte halbkugelig und fällt gegen die sie seitlich begrenzende Dorsalfurche mäßig steil ab. Durch eine recht tief einschneidende, nach vorne gebogene Nackenfurche ist sie von dem kräftig hervortretenden Nackenring getrennt. Die Glabella wird durch die Nackenfurche und drei Seitenfurchen deutlich gegliedert. Alle drei von der Dorsalfurche ausgehenden Seitenfurchen sind in ihrem Verlaufe nach hinten gebogen. Sie reichen nicht über den Rücken der Glabella, gehen also nicht ineinander über; es werden daher auch keine Ringe abgeschnürt. Die vorderste Seitenfurche ist die längste. Die hinterste, am stärksten gebogene Seitenfurche reicht fast bis zur Nackenfurche und begrenzt mit dieser und der Dorsalfurche ein kleines, trapezartiges Viereck. Die Schale der Glabella ist mehr oder weniger fein granuliert.

Die mäßig gewölbten großen Wangen sind von einer ziemlich tiefen Randfurche umgeben. Dadurch entsteht ein schmaler Randsaum, der äußerst fein granuliert ist und nach hinten in ein kurzes Horn ausläuft. Die Wangen sind stark und tief punktiert. Die Gesichtsnaht beginnt am Außenrand sehr weit vorne, biegt gegen die Glabella zu ein und mündet wieder am Randsaum aus. Sie schneidet nur außerordentlich kleine lose Wangen ab. Bei einigen Stücken sind an der stärksten Biegung der Gesichtsnaht der aufgewulstete Palpebrallobus und Reste der Sehfläche des Auges deutlich sichtbar.

Nach BARRANDE'S Vorgang ist das als *Paradoxides brevimucronatus* MÜNSTER bezeichnete Pygidium als zu *Cheirurus propinquus* gehörig anzunehmen.

Es liegen die zwei Originalstücke MÜNSTER'S und GÜMBEL'S aus der Mch. p. S. vor. Die Breite beträgt 14 (16) mm und die Länge 9 (11) mm. Die MÜNSTER'Sche Abbildung ist unbrauchbar, die GÜMBEL'Sche besser. Beide Autoren benützten für ihre Abbildungen nur ein Stück. Da dieses recht mangelhaft ist, so gewährt es keinen genauen Einblick in die Ausbildung des Schwanzstückes. Aus beiden Stücken ergibt sich für dasselbe folgende Gestaltung: Die gewölbte Rachis ist viergliedrig. Das vierte, letzte Glied ist länger als die drei andern und zeigt in der Mitte eine Vertiefung; am Rande schließt es mit zwei winkligen Lappen ab. Auch von dem dritten Glied geht beiderseits ein nach rückwärts gebogener Lappen aus, der ebenfalls winklig endet. Von dem ersten und zweiten Glied geht gemeinsam ein breiter Lappen beiderseits aus, der zwei Wölbungen besitzt. An dem einen Exemplar sind links und rechts deutlich Bruchstellen wahrzunehmen. Die Lappen sind kräftiger und breiter als die zuerst erwähnten und liefen jedenfalls in Spitzen aus. Das Schwanzstück trug auf jeder Seite wohl nur eine Spitze, wie dies auch BARRANDE (a. a. O. S. 754) feststellte.

Bemerkungen. *Ch. propinquus* MSTR. gehört zu der großen Gruppe des *Ch. insignis* BEYR. Er steht sehr nahe dem *Ch. Quenstedti* BARR. (Syst. sil. Vol. I. S. 790. Taf. 40. Fig. 13, 14. u. Taf. 42. Fig. 2—4). F. FRECH identifiziert ihn damit. Ich kann mich dieser Ansicht nicht anschließen. Bei *Ch. Quenstedti* schneidet die Gesichtsnaht viel größere lose Wangen ab; ferner sind die Wangenhörner bei ihm länger und das Pygidium ist auf jeder Seite zweistachelig. *Cheirurus propinquus* MSTR. hat die größte Ähnlichkeit mit *Ch. Hawlei* BARR., der der Stufe E des böhmischen Obersilurs angehört. BARRANDE hat diese Ähnlichkeit bereits festgestellt und ihn auch dieser Stufe eingereiht. MÜNSTER hat zwischen *Calymene Sternbergii* und *C. propinqua*

unterschieden. Nach BARRANDE'S Vorgang und BEYERICH'S (Über einige böhmische Trilobiten S. 16) sind beide als eine Art anzusehen.

J. PHILLIPS (Palä. Foss. 1841. S. 128. Taf. 56. Fig. 247) führt unter seinen Devonfossilien *C. Sternbergii* MÜNSTER an. Fig. 247 läßt auf eine Identität mit der von MÜNSTER beschriebenen Art nicht schließen.

In der Mnch. p. S. befinden sich noch vom Thorax eines Trilobiten Ringteile mit Pleuren; sie gehören wohl auch zu einer *Cheirurus*art.

Vorkommen: Elbersreuth. In den Karnischen Alpen: Obersilur.

Verwandte Form in Böhmen: e_1 und e_2 .

Unter *Asaphus dubius* beschreibt MÜNSTER (Beitr. V. 1842 S. 113 u. 114. Taf. 10. Fig. 12) ein von ihm als „Kopfspindel“ eines Trilobiten gehaltenes Hypostom. Es liegen zwei Exemplare vor, die der Bayr. S. angehören.

Das schaufelförmig gestaltete Stück wird auf drei Seiten von einem hufeisenartig verlaufenden breiten Rand umgeben, der in seinem mittleren Teile eine wulstige Erhöhung besitzt. Nach vorne wölbt sich der allmählich breiter werdende Mittelteil eiförmig auf. Der Vorderrand ist kreisförmig gebogen. Die Schale ist sehr fein granuliert und von kleinen Warzen bedeckt. Das Hypostom gehört, wie schon BARRANDE feststellte, zu einem *Cheirurus*.

Vorkommen: Elbersreuth.

13. *Cheirurus articulatus* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 6a, 6b.

1840 *Calymene articulata* MSTR., Beitr. III. S. 38. Taf. 5. Fig. 7.

1854 *Cheirurus articulatus* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 754, 770, 772.

1864—83 ? *Calymene articulata* MSTR., SALTER, Monogr. of Brit. Tril. S. 61. Taf. 6. Fig. 7 u. 8.

1879 *Cheirurus articulatus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 491. Taf. A. Fig. 12.

Abmessungen.

Ex	B	L
1.	16	9
2.	42	30

Zahl der untersuchten Stücke: 4 (Mnch. p. S. 1, Bayr. S. 3).

Das Originalstück aus der Mnch. p. S., das der MÜNSTER'schen Abbildung zu Grunde liegt, sowie drei weitere Kopfschilder aus der Bayr. Sammlung zeigen, daß diese Art dem *Ch. propinquus* sehr nahe steht. Der wichtigste Unterschied besteht darin, daß bei *Ch. articulatus* die ersten und zweiten Seitenfurchen nicht rückwärts gebogen sind, sondern geradlinig über den Rücken der Glabella verlaufen und ineinander gehen. Die dritten Seitenfurchen biegen gegen die Nackenfurche ab; doch gewinnt, wenn die Schale vollständig erhalten ist, die Glabella das Aussehen „als ob sie an der Spitze einen runden Kopf und dann drei gewölbte Glieder hätte“.

Bemerkungen. BARRANDE stellt *Ch. articulatus* in die Gruppe des *Cheirurus gibbus* BARR.

Die von J. W. SALTER als *Calymene articulata* MÜNSTER beschriebene und auf Taf. 6 Fig. 7 u. 8 abgebildete Art stimmt mit dem MÜNSTER'schen Exemplar nicht überein. Die auf S. 62 in der Fußnote aufgestellte Annahme, daß die Wangen in der MÜNSTER'schen Figur irrtümlich zu breit abgebildet seien, ist unrichtig. Der von SALTER angeführte *Cheirurus* hat sehr schmale feste Wangen. Er gehört dem Mitteldevon an.

Vorkommen: Elbersreuth.

5. Familie **Encrinuridae** LINNARSON.Genus **Encrinurus** EMMERICH.14. *Encrinurus subvariolaris* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 7a, 7b.

1840 *Calymene subvariolaris* MSTR., Beitr. III. S. 34. Taf. 5. Fig. 1a u. 1b.1840 *Calymene intermedia* MSTR., Beitr. III. S. 35. Taf. 5. Fig. 2a u. 2b.1879 *Cromus Münsteri* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 492. Taf. A. Fig. 15—20.1897 *Encrinurus subvariolaris* MSTR., FRECH, Lethaea geogn. S. 108, 113.1924 *Encrinurus subvariolaris* MSTR. em. FRECH, SCHINDEWOLF, Senck. Bd. VI. S. 200.

Abmessungen.

1. Kopfschilder:

Ex.	B	L
1.	6	3
2.	16	10

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S. 2; Bayr. S. 1).

2. Schwanzschilder:

Ex.	B	L
1.	10	8
2.	15	13

Zahl der untersuchten Stücke: 7 (Mnch. p. S. 4; Bayr. S. 3).

I. Was die Kopfschilder anlangt, so weist das von *Cal. subvariolaris* MSTR. außer der Glabella die rechte feste Wange und den Nackenring auf. Die keulenförmige, vorn stark aufgewölbte Glabella zeigt zahlreiche Wärzchen, ebenso die dreieckige Wange. Eine Gliederung der Glabella durch mehrere Seitenfurchen läßt sich zwar nicht deutlich feststellen, kann aber auch nicht direkt verneint werden. Auf der noch am besten sichtbaren rechten Glabellaseite ist eine wenigstens erkennbar.

Das Kopfschild von *C. intermedia* MSTR. weist eine deutliche Gliederung der Glabella auf. Drei kurze, kräftige Seitenfurchen, ferner eine schwache Furche am vorderen breitesten Teil der Glabella und die Nackenfurche begrenzen vier Ringe, die besonders deutlich in der Nähe der Dorsalfurche sich herausheben, da dort besonders große Höcker aufsitzen. Gegen die Mitte der Glabella zu verwischt sich die Gliederung. Der gewölbte Nackenring weist keine Höcker auf.

Die dreieckigen, gewölbten Wangen besitzen ebenfalls Höcker und werden nach rückwärts von der ziemlich breiten glatten Nackenfurche begrenzt, die seitlich bis zur Wangenspitze verläuft.

Bemerkungen. Zwischen den von MÜNSTER beschriebenen zwei Arten besteht kein wesentlicher Unterschied. Das kleinere Kopfschild von *C. subvariolaris* wird wohl von einem jugendlichen Exemplar stammen, bei dem die Gliederung der Glabella zwar angedeutet, aber noch nicht scharf ausgeprägt ist. Ähnlich steht es auch mit dem Bayreuther Exemplar, das nur einen Teil der mit Höckern versehenen Glabella aufweist. Nach GÜMBEL'S Vorgang vereinige ich die beiden von MÜNSTER aufgestellten Arten als *Encrinurus subvariolaris* MSTR. sp., eine Bezeichnung, welche durch FRECH bereits in die paläontologische Literatur Eingang gefunden hat.

II. MÜNSTER hat einen Teil der ihm vorliegenden Schwanzschilder zu *C. subvariolaris*, einen Teil zu *C. intermedia* gestellt und zwar die kleineren Stücke zu dem kleineren Kopfschild von *C. subvariolaris*.

Die nur durch Größe verschiedenen Pygidien haben eine dreieckige Form, Die vom Vorderrand bis zum Hinterrand verlaufende und allmählich sich verschmälernde Rachis ist gewölbt und besteht aus 12 bis 18 ringförmigen Gliedern.

An den Stücken, bei welchen die Schale nicht abgesprungen ist, erkennt man auf den Gliedern annähernd in Längsreihen angeordnete verschieden große Höcker. Die Seiten des Pygidiums weisen 8 bis 9 von der Rachis ausgehende Rippen auf, welchen ebenfalls kleine, bisweilen nur schwach sichtbare Höcker aufsitzen. Gegen den Außenrand hin biegen die Rippen mit den sie trennenden schmalen Furchen knieförmig ab.

Da bei dem Genus *Encrinurus* Individuen gleicher Art weder eine konstante Anzahl der Rachisglieder noch der Seitenrippen aufzuweisen brauchen, diese vielmehr nur vom Alter der Tiere abhängt, so ist eine Aufstellung zweier Arten auf Grund der rein zahlenmäßigen Unterschiede nicht nötig.

Bemerkungen. BARRANDE weist (Syst. sil. Vol. I. 1852. S. 823) auf die Ähnlichkeit der von MÜNSTER beschriebenen Exemplare mit den von ihm in Böhmen festgestellten obersilurischen Cromosarten hin, welche der Stufe e_2 angehören. *E. subvariolarus* MSTR. steht auch sehr nahe dem von MURCHISON (Sil. Syst. 1839. Taf. 14. Fig. 1) als Fossil des Wenlockkalkes angeführten *E. variolaris*, der aber keine Gliederung der Glabella aufweist.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Formen in Böhmen: e_2 und in England: Wenlock.

6. Familie *Acidaspidae* BARR.

Genus *Acidaspis* MURCH.

15. *Acidaspis gibbosa* MSTR. sp.

1840 *Trinucleus ? gibbosus* MSTR., Beitr. III. S. 47. Taf. 5. Fig. 27.

1852 *Trinucleus ? gibbosus* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 693, 703.

1852 *Acidaspis mira* BARR., Syst. sil. Vol. I. S. 735. Taf. 39. Fig. 1—11.

1872 *Acidaspis mira* BARR., Syst. sil. Vol. I. Suppl. S. 277.

1879 *Acidaspis gibbosa* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 489. Taf. B. Fig. 32/33.

1894 *Acidaspis gibbosa* MSTR. sp., FRECH, Karh. Alpen. S. 241.

Das Originalstück zu den Abbildungen MÜNSTER's und GÜMBEL's befindet sich in der Mch. p. S. Die Abbildung MÜNSTER's ist nicht entsprechend, die GÜMBEL's gut. Die Breite des Kopfschildes beträgt 8 mm, die Länge 5 mm. Glabella, rechte feste Wange und Nackenring sind wohl erhalten.

Die in der Mitte am höchsten gewölbte Glabella ist oval geformt und von kleinen, ziemlich weit voneinander stehenden warzenförmigen Höckerchen besetzt. Vorne wird sie von dem bogenförmig verlaufenden Rand des Kopfschildes begrenzt, der eine ganz schmale Randleiste aufweist. Eine ziemlich tief einschneidende, in der Mitte seitlich sich ausbiegende Dorsalfurche trennt die Glabella von den Wangen. Diese sind auch mit warzenförmigen in weiteren Abständen voneinander auftretenden Erhöhungen versehen und werden durch eine Längsfurche und eine kurz nach abwärts gebogene, von der Dorsalfurche ausgehende Seitenfurche in drei Teile zerlegt. Der gegen den Außenrand zu dreieckig verlaufende Lappen ist der größte dieser Teile. Durch eine tiefe Nackenfurche ist die Glabella von dem breiten, kräftig gewölbten Nackenring getrennt. Dieser weist deutliche Bruchstellen von zwei Stacheln (oder Dornen) auf, die von hier ausgegangen waren.

Bemerkungen. BARRANDE hat *T. ? gibbosus* MSTR. bereits als zu *Acidaspis* gehörig erklärt und reiht ihn in die Stufe e_2 ein. Unsere Art ist identisch mit *Acidaspis mira* BARR., wie dies schon FRECH festgestellt hat.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe e_2 .

A n h a n g.

I.

Phacops granulatus MSTR. sp.

1840 *Calymene granulata* MSTR., Beitr. III. S. 36. Taf. 5. Fig. 3.

1840 *Calymene laevis* MSTR., Beitr. III. S. 36. Taf. 5. Fig. 4.

1864 *Phacops granulatus* MSTR. sp., SALTER, Monogr. of Brit. Tril. S. 18. Taf. 1. Fig. 1—4.

1879 *Phacops granulatus* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 494. Taf. A. Fig. 1—5.

1923 *Calymene laevis* MSTR., RUD. u. E. RICHTER, Senck. Bd. V. S. 61.

Unter *Calymene laevis* beschreibt MÜNSTER das 9 mm lange und 15 mm breite Kopfschild eines Trilobiten, dessen Original sich in der Mnch. p. S. befindet.

Bei genauerer Betrachtung erkennt man, daß das Kopfschild nicht glatt (*laevis*) ist, sondern (da der größte Teil der Schale abgesprungen ist) nur der darunter liegende Steinkern glatt ist. Aus dem noch vorhandenen Schalenrest läßt sich die völlige Übereinstimmung des Stückes mit *Phacops granulatus* MÜNSTER sp., der in dem schwarzen Clymenienkalk von Schübelhammer vorkommt, feststellen. Die Angabe MÜNSTER's, daß Elbersreuth der Fundort ist, beruht offenbar auf einer Verwechslung, wie solche bei MÜNSTER wiederholt vorkommt.

II.

Unter *Agnostus pisiformis* AL. BR. berichtet MÜNSTER (Beitr. III. 1840 S. 47), daß dieser in Schweden und Norwegen haufenweise vorkommende Trilobit bei Elbersreuth vereinzelt vorkommt.

Aus der Bayr. S. liegen zwei Kopfschilder vor, welche von MÜNSTER's eigener Hand als *Agn. pis.* bestimmt sind. Es werden wohl die von MÜNSTER (a. a. O.) erwähnten Originalstücke sein.

Die Gestalt der zwei Stücke ist hufeisenförmig. Die schmale in gleicher Breite verlaufende, kräftig gewölbte Glabella ist vorne gerundet und läuft in einen nur schwach angedeuteten Spitzbogen an der Stirnseite aus; gegen die Nackenfurche schließt sie geradlinig ab. Annähernd in der Mitte ihres Scheitels trägt sie eine runde, warzenförmige Erhöhung. Ein in gleichmäßiger Breite, hufeisenförmig verlaufender Saum umgibt die Glabella und ist von ihr durch eine deutliche Dorsalfurche getrennt. Auf den Saum folgt nach außen hin eine Furche und dann eine erhabene schmale Randleiste. Diese scheint sich auch teilweise auf den Hinterrand des Schildes auszudehnen. Von dem sanftgewölbten schmalen Nackenring ist nur ein Teil zu sehen.

Die Schalenoberfläche ist glatt. Augen sind nicht vorhanden. Die Stücke haben eine Länge von 3 mm und eine Breite von ca. 2 mm.

Bemerkungen. Die beschriebenen Stücke sind mit den von GÜMBEL (Fichtelgebirge S. 496) erwähnten und auf Tafel B Fig. 34—37 abgebildeten *A. pisiformis* MSTR. nicht identisch.

Auch BARRANDE hat in München das Fragment eines als *A. pisif.* bezeichneten Exemplars gesehen (Syst. sil. Vol. I. S. 894); er stellt dasselbe zu *Proetus*. Auch dieses Exemplar ist jedenfalls nicht identisch mit den zwei Bayreuther Exemplaren.

Ein Vergleich von Stücken des kambrischen *A. pisiformis* mit den vorliegenden ergab die Identität beider Arten. Dieses unerwartete Ergebnis veranlaßte mich, eine Untersuchung der petrographischen Beschaffenheit des die Fossilien umgebenden Gesteins, sowie des Elbersreuther Orthocerenkalks vornehmen zu lassen. Herr Regierungsgeologe Dr. HEIM (München) übernahm in liebenswürdiger Weise

die Aufgabe. Er stellte fest, daß das die Bayreuther Fossilien umgebende Gestein mit dem kambrischen identisch ist, aber nicht mit dem Elbersreuther Kalk. Der kambrische Kalk weist stark bituminöse Bestandteile auf, während der Elbersreuther ein reiner Kalk ist.

Damit scheiden die zwei Bayreuther Stücke für unsere Fauna aus.

Stamm Mollusca.

Klasse **Lamellibranchiata.**

1. Ordnung **Anisomyaria** NEUM.

Familie **Ostreidae** LAM.

Genus **Praeostrea** BARR.

1. *Praeostrea bohemica* BARR.

Taf. I. Fig. 8.

1881 *Praeostrea Bohemica* BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte S. 147. Taf. 111. Fig. 1, 2.

Das in der Bayr. S. befindliche Stück ist eine Schale von 18 mm Höhe und 14 mm Länge.

Die im Umriß ovale Schale ist gegen den Schloßrand zugespitzt; leider ist dieser samt dem Wirbel abgebrochen. Die Oberfläche weist zahlreiche, unregelmäßige, konzentrische Falten auf; vor dem etwas aufgewölbten Schalenrand ist eine breite, flache Vertiefung wahrnehmbar. Längsrippen, die vom Wirbel ausgehen, queren die Falten. Das Stück ist identisch mit den von BARRANDE (l. c.) abgebildeten Formen.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: E e.

Familie **Myalinidae** FRECH.

Genus **Myalina** DE KON.

2. *Myalina subsulcata* MSTR. sp.

1840 *Mytilus subsulcatus* MÜNSTER, Beitr. III. S. 56. Taf. 13. Fig. 14.

1879 *Myalina subsulcata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 503.

Das Originalstück MÜNSTER's befindet sich in der Mnch. p. S. Schalenhöhe: 6 mm, Länge: 15 mm.

Die schwach gebogene, schmale, nach dem Vorderende zugespitzte Schale hat einen länglich ovalen Umriß. Der vorne gelegene Wirbel ist ein wenig abwärts gebogen. Auf der Schale verläuft parallel zum Unterrand eine schmale Furche, auf welcher in gleicher Weise wie auf dem Schalenrücken zarte konzentrische Zuwachsstreifen bemerkbar sind. Diese werden von eng aneinander gereihten, vom Wirbel ausgehenden Längslinien gequert.

Vorkommen: Elbersreuth.

Familie **Modiolopsidae** FISCHER.

Genus **Modiolopsis** HALL.

3. *Modiolopsis bilobata* MSTR. sp.

1840 *Modiola bilobata* MSTR., Beitr. III. S. 55. Taf. 11. Fig. 18.

1879 ? *Cardiomorpha bilobata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Das in der Mnch. p. S. befindliche Originalstück MÜNSTER's hat eine Höhe von 11 mm bei 10 mm Länge. Der Schalenumriß ist annähernd ein unregelmäßiges Viereck. Der hochgewölbte Rücken beschreibt einen mäßigen Bogen. Am Schalenvorderende liegt der schräg abwärts nach vorn gekrümmte Wirbel. Der geradlinige

Schloßrand ist durch eine flache lappenförmige Einsenkung von dem Rücken getrennt. Auch auf der vorderen Seite der Schale befindet sich ein kleinerer, stark gewölbter, vom Wirbel aus herablaufender Lappen. Die glatte Schale weist zahlreiche konzentrische Zuwachsstreifen auf.

Bemerkungen. Unsere Art hat mit *Modiolopsis pupa* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 262. IV. 1.) der Stufe e_1 manche Ähnlichkeit.

Vorkommen: Elbersreuth.

4. *Modiolopsis acuta* MSTR. sp.

1840 *Modiola acuta* MSTR., Beitr. III. S. 57. Taf. 11. Fig. 20.

1879 *Modiola acuta* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Das Originalstück MÜNSTER's befindet sich in der Mnch. p. S. Schalenhöhe: 8 mm, Länge: 5 mm.

Das Exemplar unterscheidet sich von dem vorigen durch die schmalere Form, die gegen den Unterrand hin besonders spitz ausläuft. Die zu beiden Seiten des Wirbels gelegenen Lappen sind recht rudimentär. Die glatte, hochgewölbte Schale zeigt zarte konzentrische Zuwachsstreifen.

Bemerkungen. Ob, wie GÜMBEL annimmt, diese Art für eine Jugendform der vorigen aufzufassen ist, dürfte wohl erst bei weiterem vorhandenem Vergleichsmaterial endgültig entschieden werden können. — Vorkommen: Elbersreuth.

5. *Modiolopsis* (?) *semistriata* MSTR. sp.

1840 *Modiola semistriata* MSTR., Beitr. III. S. 57. Taf. 11. Fig. 19.

Das in der Mnch. p. S. befindliche Stück hat eine Schalenhöhe von 4 mm bei 10 mm Länge.

Der Umriß der Schale, an deren vorderem Ende der schmale, sanft abwärts gebogene Wirbel liegt, ist lang gestreckt oval. Die kräftig gewölbte Schale weist eine diagonal verlaufende Rückenlinie auf, durch welche die Oberfläche in zwei ungleich große Teile zerlegt wird. Der am geradlinigen Schloßrand beginnende größere Teil zeigt konzentrisch verlaufende Zuwachsstreifen und radiale Längslinien, während der kleinere, mit dem Unterrande abschließende Teil nur konzentrisch gestreift ist. Wegen der bei *Modiolopsis* sonst nicht vorkommenden Längsstreifen ist die Zugehörigkeit des Stückes zu dieser Gattung fraglich.

Vorkommen: Elbersreuth.

2. Ordnung Homomyaria NEUM.

A. Unterordnung Taxodonta NEUM.

Familie Nuculidae GRAY.

Genus Nucula LAM.

1. *Nucula Protei* MSTR.

1840 *Nucula Protei* MSTR., Beitr. III. S. 54. Taf. 9. Fig. 9.

1879 *Nucula* (?) *Protei* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 503.

1881 *Nucula Protei* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 121.

1888 *Ctenodonta protei* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 103.

Das Stück befindet sich in der Mnch. p. S.

Die 4 mm hohe, 7 mm lange, ungleichseitige, vorne abgestutzte Schale hat einen dreieckigen Umriß. Der Wirbel ist schwach gegen den winkligen Schloßrand gebogen. Auf der kräftig gewölbten Schale sind zahlreiche zarte, konzentrisch verlaufende Zuwachsstreifen sichtbar.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Caradoc.

Familie **Arcidae** LAM.Genus **Praearca** NEUM.2. **Praearca concentrica** MSTR. sp.1840 *Arca* ? *concentrica* MSTR., Beitr. III. S. 54. Taf. 11. Fig. 8a, b.1879 *Arca* ? *concentrica* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 503.

Das in der Mnch. p. S. befindliche Stück hat eine Höhe von 4 mm bei 7 mm Länge.

Die gleichklappigen, ungleichseitigen Schalen haben einen trapezförmigen Umriß und sind kräftig gewölbt. Die sich fast berührenden Wirbel liegen annähernd in der Mitte des geradlinigen Schloßrandes einander symmetrisch gegenüber. Auf diesem sind schwache, in regelmäßigen Abständen auftretende Einkerbungen (taxodontes Schloß?) sichtbar. Eine Area ist nicht vorhanden. Die Schalenoberfläche weist zarte, konzentrische Zuwachsstreifen auf.

Vorkommen: Elbersreuth.

B. Unterordnung **Heterodonta** NEUM.Familie **Pracardiidae** HOERNES.Genus **Cardiola** BROD.1. **Cardiola interrupta** SOW.

Taf. I. Fig. 9.

1834 *Cardiola interrupta* SOWERBY, Geol. Proc. Vol. II. S. 13.1834—40 *Cardiola cornucopiae* GOLDFUSS, Petr. Germ. II. Teil. S. 216. Taf. 143. 1a—e.1839 *Cardiola interrupta* SOW., MURCHISON, Sil. syst. II. Teil. S. 617. Taf. 8. Fig. 5.1840 *Cardiola interrupta* SOW., MSTR., Beitr. III. S. 66/67.1879 *Cardiola interruptaeformis* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 503.1881 *Cardiola interrupta* SOW., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 33—61. Taf. 170—174, Taf. 180, 182, 189.1888 *Cardiola interrupta* BROD., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 102.1891 *Cardiola interrupta* SOW., WENTZEL, Jahrb. d. k. k. g. R. S. 158.1894 *Cardiola interrupta* SOW., FRECH, Karn. Alpen. S. 242.1901 *Cardiola interrupta* SOW., DENCKMANN, Der geol. Bau d. Kellerwaldes. Abh. d. k. preuß. geol. L. Neue Folge. Heft 34.

Aus der Literaturfülle über *C. interrupta* SOW. sind nur die für unsere Untersuchungen wichtigsten Literaturnachweise angeführt. Die bis 1881 erschienene einschlägige Literatur ist von BARRANDE (l. c.) zusammengestellt.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	7	6
2.	19	16
3.	28	21

Zahl der untersuchten Stücke: 42 (Mnch. p. S. 21; Bayr. S. 13; geo. L.B. 8).

Unter den vorliegenden Stücken befindet sich kein einziges zweischaliges Exemplar. Es sind lauter Einzelschalen, sehr oft nur Steinkerne mit und ohne Schalenreste. Im ganzen ist der Erhaltungszustand ein zufriedenstellender.

Die quereiförmige, mäßig ungleichseitige Schale ist hoch gewölbt. Der angeschwollene, vorspringende Wirbel ist schräg gegen die gerade Schloßlinie hin gekrümmt. Über dieser erhebt sich eine ungleichseitige dreieckige Area, welche mit zarten, zur Schloßlinie parallel laufenden Streifen versehen ist. Die Schalen-
skulptur ist bestimmt durch konzentrische, wellige Rippen und radiale, vom Wirbel ausgehende Streifen. Die Breite der konzentrischen Anwuchsstreifen ist auf ein und derselben Schale oft recht unregelmäßig, die radiale Streifung dagegen ist regel-

mäßig. Die Folge davon ist, daß sich die Oberflächenskulptur bald aus fast quadratischen, bald gestreckt rechteckigen Knoten zusammensetzt, die besonders auf den Steinkernen deutlich hervortreten.

Bemerkungen. *C. interrupta* tritt bei Elbersreuth in mannigfachen Spielarten auf. Die eben angegebene Beschreibung stellt den Grundtyp der Art dar. Es treten daneben weniger schiefe, fast gleichseitige Schalenformen auf; ferner sind die Radial- bzw. Querstreifen nur durch seichte Furchen voneinander getrennt, so daß die Knotenskulptur mehr zurücktritt. Auch ist die Stärke der Schalenwölbung recht variabel.

MÜNSTER hat schon seit dem Jahre 1828 unter dem Namen *Cardium priscum* Stücke unserer Art aus dem Elbersreuther Steinbruch an Sammlungen abgegeben und ihr gleichzeitiges Vorkommen in Böhmen bei Prag festgestellt. Ein Vergleich mit vorliegenden böhmischen Exemplaren von Dvorec, die der Mch. p. S. angehören, bestätigt die Identität. GOLDFUSS hat im Jahre 1838 unter *Cardium cornu copiae* zuerst eine Abbildung von Elbersreuther Exemplaren gebracht. BARRANDE identifiziert eines dieser Stücke (l. c. S. 315) mit böhmischen Exemplaren von *C. interrupta* Sow. der Stufe e_2 .

Nachdem MURCHISON schon vier Jahre vor GOLDFUSS in dem Geol. Proc. Vol. II, pag. 13 (vgl. MURCHISON, Syst. sil. 1839, II. Teil, S. 617 Fußnote) den Namen *C. interrupta* der Art beigelegt hat, so ist wegen der Priorität der Veröffentlichung dieser Benennung der Vorzug vor der GOLDFUSS'schen zu geben.

MURCHISON stellt die Identität der englischen Exemplare der Lower Ludlow Stufe mit den von GOLDFUSS abgebildeten Stücken fest. Sonach steht außer Zweifel, daß die Stücke von Elbersreuth mit den silurischen Böhmens und Englands identisch sind. Daher ist GÜMBEL's Ansicht „unsere devonische Art unterscheidet sich hinreichend von der silurischen dadurch, daß sie schmaler und höher gewölbt ist“ zu verwerfen.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe e_2 . In England: Llandeilo — Upper Ludlow. In den Karnischen Alpen: Obersilur. Im Kellerwald: Untere Steinhornen Schichten; usw.

2. *Cardiola Spurius* MSTR.

Taf. I. Fig. 10a, 10b.

1840 *Cardiola Spurius* MSTR., Beitr. III. S. 67. Taf. 19. Fig. 12.

1879 *Cardiola spuria* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 503.

1881 *Cardiola spurius* MSTR., BARR., Syst. Sil. Vol. VI. Texte S. 34, 40, 41, 55, 315. Taf. 165. III.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	13	10
2.	19	14

Zahl der untersuchten Stücke: 6 (Mch. p. S. 4; Bayr. S. 1; geo. L.B. 1).

Die länglich-ovale, fast gleichseitige Schale ist hoch gewölbt. Der vorspringende Wirbel ist gegen die Schloßlinie gekrümmt. Die Schale hat konzentrische, wulstige Rippen; vom Wirbel gehen keine radialen Längsstreifen aus.

Bemerkungen. Die Art unterscheidet sich von *C. interrupta* durch die schlankere und fast gleichseitige Schalenform sowie durch den Mangel der Knotenskulptur. Freilich fehlt es an Übergängen zwischen diesen beiden für Elbersreuth besonders kennzeichnenden Grundtypen von *Cardiola* nicht. So liegen Stücke vor, die ihrem ganzen Habitus nach zu *C. Spurius* gehören, aber feine Gitterung zeigen,

indem schwache radiale Streifung auftritt. Nach BARRANDE (l. c. S. 41) kommt die Art auch im nordöstlichen Frankreich vor.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe e_2 . Im nordöstlichen Frankreich: Obersilur.

3. *Cardiola persignata* BARR.

Taf. I. Fig. 11a, 11b.

1840 *Cardiola Spurius* (e. p.) MÜNSTER, Beitr. III. S. 67.

1881 *Cardiola persignata* BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Taf. 166, 167.

1887 *Cardiola persignata* BARR., FRECH, Z. d. d. G. 39. Bd. S. 706. Taf. 29. Fig. 12.

1894 *Cardiola persignata* BARR., FRECH, Karth. Alpen S. 242.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	13	13
2.	25	24

Zahl der untersuchten Stücke: 4 (Mnch. p. S.).

Die ovale, fast gleichseitige Schale ist mäßig gewölbt. Der vorspringende Wirbel ist gegen die Schloßlinie stark gekrümmt. Die Schale ist nur am Wirbel durch konzentrische Querstreifen und radiale Längsstreifen gegittert. Sonst weist die Schale nur Querstreifung in unregelmäßiger, in der Nähe der Wirbel auffallend großer Breite auf.

Bemerkungen. Die Art hat zwar manches Gemeinsame mit *C. Spurius*, so daß MÜNSTER sie als Varietät von ihr auffaßte, unterscheidet sich aber vor allem im Verhältnis der Höhe zur Länge (fast 1 : 1) sowie durch die eigenartige Skulptur in der Nähe des Wirbels.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe e_2 . In den Karnischen Alpen: Obersilur.

4. *Cardiola consanguis* BARR.

Taf. I. Fig. 12a, 12b.

1881 *Cardiola consanguis* BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Taf. 165. IV.

Das Stück befindet sich in der Mnch. p. S.

Die länglich-ovale, kräftig gewölbte Schale hat eine Höhe von 17 mm und eine Länge von 13 mm; sie ist gleichseitig. Der stark vorspringende Wirbel ist etwas schräg gegen die gerade Schloßlinie gekrümmt. Die Schale hat eine Knotenskulptur ähnlich der von *C. interrupta*. Der äußere Schalenrand weist eine besondere Skulptur auf. Er ist aus schmalen, streifenartigen Rechtecken zusammengesetzt; dabei wechselt je ein etwas tiefer gelegener Streifen mit einem höher gelegenen ab. Die Streifen sind nicht geradlinige Fortsetzungen der Radialrippen; sie sind vielmehr unabhängig von ihnen angeordnet. Der Schalenrand weist auch zarte, quer verlaufende Parallelstreifung auf.

Bemerkungen. Die Art hat mit *C. interrupta* die Knotenskulptur gemein; aber die Schale ist gleichseitig und hat besondere Randverzierung. Das Stück ist identisch mit den von BARRANDE (l. c.) unter Fig. 1—3 abgebildeten Stücken.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe e_2 .

5. *Cardiola* aff. *gibbosa* BARR.

Taf. I. Fig. 13.

1881 *Cardiola gibbosa* BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 34, 36. Taf. 175 (bes. Fig. 29).

Unter den früher als *C. interrupta* bestimmten Stücken der Mnch. p. S. befindet sich ein Exemplar, das wegen seiner Eigenart von den übrigen zu trennen ist.

Die 20 mm hohe und 20 mm lange Schale ist schief oval und hat die gleiche Verzierung wie *C. interrupta*. Aber die Ungleichseitigkeit der Schale fällt besonders auf, da sie auf einer Seite (Vorderseite?) eine Art Flügel aufweist. Damit steht sie nahe *C. gibbosa* BARR. Da jedoch bei dem vorliegenden Stück die bei *C. gibbosa* BARR. in der Nähe des Wirbels auftretende wulstige Schalenerhöhung fehlt, muß von einer Identifizierung beider Arten abgesehen werden.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe e_1 und e_2 .

6. *Cardiola elegans* MSTR.

1840 *Cardiola elegans* MÜNSTER, Beitr. III. S. 68. Taf. 12. Fig. 13.

1881 *Cardiola elegans* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 55.

Das zierliche Exemplar von 4 mm Höhe und 5 mm Länge, das Originalstück MÜNSTER's, befindet sich in der Mnch. p. S.

Der Schalenumriß ist oval dreieckig. Die Schalenwölbung ist in der Nähe des Wirbels kräftig, verflacht sich aber besonders gegen den hinteren Schalenrand. Der angeschwollene, vorspringende Wirbel ist gegen die Schloßlinie gekrümmt. Die konzentrischen Rippen werden von scharfen, äußerst schmalen Radialstreifen, die vom Wirbel ausgehen, geschnitten. Diese Längsverzierung tritt so sehr in den Vordergrund, daß die konzentrischen Anwachsstreifen fast nicht bemerkt werden.

Vorkommen: Elbersreuth.

7. *Cardiola tegulata* MSTR.

1840 *Cardiola tegulata* MÜNSTER, Beitr. III. S. 68. Taf. 12. Fig. 14.

1881 *Cardiola tegulata* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 55.

Es liegen zwei Stücke aus der Mnch. p. S. vor, nämlich eine Schale von $1\frac{1}{2}$ mm Höhe und annähernd gleicher Länge sowie ein Schalenrest von einem größeren Individuum.

Die gleichseitige länglich-ovale Schale hat in ihrer Verzierung manche Ähnlichkeit mit *C. interrupta*. Konzentrische Streifen werden von radialen, vom Wirbel ausgehenden Rippen geschnitten, so daß eine Art Gitterung entsteht. Dabei sind die Längsrippen „durch kurze gebogene Leisten, die miteinander konzentrisch zusammenhängen, durchschnitten. Dadurch entsteht eine Streifung, die einem Dach, mit Hohlziegeln gedeckt, gleicht“ (wie MÜNSTER treffend bemerkt).

Vorkommen: Elbersreuth.

8. *Cardiola minima* MSTR.

Das in der Mnch. p. S. befindliche, mit dem Originalzettel MÜNSTER's versehene Stück ist eine besonders kleine Schale von etwa 1 mm Höhe und etwas geringerer Länge.

Es läge vielleicht die Vermutung nahe, man habe es mit einem ganz jungen Exemplar von *C. interrupta* zu tun. Aber ein Vergleich mit vorliegenden Jugendformen letzterer Art zeigt die unverkennbare Verschiedenheit.

Die gleichseitige, länglich-ovale Schale ist stark gewölbt; der kräftige Wirbel ist nach vorne gebogen. Mit der Lupe läßt sich deutlich die Knotenverzierung der Schale feststellen. Sie gehört einer Zwergform vom Genus *Cardiola* an.

Vorkommen: Elbersreuth.

9. *Cardiola* (?) sp.

Aus der Bayr. S. liegt eine gut erhaltene, annähernd gleichseitige Einzelschale von 4 mm Höhe und 4 mm Länge vor, die aber zum Teil im Gestein verborgen ist.

Der Wirbel ist gegen die Schloßlinie gebogen. Die Schale hat feine Radial-

rippen und in der Nähe des Wirbels konzentrische Zuwachsstreifen. Diese Merkmale sprechen dafür, daß es sich um eine *Cardiolo* handelt. Die zunächst damit zu vergleichende Form wäre etwa *Cardiolo pisum* BARR (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 167. I.). Doch könnte vielleicht auch die Gattung *Paracardium* in Frage kommen.

Vorkommen: Elbersreuth.

10. *Cardiolo* (?) sp. ind.

1840 *Cardium glabrum* MÜNSTER, Beitr. III. S. 66. Taf. 12. Fig. 11.

1879 *Cardium glabrum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1. Das Stück der Mnch. p. S., das Original zu MÜNSTER's Abbildung, ist am ehesten einer *Cardiolo* vergleichbar, doch ist eine Sicherheit in der Bestimmung nicht zu gewinnen. Es wäre dann die Jugendform einer Art, die etwa *C. signata* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 167) nahe stünde.

2. Zwei Exemplare der Berl. p. S., von MÜNSTER's Hand ebenfalls als *C. glabrum* bestimmt, sind gleichfalls für eine sichere Bestimmung völlig unzulänglich. Eines der beiden dürfte wohl ebenfalls als eine *Cardiolo* aufzufassen sein, während das andere zu *Mytilus* Beziehung haben könnte (vgl. BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI, Taf. 208. I. 1).

Vorkommen: Elbersreuth.

Genus *Dualina* BARR.

11. *Dualina plicata* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 14a—14d.

1834—40 *Cardium plicatum* MSTR., GOLDE., Petr. Germ. II. Teil. S. 215, 216. Taf. 142. Fig. 9a—e.

1840 *Cardium plicatum* MSTR., Beitr. III. S. 61.

1879 *Cardium plicatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium plicatum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 79; 315.

1894 *Antipleura plicata* MSTR. sp., FRECH, Karn. Alpen. S. 242.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	5	5
2.	10	9
3.	14	13

Zahl der untersuchten Stücke: 15 (Mnch. p. S. 11; Berl. p. S. 4).

Unter den vorliegenden Stücken befinden sich sechs vollständig erhaltene Exemplare.

Die Schalen sind ungleichklappig; die eine (= Hauptschale nach BARRANDE) erscheint stärker gewölbt als die andere. Die Wirbel sind ungleich; der Wirbel der Hauptschale überragt den der Nebenschale. Die Wirbel sind in entgegengesetzten Richtungen gebogen, der eine nach vorne, der andere nach hinten.

Die Hauptschale biegt sich in der Nähe des Wirbels in scharfer Kante gegen die linke, bezw. rechte Seite um, so daß ein kleiner Schalenteil auf die dem größeren Schalenteil entgegengesetzte Seite zu liegen kommt. Die hierbei auftretende Schalenneigung kann bei ein und derselben Art sowohl nach rechts als auch nach links stattfinden. BARRANDE bezeichnet sie als „inclinaison vers la droite“ und „vers la gauche“. Dadurch entstehen zwei Reihen von Individuen gleicher Art. Bei der flachen Schale liegt zwar auch ein kleinerer Schalenteil auf der dem größeren Schalenteil entgegengesetzten Seite, aber es fehlt die Schalenneigung, wie sie bei der Hauptschale auftritt. Der Umriß der gewölbten Schale ist leicht dreieckig, der der flachen Schale ist eiförmig-kreisrund. Jede der Schalen ist ungleichseitig.

Was die Verzierung der Schalen betrifft, so besteht sie vor allem aus Längsrippen, die von den Wirbeln ausgehen. Bei der Hauptschale sind dieselben deutlich ungleich stark. In der Nähe des Schalenvorderrandes sind sie feiner und enger gereiht; in der Nähe der Rückenkante und auf ihr treten sie kräftiger hervor und stehen weiter voneinander ab. Dabei biegen sie sich vor der Kante nach vorne, hinter der Kante in entgegengesetzter Richtung. Die Streifung der flachen Schale ist gleichmäßiger, doch sind die Rippen, welche gegen den Schalenhinterrand verlaufen, etwas kräftiger und stehen weiter auseinander als die übrigen.

Die GOLDFUSS'schen Abbildungen sind Spiegelbilder der in der Mneh. p. S. liegenden Originalstücke; nach ihnen hat die Hauptschale eine Schalenneigung nach rechts, während die Originale eine solche nach links aufweisen.

Bemerkungen. Die Art steht, wie auch BARRANDE feststellte, sehr nahe *D. tenuissima* BARR.; doch hat letztere stärkere Rippen und ist im Umriß weniger kreisrund. Eine Identität beider, wie FRECH annimmt, kommt nicht in Frage.

D. tenuissima kommt nach STACHE (Verh. d. k. k. g. Reichsanst. 1879 Nr. 10. S. 217) auch bei Dienten im Pongau vor.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe e_2 und in den Ostalpen: Obersilur.

12. *Dualina tripartita* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 15a, 15b.

1834—40 *Cardium tripartitum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 216. Taf. 142, Fig. 10a—h.

1840 *Cardium tripartitum* MSTR., Beitr. III. S. 61.

1879 *Cardium tripartitum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 102.

1881 *Cardium tripartitum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 79; 315.

Zahl der untersuchten Stücke: 2 (Mneh. p. S. 1; Berl. p. S. 1).

Die Art unterscheidet sich von der vorigen besonders durch die Schalenverzierung. Auf der Hauptschale weist der Rückenkiel 7(—8) deutlich hervortretende Längsrippen auf, denen auf der Nebenschale gleichviele flache Rippen entsprechen. Der übrige Schalenteil ist frei von Längsrippen, besitzt dagegen zarte konzentrische Querstreifen.

Bemerkungen. BARRANDE stellte bereits die Ähnlichkeit der Art mit *D. longiuscula* BARR. der Stufe e_2 fest. Die Abbildungen auf Taf. 35, bes. I. 19; 28 weisen ebenfalls die Verschiedenheit der Schalenverzierung (Längsrippen und Querstreifen) auf. Aber bei *D. longiuscula* ist nur eine Zweiteilung, bei *D. tripartitum* MSTR. dagegen eine Dreiteilung der Schalenverzierung vorhanden.

Zwischen *D. tripartita* und *plicata* finden mannigfache Übergangsformen statt. GÜMBEL und FRECH faßten beide Arten als eine zusammen.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe e_2 .

13. *Dualina bicarinata* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 16a, 16b.

1840 *Cardium bicarinatum* MSTR., Beitr. III. S. 63. Taf. 12. Fig. 7.

1879 *Cardium bicarinatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium bicarinatum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 79.

Das Originalstück MÜNSTER's ist in der Mneh. p. S. Es ist die Hauptschale einer *Dualina*-Art und hat 12 mm Höhe bei 10 mm Länge.

Die Schalenneigung findet nach rechts statt. An der Umbiegungsstelle heben sich zwei vom Wirbel ausgehende Kiele deutlich hervor. Die Längsverzierung besteht aus zarten Streifen, welche in der Umgebung der Kiele etwas schärfer

hervortreten, so daß sie dort mit unbewaffnetem Auge sichtbar sind. Auch feine Querstreifung läßt sich mittels der Lupe feststellen.

Bemerkungen. Auch BARRANDE stellt die Art zu *Dualina*. Die MÜNSTER'sche Abbildung ist zu breit ausgefallen.

Vorkommen: Elbersreuth.

14. *Dualina costulata* MSTR. sp.

1834—40 *Cardium costulatum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 217. Taf. 143. Fig. 4a, b.

1840 *Cardium ? costulatum* MSTR., Beitr. III. S. 65.

1879 *Cardium costulatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium costulatum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 79, S. 315.

Leider war das Originalstück für die GOLDFUSS'schen Abbildungen nicht aufzufinden. Es liegen aus der Bayreuther Sammlung ein Schalenabdruck und aus der Mnch. p. S. ein Schalenstück mit deutlicher Verzierung vor.

Ein positiver Plastelinabdruck des ersten Stückes läßt die Umbiegungsstelle der Hauptschale einer *Dualina*-Art erkennen. Auf der Rückenante heben sich kräftige Linien heraus, während an dem umgebogenen kleinen Schalenteil zarte nahe nebeneinander laufende Linien sichtbar sind.

Die Schalenverzierung des zweiten Stückes besteht aus schmalen gewölbten Längsrippen, welche durch annähernd doppelt so breite flache Zwischenräume getrennt werden.

Bemerkungen. BARRANDE stellt *Cardium costulatum* MSTR. in die Nähe von *Dualina Nympharum* BARRANDE. In der Tat hat die Schalenverzierung dieser Art, wie sie auf Taf. 80 (Syst. sil. Vol. VI.) abgebildet ist, mit der unserer Art große Ähnlichkeit. Doch identifiziert BARRANDE beide Arten nicht trotz MÜNSTER's Bemerkung: „Im Orthoceratitenkalk von Prag und Elbersreuth“.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe e₂.

15. *Dualina (?) subarquata* MSTR. sp.

1840 *Cardium subarquatum* MSTR., Beitr. III. S. 62. Taf. 12. Fig. 3.

1879 *Cardium subarquatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium subarquatum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 79; 80.

Es liegt das Originalstück MÜNSTER's aus der Mnch. p. S. vor. Schalenhöhe 5 mm, Länge 4 mm. Der Schalenumriß ist länglich oval. An dem Steinkern nimmt man eine vom Wirbel ausgehende, seitlich gelegene Rückenante wahr, wie sie bei der Hauptschale von *Dualina* auftritt. Da aber an dieser Umbiegungsstelle die Schale abgesprungen ist, läßt sich die Art und der Verlauf der Schalenverzierung nicht feststellen, was für die sichere Zuteilung zum Genus *Dualina* notwendig wäre. Der kleine Schalenrest in der Nähe des Unterrandes weist zarte Längslinien auf. Das Stück kann bei der mangelhaften Erhaltung nur mit Vorbehalt zu *Dualina* gestellt werden.

Bemerkungen. Nach BARRANDE (l. c.) „scheint“ *Cardium subarquatum* MSTR. zu *Dualina* gestellt werden zu können.

Weiter berichtet BARRANDE (l. c. S. 80), daß nach DE TROMELIN et LEBESCONTE die Art in Frankreich (Feuguerolles) und nach MENEGHINI auf Sardinien, beide Male im Obersilur, vorkommt.

Vorkommen: Elbersreuth. In Frankreich und Sardinien: Obersilur.

16. *Dualina (?) nuda* MSTR. sp.

1840 *Cardium nudum* MSTR., Beitr. III. S. 62. Taf. 12. Fig. 2.

1879 *Cardium nudum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Das Originalstück MÜNSTER's befindet sich in der Mnch. p. S. Schalenhöhe 7 mm, Länge 10 mm.

Von dem in der Mitte liegenden Wirbel geht ein scharfer, gebogener Kiel aus, durch welchen ein kleinerer Schalenteil von dem Hauptteil der Schale geschieden ist, wie dies bei *Dualina* der Fall ist. Der Schalenrücken ist stark gewölbt, so daß anscheinend eine Hauptschale vorliegt. Auf der Schalenoberfläche läßt sich eine Streifung nicht feststellen. Sie mag sehr zart gewesen sein und wurde wohl durch Abrollung entfernt.

Wegen des unvollständigen Erhaltungszustandes kann das Stück nur mit Vorbehalt zu *Dualina* gestellt werden. — Vorkommen: Elbersreuth.

17. *Dualina* (?) *Menippe* MSTR. sp.

1840 *Cardium Menippe* MSTR., Beitr. III. S. 62. Taf. 12. Fig. 4.

1879 *Cardium Menippe* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Das Originalstück MÜNSTER's aus der Mnch. p. S. ist ein Steinkern von 7 mm Höhe und 5 mm Länge mit spärlichem Schalenrest. Ein großer Teil der Schale ist im Gestein verborgen; es liegt nur die Wirbelregion frei.

An einem gerundeten, vom Wirbel ausgehenden Rückenkiel biegt die Schale mit ihrem kleineren Teil (nach links) um, wie dies bei *Dualina* der Fall ist.

Bemerkungen. Unsere Art hat Ähnlichkeit mit *Dualina subarquata* MSTR. sp., unterscheidet sich aber von ihr durch kräftigere Schalenwölbung, sowie verhältnismäßig größere Breite (= Länge). Steinkern, sowie Schalenrest weisen feine, eng gereichte Längsstreifen auf. Das Stück kann wegen seines unvollkommenen Erhaltungszustandes nur mit Vorbehalt dem Genus *Dualina* zugeteilt werden.

Vorkommen: Elbersreuth.

18. *Dualina proximaesimilis* n. sp.

Taf. I. Fig. 17 a, 17 b.

1834—40 *Cardium angulatum* MSTR., GOLDF. Petr. Germ., II. Teil. S. 215. Taf. 142. Fig. 7 a, b (non Fig. c).

1840 *Cardium angulatum* MSTR., Beitr. III. S. 60 (e. p.).

1879 *Cardium angulatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium angulatum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 90; 315.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	6	5
2.	10	8
3.	12	9
4.	23	15

Zahl der untersuchten Stücke: 10 (Mnch. p. S. 4; Bayr. S. 3; Berl. p. S. 3).

GOLDFUSS bildet (l. c.) unter Fig. 7 a, b, bezw. c zwei Schalen ab, von denen er die erste als junge, die zweite als ausgewachsene Schale derselben Art annimmt. Aus den in der Mnch. p. S. befindlichen Originalstücken zu den GOLDFUSS'schen Abbildungen, sowie aus weiteren von MÜNSTER als *Cardium angulatum* bestimmten Stücken ergibt sich, daß die Schalen zwei verschiedenen Arten angehören. Die Schalen der ersten Art sind zum Genus *Dualina* zu stellen.

Aus einem Schalenabdruck, der in der Mnch. p. S. sich befindet, ergibt sich, daß die Wirbel der zwei Schalen ungleich groß sind. Die kräftiger gewölbte Schale mit dem größeren Wirbel ist die Hauptschale. Ferner erkennt man an den meisten der vorliegenden Stücke, daß die Schale aus einem größeren und kleineren Schalenteil besteht, welcher letzterer auf der dem größeren Teil entgegengesetzten Seite liegt

Bei einzelnen Schalen (Hauptschalen) wölbt sich der kleinere Schalentheil von dem am Vorderende liegenden Wirbel aus nach rückwärts allmählich auf. Auch heben sich in der Nähe der Umbiegungsstelle, wo eine vom Wirbel ausgehende scharfe Kante auftritt, die Längsstreifen der Schalenoberfläche kräftiger heraus als an den übrigen Schalentheilen. Der Umriß der Hauptschalen ist dreieckig.

Bemerkungen. Auch FRECH stellte nach einem in der Munch. p. S. den Originalstücken beiliegenden Zettel unsere Art zu *Dualina*. Er identifiziert sie mit *Dualina proxima* BARR., die bei BARRANDE in seinem Syst. sil. Vol. VI auf Taf. 36 unter I abgebildet ist. Eine Gleichstellung beider Arten kommt trotz der unverkennbaren Ähnlichkeit wohl nicht in Frage. Unsere Stücke sind scharfkantiger und haben abweichende Schalenverzierung.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe E₂.

A n h a n g.

Dualina div. sp. ind.

Abmessungen.

Ex.	H	L	
1.	13	13	(sp. 1)
2.	18	17	(sp. 2)

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Munch. p. S. 1; Bayr. S. 2).

Die vorliegenden Stücke sind drei Steinkerne von Einzelschalen mit geringen Schalenresten und gehören wohl zwei verschiedenen *Dualina*-Arten an.

Der Schalenumriß ist oval kreisförmig. Der in der Mitte liegende Wirbel ist seitwärts gebogen. Die Verzierung der schwach gewölbten Schale besteht aus eng aneinandergereihten Längsrippen. Ein Steinkern weist die Spuren von konzentrisch verlaufenden Anwachsstreifen auf.

Eine genauere Bestimmung ist bei dem mangelhaften Erhaltungszustand nicht möglich. — Vorkommen: Elbersreuth.

Familie **Praecardiidae** HOERNES.

Genus **Praecardium** BARR.

19. *Praecardium latecostatum* n. sp.

Taf. I, Fig. 18.

Aus der Bayr. S. liegt eine 14 mm hohe und 12 mm lange ungleichseitige Schale mit länglich ovalem Umriß vor. Sie stammt aus den obersten Lagen des Orthocerenkalkes von Elbersreuth. Der spitzzulaufende Wirbel ist seitwärts nach vorne gebogen. Die stark herausgehobenen flachen Rippen verlaufen auf der stark gewölbten Schale in gebogener Linienführung. Zwischen den Rippen laufen mäßig breite Furchen.

Bemerkung. Die Art ist am ehesten mit *Praecardium gallus* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 97. I) zu vergleichen.

Vorkommen: Elbersreuth.

Genus **Paracardium** BARR.

Wie schon BARRANDE (Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 138) betont, stehen Formen, die dem Genus *Paracardium* angehören, oft so nahe dem Genus *Dualina*, daß die sichere Zuteilung zu dieser oder jener Gattung auf die größten Schwierigkeiten stößt; bei Einzelschalen wird sie bisweilen geradezu unmöglich. Nur wenn bei einem Individuum beide Schalen vorhanden sind, kann nach der jeweiligen Lage der Wirbel eine sichere Entscheidung getroffen werden. Daher erfolgt die Zuteilung der nachstehend beschriebenen, nur in Einzelschalen vorliegenden Formen zu *Paracardium* unter Vorbehalt.

20. *Paracardium latum* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 19.

1834—40 *Cardium latum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 217. Taf. 143. Fig. 6.1840 *Cardium latum* MSTR., Beitr. III. S. 65.1879 *Cardium latum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.1881 *Cardium latum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 138.1894 *Dualina? lata* MSTR. sp., FRECH, Karn. Alpen S. 242.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	16	21
2.	30	37

Zahl der untersuchten Stücke: 2 (Mnch. p. S. 1; Bayr. S. 1).

Das Originalstück zu der GOLDFUSS'schen Abbildung befindet sich in der Mnch. p. S. Es ist das größere der vorliegenden Stücke und zwar ein Steinkern mit spärlichem Schalenrest. Bei dem aus der Bayreuther Sammlung stammenden Stück ist die Schale zum größten Teile erhalten.

Der Umriß der dünnen, mäßig gewölbten Schale ist quer oval. Von dem breiten, schwach seitwärts geneigten Wirbel gehen zahlreiche zarte, sanft gebogene Längsrippen aus, die durch schmale, seichte Furchen voneinander getrennt sind.

Bemerkungen. BARRANDE stellt unsere Art zu *Paracardium*, während FRECH sie mit *Dualina robusta* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 37; 40; 75) identifiziert. Von dieser unterscheidet sie sich aber durch den breiteren Wirbel, sowie durch die geringere Schalenhöhe. — Vorkommen: Elbersreuth.

21. *Paracardium interpunctatum* MSTR. sp.

Taf. I. Fig. 20 a, 20 b.

1840 *Cardium interpunctatum* MSTR., Beitr. III. S. 65; 66. Taf. 12. Fig. 10 a, b.1879 *Cardium interpunctatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.1881 *Cardium interpunctatum* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 138; 315.1894 *Dualina? interpunctata* MSTR. sp., FRECH, Karn. Alpen. S. 242.

Das Originalstück zu MÜNSTER's Abbildung befindet sich in der Mnch. p. S. Ein noch vorliegender Steinkern ohne Schalenrest aus der Bayr. S. kann nur mit Vorbehalt zu dieser Art gestellt werden.

Die 19 mm hohe und 22 mm lange, fast gleichseitige Schale ist in der Nähe des mäßig breiten Wirbels kräftig aufgewölbt, verflacht sich aber gegen den Schalenunterrand. Über den Schalenrücken verlaufen zarte, vom Wirbel ausgehende erhabene Rippen, die durch schmale Furchen voneinander getrennt sind. Beide werden von eng aneinander gereihten, feinen konzentrisch verlaufenden Querlinien geschnitten. Dadurch erscheinen die Furchen und Rippen fein punktiert.

Bemerkungen. BARRANDE stellte unsere Art mit Recht in die Nähe von *Paracardium eremita* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 77. VI), von dem sie sich nur durch den weniger spitzen Wirbel und die mehr gleichseitige Schalenform unterscheiden. FRECH identifiziert sie mit *Dualina? iners* BARR.; doch weisen bei dieser die Längsrippen größere Abstände auf.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe e₂.22. *Paracardium intermedium* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 1 a, 1 b, 1 c.

1834—40 *Cardium intermedium* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. Taf. 143. Fig. 2.1840 *Cardiola intermedia* MSTR., Beitr. III, S. 67.1879 *Cardiola (?) intermedia* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 503.

1881 *Cardiola intermedia* MSTR., BARRANDE, Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 55.

1894 *Praelucina intermedia* MSTR. sp., FRECH, Karn. Alpen. S. 242.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	16	12
2.	26	22

Zahl der untersuchten Stücke: 5 (Mnch. p. S. 2; Berl. p. S. 3).

Die dünne, hochgewölbte, annähernd gleichseitige Schale hat länglich ovale Gestalt. Der in der Mitte liegende spitze Wirbel ist wenig nach vorne gebogen. Die Schale weist auf ihrem Rücken einen vom Wirbel ausgehenden, etwas seitlich verlaufenden Kiel auf. Durch diesen wird sie in zwei ungleiche Teile zerlegt, in einen kleineren, zum Schalenrand steil und einem größeren gegen den Rand hin mäßig abfallenden Teil. Die Schalenverzierung besteht aus zarten, vom Wirbel ausstrahlenden Längslinien, welche auf dem kleineren Schalenteil sich etwas stärker hervorheben als auf dem größeren, und aus feinen konzentrischen Querlinien. Dadurch erscheint die Schalenoberfläche gegittert.

Bemerkungen. MÜNSTER stellt die Art zum Genus *Cardiola*. BARRANDE, GÜMBEL und FRECH sind anderer Ansicht. In der Tat besitzen die untersuchten Stücke den für *Cardiola* kennzeichnenden angeschwollenen und gekrümmten Wirbel nicht.

FRECH identifiziert *C. intermedia* MSTR. mit *Paracardium amygdale* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 76; 81; 185). Gewiß steht dieser Art die unsrige recht nahe, besonders den auf Taf. 81 unter II abgebildeten Stücken. Eine Identität beider dürfte aber wohl nicht vorhanden sein, da sich bei *P. amygdale* kein ausgeprägter Kiel vorfindet. — Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe e₂.

A n h a n g.

1. *Paracardium tenuistriatum* MSTR. sp.?

1840 *Cardium ? tenuistriatum* MSTR., Beitr. III. S. 66.

In der Mnch. p. S. befinden sich drei von MÜNSTER als *Cardium tenuistriatum* bezeichnete Stücke. Diese zu einer Artenbestimmung völlig unzureichenden Exemplare haben auf jeden Fall mit der GOLDFUSS'schen Abbildung von *Cardium tenuistriatum* MSTR. (Petr. Germ. II. Teil. Taf. 143. Fig. 3a, b) nichts zu tun. Eines von ihnen ist möglicherweise eine *Cardiola*; die zwei übrigen dürften zu *Paracardium* gehören. Ein gutes Exemplar liegt nicht vor.

2. *Paracardium* sp. iuv.

Darunter fasse ich Stücke aus der Mnch. p. S. zusammen, welche als *Erycina striata* MSTR. und *Erycina pygmaea* MSTR. bezeichnet sind. Es sind meist schlecht erhaltene kleine und kleinste Exemplare, die zu einer genauen Bestimmung unzulänglich sind und Jugendformen von *Paracardium*-Arten darstellen. Die als *Erycina pygmaea* bezeichneten Stücke gehören jedenfalls einer Brut an.

Familie **Lunulicardiidae** FISCHER.

Bei der Bedeutung, welche diese Familie in der Elbersreuther Fauna einnimmt, dürfte es wohl nicht als überflüssig erscheinen, wenn die für sie kennzeichnenden Merkmale der Beschreibung der einzelnen Formen vorangestellt werden.

Schalen dreieckig, meist gleichklappig, sehr ungleichseitig, indem der Wirbel ganz an das Vorderende gerückt ist. Von diesem aus verläuft eine meist gerade, selten schwach gekrümmte Schloßlinie nach rückwärts. Die Vorderseite der Schale ist abgestutzt, scharfkantig begrenzt und entweder ganz flach oder eingesenkt oder schwach erhaben. Man hat diese Fläche als eine *Lunula* bezeichnet. Die Schale ist dünn; Schloß, Muskeleindrücke und Mantellinie sind unbekannt.

Genus *Patrocardium* FISCH.23. *Patrocardium lineatum* MSTR. sp.1834—40 *Cardium lineatum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 214. Taf. 142. Fig. 4 a, b, c.1840 *Cardium lineatum* MSTR., Beitr. III. S. 60.1879 *Cardium lineatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.1881 *Cardium lineatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 101; 315.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	5	5
2.	11	8

Zahl der untersuchten Stücke: 5 (Mnch. p. S. 3; Berl. p. S. 2).

Es liegen bloß Einzelschalen vor. Der Schalenumriß ist dreieckig. Der Wirbel liegt ganz vorn. Die Vorderseite der Schale ist flach, elliptisch-herzförmig und stößt an den Schalenrücken in scharfer Kante. In der Nähe der Kante ist die Wölbung des Rückens am kräftigsten; über der Mitte, gegen die Schloßlinie zu, zeigt sich eine starke Vertiefung, welche durch eine meist vorhandene Furche besonders betont wird. Die Schloßlinie ist annähernd halb so lang als der Schalenvorderrand. Die Schalenoberfläche weist sehr feine Linien auf, die eng aneinandergereiht vom Wirbel ausgehen. Auch auf den Steinkernen sind dieselben, aber nur in der Nähe des Schalenrandes deutlich erkennbar.

Bemerkungen. Die Art steht, wie schon BARRANDE festgestellt hat, sehr nahe *Lunulicardium sulciferum* BARR. (l. c. Taf. 238. I.), das in Böhmen in der Stufe E_e vorkommt; sie unterscheidet sich aber von ihr durch den Mangel an hervortretenden konzentrischen Zuwachsstreifen, sowie durch die mehr nach vorne gerichtete Lage des Wirbels.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe E_e.24. *Patrocardium angulatum* MSTR. sp.1834—40 *Cardium angulatum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 215. Taf. 142. Fig. 7c (non Fig. 7a, b).1840 *Cardium angulatum* MSTR., Beitr. III. S. 60 (e p.)1879 *Cardium angulatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.1881 *Cardium angulatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 90; 315.

GOLDFUSS bildet (l. c.) unter Fig. 7a, b bezw. c zwei Schalen ab, von denen er die erste als junge, die zweite als ausgewachsene Schale ein und derselben Art annimmt. Aus den in der Mnch. p. S. befindlichen Originalstücken zu den GOLDFUSSschen Abbildungen ergibt sich, daß sie zwei verschiedenen Arten angehören.

Die zweite Art hat viel Gemeinsames mit *Patrocardium lineatum* MSTR. sp. So ist in gleicher Weise der Schalenumriß dreieckig. Der Wirbel liegt ganz vorn. Die Vorderseite der Schale ist flach, elliptisch herzförmig und stößt an den Schalenrücken in scharfer Kante. Die Schloßlinie ist annähernd halb so lang als der Schalenrand.

Dagegen ist der Rücken beinahe in seiner ganzen Ausdehnung kräftig gewölbt und weist nur in der Nähe der Schloßlinie eine schwache Vertiefung auf. Die auf dem Steinkern am Schalenrande sichtbare feine Streifung läßt darauf schließen, daß die Schalenoberfläche mit feinen, vom Wirbel ausgehenden Linien verziert ist; ebenso sind Eindrücke von konzentrischen Zuwachsstreifen sichtbar. Schalenhöhe 9 mm, Schalenlänge 6 mm.

Bemerkungen. Schon BARRANDE (l. c.) unterschied auf Grund der GOLDFUSSschen Abbildungen zwei verschiedene Arten und stellte unsere Form in die Nähe

von *Hemicardium expectans* BARR., das er (l. c.) auf Tafel 244, VI abgebildet hat. Auch FRECH nahm in gleicher Weise eine Trennung vor, wie dies aus einem in der Mch. p. S. den Originalstücken beiliegenden Zettel ersichtlich ist.

Das in Fig. 7a, b von GOLDFUSS abgebildete Stück stelle ich mit FRECH zum Genus *Dualina*. — Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe Ee₂.

25. *Patrocardium semicinctum* MSTR. sp.

1840 *Cardium semicinctum* MSTR., Beitr. III. S. 60. Taf. 13. Fig. 7a, b, c.

1879 *Cardium semicinctum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Die zwei Originalstücke zu MÜNSTER's Abbildungen gehören der Mch. p. S. an. Das eine ist das Bruchstück eines Steinkerns der rechten Schale eines größeren Individuums. Es ist unter Fig. 7a, b bei MÜNSTER abgebildet. Der am Stück fehlende Wirbel ist dabei ergänzt, aber zu spitz ausgefallen, wie der zweite, völlig erhaltene Steinkern der linken Schale eines kleineren Tieres zeigt.

Schalenhöhe des letzteren, unter 7c abgebildeten Stückes 12 mm, Schalenlänge 8 mm.

Der Schalenumriß ist dreieckig. Der Wirbel liegt ganz am Vorderende und ist stark nach vorn gebogen. Die herzförmige Schalenvorderseite stößt scharfkantig an den Schalenrücken. Von der Kante an ist sie bis zu ihrer Mitte vertieft und weist dabei drei flache Rinnen auf; dann wölbt sie sich bis zum Schalenvorderende kräftig auf. Der schmale Schalenrücken ist stark gewölbt und zeigt deutlich hervortretende, konzentrische Anwachsstreifen in regelmäßiger Anordnung. Der kleine erhalten gebliebene Schalenrest ist glatt.

Bemerkungen. Die Art hat manche Ähnlichkeit mit *P. angulatum* MSTR. sp., unterscheidet sich aber von ihr durch ihre in der Nähe der Kante vertiefte und gegen den Vorderrand aufgewölbte Vorderseite, sowie die geringe Breite des Rückens.

Vorkommen: Elbersreuth.

26. *Patrocardium decussatum* MSTR. sp.

1840 *Cardium decussatum* MSTR., Beitr. III. S. 62. Taf. 12. Fig. 6a, b.

1879 *Cardium decussatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Zahl der untersuchten Stücke: 6 (Mch. p. S. 4; Berl. p. S. 1; Bayr. S. 1).

Es liegen fünf Bruchstücke von Steinkernen mit spärlichen Schalenresten, sowie ein Schalenabdruck von der Umgebung der Schloßlinie vor.

Schalensform dreieckig. Wirbel am Vorderende. Schalenvorderseite eingesenkt, schwach nach innen gebogen, herzförmig. Schalenrücken mäßig gewölbt. Besonders kennzeichnend ist die Schalenverzierung des Rückens. Dieser weist mehr oder minder tiefe, eng gereihete, konzentrische Zuwachsstreifen auf, welche von zarten Linien, die vom Wirbel ausgehen, geschnitten werden. Die Oberfläche erscheint dadurch fein gegittert. Die Schalenvorderseite zeigt gebogene Rippen, die von feinen, außerordentlich nah nebeneinander verlaufenden Linien gequert werden.

Vorkommen: Elbersreuth.

27. *Patrocardium arcuatum* MSTR. sp.

Taf. II, Fig. 2.

1840 *Cardium arcuatum* MSTR., Beitr. III. S. 61. Taf. 13. Fig. 8a, b.

1879 *Cardium arcuatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium arcuatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 90.

Das Originalstück zu den Abbildungen MÜNSTER's befindet sich in der Mch. p. S. Es ist das Bruchstück eines Steinkerns mit größerem Schalenrest in der Nähe des Wirbels. Die MÜNSTER'schen Abbildungen weisen sehr freie Ergänzungen auf.

Schalenumriß dreieckig, länglich oval. Wirbel am Vorderende. Schalenvorderseite schwach nach innen gebogen, herzförmig, von scharfer Kante begrenzt. Rücken kräftig gewölbt, in der Nähe der Schloßlinie steiler als an der Kante; er weist kräftige konzentrische Zuwachsstreifen auf, die von schmalen, vom Wirbel ausgehenden Längsrippen gequert werden. Schalenhöhe 27 mm, Schalenlänge 15 mm.

Bemerkungen. BARRANDE stellt auf Grund der MÜNSTER'schen Abbildungen das Stück in die Nähe von *Hemicardium elevatum* BARR. (l. c. Taf. 244. VII).

Vorkommen: Elbersreuth.

28. *Patrocardium subsimile* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 3a, 3b, 3c.

1840 *Cardium subsimile* MSTR., Beitr. III. S. 62. Taf. 12. Fig. 5a, b.

1879 *Cardium subsimile* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1894 *Praelucina subsimilis* MSTR. sp., FRECH, Karn. Alpen. S. 242.

Abmessungen.

Ex	H	L
1.	9	8
2.	17	15

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S. 2; Berl. p. S. 1).

Der Schalenumriß ist dreieckig. Der Wirbel liegt ganz am Vorderende und ist stark nach vorn gebogen. Die Schalenvorderseite ist herzförmig, glatt, in der Nähe des Wirbels vertieft, wölbt sich aber gegen den Schalenunterrand hin auf. Sie stößt abgerundet an den Schalenrücken. Der gewölbte Rücken vertieft sich hinter seiner Mitte und setzt sich flügelartig bis zur Schloßlinie fort. Der Schalenrücken weist dicke, vom Wirbel ausgehende Rippen auf, die an den größeren Schalen sich besonders kräftig herausheben. Der Schalenflügel ist durch zwei Furchen und eine Randwölbung gegliedert.

Bemerkungen. FRECH identifiziert die Stücke (l. c.) mit *Lunulicardium diopsis* BARR. Nach den Abbildungen BARRANDE's (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 88. I) unterscheiden sie sich aber von diesem sowohl in der Ausbildung der Schalenvorderseite (besonders der Lage der Wirbel) als auch des Flügels; dazu verschmälert sich unsere Form gegen den Wirbel hin rascher als dies bei *L. diopsis* der Fall ist.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe E₂.

29. *Patrocardium quinquecostatum* MSTR. sp.

Taf. 2. Fig. 4a, 4b.

1840 *Cardium quinquecostatum* MSTR., Beitr. III. S. 63. Taf. 13. Fig. 6.

1879 *Cardium quinquecostatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium quinquecostatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 144; 315.

Das Originalstück zu der MÜNSTER'schen Abbildung sowie ein schlecht erhaltenes Schalenstück eines größeren Individuums befinden sich in der Mnch. p. S. MÜNSTER's Abbildung gibt das gut erhaltene Stück nicht richtig wieder.

Der Schalenumriß des Originalstückes ist dreieckig und zwar bilden Schloßlinie und Schalenvorderrand einen rechten Winkel. Die Schalenvorderseite ist nicht deutlich erkennbar. Der Schalenrücken ist mäßig gewölbt und weist drei sich scharf heraushebende Rippen auf, zwischen welchen breite, schwach vertiefte Furchen liegen. In der Nähe der Schloßlinie geht die Schale in eine flügelartige Vertiefung über; diese wird gegen die Schloßlinie durch eine schmale Leiste abgegrenzt. Das größere Bruchstück zeigt, daß die Schalenoberfläche feine, konzentrisch verlaufende, nahe aneinander gereichte Querlinien besitzt.

Bemerkungen. Die Stücke haben große Ähnlichkeit mit *Lunulicardium evolvens* BARR. und zwar mit den im Syst. sil. Vol. VI. auf Taf. 231 unter I. abgebildeten Exemplaren. Schalenumriß und Schalenverzierung sind übereinstimmend. In Figur I. 11 ist auch ein Stück mit flügelartigem Schalenende abgebildet. Die Anzahl der Rippen scheint recht variabel zu sein. BARRANDE stellt (l. c.) unsere Art auf Grund der MÜNSTER'schen Abbildung und Beschreibung in die Nähe von *Praecardium sequens* BARR. Beide Arten sind aber sowohl im Schalenumriß als auch in der Schalenverzierung voneinander verschieden.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe E e₂.

30. *Patrocardium evolvens* BARR. sp.

Taf. II. Fig. 5a, 5b.

1881 *Lunulicardium evolvens* BARR., Syst. sil. Vol. VI. Taf. 231. II. III.

Zahl der untersuchten Stücke: 5 (Mnch. p. S. 3; Bayr. S. 2).

Der Schalenumriß ist dreieckig. Schloßlinie und Schalenvorderrand bilden einen Winkel von etwa 72°. Bei sämtlichen fünf Stücken ist die Schalenvorderseite im Gestein verborgen, so daß über sie keine Angabe gemacht werden kann. Der Schalenrücken ist mäßig gewölbt; er endigt an der Schloßlinie mit einer flügelartigen Vertiefung. Besonders kennzeichnend für die Art ist die Schalenverzierung. Je drei von dem Wirbel ausgehende Rippen sind zu einer Art Bündel vereinigt. Die mittlere der drei Rippen ist die kräftigste. Die Bündel sind durch mehr oder weniger breite Furchen voneinander getrennt. Der Flügel weist einfache Streifung auf. Schalenhöhe 8 mm, Schalenlänge 6 mm.

Bemerkungen. Bei den von BARRANDE (l. c.) abgebildeten Formen beträgt der von Schloßlinie und Schalenvorderrand gebildete Winkel durchschnittlich 90°; doch kommen auch kleinere Winkel vor. Das Stück III. 9 z. B. hat einen solchen von 77°. Dadurch, daß bei unseren Stücken ein Schalenteil nicht offen liegt, wird sich stets ein kleinerer Winkel ergeben, als in Wirklichkeit angenommen werden darf.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe E e₂.

Genus *Amita* BARR. em. NEUM.

Nach NEUMAYR's Vorgang sind unter diesem Genus die beiden BARRANDE'schen Genera *Amita* (= *Tetinka*) und *Spanila* (= *Venusta*) zusammengefaßt.

31. *Amita trigona* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 6a, 6b.

1834—40 *Cardium trigonum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 215. Taf. 124. Fig. 8a, b, c.

1840 *Cardium trigonum* MSTR., Beitr. III. S. 61.

1879 *Cardium trigonum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium trigonum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 165; 315.

Abmessungen.

Ex.	H	L
1.	12	9
2.	20	15

Zahl der untersuchten Stücke: 4 (Mnch. p. S. 2; Berl. p. S. 2).

Das Originalstück zu den GOLDFUSS'schen Abbildungen befindet sich in der Mnch. p. S.

Die gleichklappigen, ungleichseitigen Schalen haben einen annähernd dreieckigen Umriß und sind nur schwach gewölbt. Die schmale Schalenvorderseite stößt in stumpfer Kante an den Schalenrücken. Dieser weist sehr feine, konzentrische Querstreifung auf; auf einem der Berliner Stücke läßt sich auch äußerst feine

Längsstreifung feststellen. Schloßlinie und vorderer Schalenrand bilden einen spitzen Winkel von etwa 60° . Die kleinen Wirbel sind etwas nach vorne gebogen und liegen zueinander symmetrisch.

Bemerkungen. BARRANDE stellt unsere Art mit Recht in die Nähe von *Tetinka* (= *Amita*) *securiformis*, die nur deutlicher hervortretende Gitterverzierung aufweist.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe Ee₂.

32. *Amita disjuncta* MSTR. sp.

1840 *Cardium disjunctum* MSTR., Beitr. III, S. 63. Taf. 12. Fig. 8a, b.

1879 *Cardium disjunctum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium disjunctum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 165.

Das Originalstück zu MÜNSTER'S Abbildung befindet sich in der Mnch. p. S. Die ungleichseitige, mäßig gewölbte Schale hat einen annähernd dreieckigen Umriß. Die schmale, glatte Vorderseite bildet mit dem Schalenrücken einen rechten Winkel. Schloßlinie und Schalenvorderrand schließen einen Winkel von etwa 65° ein. Der Rücken hat deutlich hervortretende Längsstreifen, die von quer dazu verlaufenden konzentrischen Zuwachsstreifen geschnitten werden. Es entstehen dabei stufenförmig angeordnete, gestrichelte Schmalstreifen.

Bemerkungen. Die Art hat im äußeren Umriß große Ähnlichkeit mit der vorigen, unterscheidet sich aber von ihr besonders durch die Eigenart ihrer Schalenverzierung.

Vorkommen: Elbersreuth.

33. *Amita mytiloides* MSTR. sp.

1834—40 *Cardium mytiloides* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 215. Taf. 142. Fig. 5a, b, c.

1840 *Cardium mytiloides* MSTR., Beitr. III. S. 60.

1879 *Cardium mytiloides* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium mytiloides* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 165; 315.

Die Originalstücke zu den GOLDFUSS'Schen Abbildungen konnten nicht gefunden werden. Es liegen nur Bruchstücke vor, zwei aus der Mnch. p. S. und zwei aus der Berl. p. S.

Aus ihnen ergibt sich, daß wir es mit einer besonders schlanken Form zu tun haben. Die ungleichseitige Schale hat den Umriß eines schmalen Dreiecks. Schloßlinie und Schalenvorderrand bilden einen Winkel von 20° . Die Vorderseite wölbt sich von dem spitzen, nach vorne gebogenen Wirbel aus gegen den Unter- rand der Schale hin mehr und mehr auf und bildet in dessen Nähe mit dem Rücken einen stumpfen Winkel von etwa 115° . Sowohl auf der Vorderseite wie auf dem Rücken verlaufen vom Wirbel ausgehend deutliche Längsstreifen.

Bemerkung. BARRANDE stellt (l. c.) unsere Art zum Genus *Tetinka*, ohne sie einer in Böhmen vorkommenden Form näher zu stellen.

Vorkommen: Elbersreuth.

34. *Amita gracilis* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 7a, 7b, 7c.

1834—40 *Cardium gracile* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 215. Taf. 142. Fig. 6a—d.

1840 *Cardium gracile* MSTR., Beitr. III. S. 61.

1879 *Cardium gracile* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium gracile* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 165; 315.

Es liegt das Originalstück zu den GOLDFUSS'Schen Abbildungen neben sechs andern Stücken aus der Mnch. p. S. vor.

Das größte Stück hat eine Schalenhöhe von 12 mm und Schalenlänge von 5 mm.

Die Schalen sind gleich klappig; jede hat einen annähernd dreieckigen Umriß. Die Schloßlinie bildet mit dem Schalenvorderrand einen Winkel von etwa 40° . Die kleinen Wirbel liegen symmetrisch, sind eingebogen und etwas nach vorne geneigt. Die Vorderseite wölbt sich in ihrem Verlauf vom Wirbel gegen den Unterrand mehr und mehr auf und besitzt vor dem Übergang zum anliegenden Schalenrücken eine deutliche Vertiefung, so daß auf der Schale ein scharfer, nach vorne geneigter Kiel ausgebildet ist. Die tief liegende Schloßlinie hat die Länge von etwa $\frac{1}{3}$ Schalenhöhe. Die Schalenverzierung setzt sich aus zarten Längsstreifen und quer dazu verlaufenden konzentrischen Zuwachsstreifen zusammen.

Bemerkung. Auch diese Form stellt BARRANDE (l. c.) zum Genus *Tetinka*. Vorkommen: Elbersreuth.

35. *Amita triangula* MSTR. sp.

1834—40 *Cardium triangulum* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. II. Teil. S. 124. Taf. 142. Fig. 3a, b, c.

1840 *Cardium triangulum* MSTR., Beitr. III. S. 59.

1879 *Cardium triangulatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtgeb. S. 502.

1881 *Cardium triangulum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 162; 315.

1894 *Leptynoconcha triangula* MSTR. sp., FRECH, Karn. Alpen. S. 242.

Das Originalstück zu den GOLDFUSS'schen Abbildungen wurde nicht gefunden. Es liegen nur 2 rechte Schalen aus der Mnch. p. S. vor.

Der Schalenumriß ist annähernd dreieckig. Die Schloßlinie bildet mit dem Vorderrand einen Winkel von 65° bzw. 80° . Die Vorderseite ist schwach gewölbt und bildet mit dem Schalenrücken annähernd einen rechten Winkel. Der mäßig gewölbte Rücken weist in der Nähe der Schloßlinie eine vom Wirbel ausgehende, gegen den Schalenhinterrand sich verbreiternde Leiste auf. In der GOLDFUSS'schen Abbildung erscheint die Vorderseite vertieft statt gewölbt. Der kräftige Wirbel ist schwach nach vorne gebogen. Schalenrücken, Vorderseite und Leiste sind mit Rippen, die vom Wirbel ausgehen, verziert. Auf dem Rücken sind dieselben kräftiger als an den übrigen Schalentteilen. Schalenhöhe 11 mm, Schalenlänge 12 mm.

Bemerkungen. *Amita triangula* steht, wie dies schon BARRANDE (l. c.) feststellte, sehr nahe *Spanila aspirans* (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 215), unterscheidet sich aber von ihr besonders durch den Schalenumriß, der von der rechtwinkligen Form recht merklich abweicht.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe Ee₂.

Genus *Tenka* BARR.

36. *Tenka semialata* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 8a, 8b.

1840 *Cardium semialatum* MSTR., Beitr. III. S. 59. Taf. 13. Fig. 1a, b, c.

1879 *Cardium semialatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtgeb. S. 502.

1881 *Cardium semialatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 164; 315.

Es liegen 2 Einzelschalen, die Originalstücke zu den MÜNSTER'schen Abbildungen, aus der Mnch. p. S. vor.

Die Schalenform ist annähernd die eines Kreisquadranten. Schloßlinie und Schalenvorderrand stehen aufeinander senkrecht. Der am Vorderende gelegene Wirbel ist sanft nach vorne gebogen. Die schmale Schalenvorderseite bildet mit dem Rücken einen Winkel, der ein wenig kleiner ist als ein rechter; es entsteht dadurch eine scharfe Kante. In der Nähe derselben ist der Rücken am stärksten gewölbt, verflacht sich nach rückwärts, geht weiter in eine sanfte Vertiefung über und wölbt sich in der Nähe der Schloßlinie zu einer keulenförmigen Leiste auf. Schalen-

vorderseite, Rücken und Leiste weisen vom Wirbel ausgehende, gleich breite Längsrippen auf, welche durch schmale Furchen voneinander getrennt sind. Die Zahl der Rippen auf dem Schalenrücken beträgt über 20. Auf der Oberfläche sind auch äußerst feine, konzentrisch verlaufende Querlinien sichtbar. Länge der Schloßlinie 18 mm, Länge des Vorderrandes 15 mm.

Bemerkungen. Die Art hat, wie dies schon BARRANDE (l. c.) feststellte, sehr große Ähnlichkeit mit *Tenka Bohemica* BARR. der Obersilurstufe Ee₂. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 217.)

Ob beide Arten identisch sind, kann wegen Mangel an Vergleichsmaterial nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Vorkommen: Elbersreuth.

Verwandte Form in Böhmen: Stufe Ee₂.

37. *Tenka paucicostata* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 9a, 9b.

1840 *Cardium paucicostatum* MSTR., Beitr. III. S. 59. Taf. 13. Fig. 2.

1840 *Cardium alternans* MSTR., Beitr. III. S. 60. Taf. 13. Fig. 5.

1879 *Cardium paucicostatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1879 *Cardium alternans* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium paucicostatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 164; 315.

1881 *Cardium alternans* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 164.

Abmessungen.

Ex.	Länge der Schloßlinie	Länge des Vorderrandes
1.	8 mm	6 mm
2.	19 mm	17 mm

Zahl der untersuchten Stücke 3 (Mnch. p. S. 2; Berl. p. S. 1).

Die Exemplare stimmen in den meisten Merkmalen mit *Tenka semialata* überein, unterscheiden sich aber von ihr durch die geringere Anzahl von Rippen, welche durch breitere Furchen voneinander getrennt sind, sowie durch die sich stärker heraushebende Randleiste.

Das Exemplar, auf Grund dessen MÜNSTER die neue Art *C. alternans* aufstellte, ist sehr schlecht erhalten. Es weist aber mehr Rippen auf als die MÜNSTER'sche Abbildung zeigt; auch verlaufen die Rippen vom Wirbel bis zum Schalenrand. Es alternieren nicht mit ihnen solche, die nur von der Mitte der Schale ausgehen. Die Randleiste ist abgebrochen.

Ich stelle mit GÜMBEL dieses Stück zu der zuerst beschriebenen Art.

Vorkommen: Elbersreuth.

38. *Tenka propinqua* MSTR. sp.

1840 *Cardium propinquum* MSTR., Beitr. III. S. 59. Taf. 12. Fig. 1a, b.

1879 *Cardium propinquum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

1881 *Cardium propinquum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. VI. Texte. S. 164.

Das Originalexemplar zur MÜNSTER'schen Abbildung befindet sich in der Mnch. p. S. Es stimmt in vielen Merkmalen mit *Tenka semialata* MSTR. sp. überein, unterscheidet sich aber von ihr durch die Eigenart des Wirbels sowie der Schalenvorderseite. Der Wirbel ist breit, hoch gewölbt und etwas nach vorne gebogen; die Schalenvorderseite ist in der Nähe des Wirbels stark konkav und wölbt sich erst gegen den Schalenunterrand hin auf. Die Kante zwischen Vorderseite und Rücken ist rund.

Länge der Schloßlinie: 13 mm; Länge des Schalenvorderrandes: 8 mm.

Vorkommen: Elbersreuth.

Genus *Mila* BARR.39. *Mila frankenwaldensis* n. sp.

Taf. II. Fig. 10a—10d.

Es liegt ein fast vollständiger Steinkern aus der Mch. p. S. vor.

Der Schalenumriß hat annähernd die Form eines rechtwinkligen Dreiecks mit ungleich langen Katheten und einer unregelmäßigen Kurve als Hypotenuse. Die nicht vollständig erhaltene Schloßlinie mag gegen 13 mm lang gewesen sein; der Schalenvorderrand ist 9 mm lang.

Die Schalen sind ungleichklappig und ungleichseitig. Die Wirbel liegen unsymmetrisch zueinander. Beide sind gegen die Schloßlinie hin etwas ungleich gekrümmt; dabei überragt der Wirbel der rechten Schale den der linken. An dem der Schloßlinie nächst gelegenen Teil des Vorderrandes bilden beide Schalen eine deutlich ausgeprägte Lunula, die mit nach außen gebogenen, von den Wirbeln ausgehenden Längsstreifen verziert ist. Daran schließt sich der Rest der nach vorne sanft gebogenen Schalenvorderseiten an. Beide Schalen sind in der Nähe ihres Vorderrandes kräftig gewölbt; gegen die Mitte des Schalenrückens wird die Wölbung sanfter und geht in eine muldenförmige Einsenkung über, um dann in der Nähe des Hinterrandes sich wieder aufzuwölben. Besonders kennzeichnend ist, daß die Einsenkungen nicht korrespondieren. Auf der linken Schale liegt sie näher der Schalenmitte, auf der rechten Schale näher dem Schalenhinterrand.

Die Schalenoberfläche weist schmale, gewölbte Rippen auf, die durch etwa doppelt so breite Furchen voneinander getrennt sind.

Bemerkungen. Unsere Art steht recht nahe *Mila complexa* BARR. (Syst. sil. Vol. VI. Taf. 216 I.), unterscheidet sich aber von ihr durch die kleinere, scharf ausgeprägte Lunula, sowie die enger gereihten Rippen.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: Stufe Ee₂.

40. *Mila delicata* BARR.

1881 *Mila delicata* BARR., Syst. sil. Vol. VI. Taf. 243. III. u. 244. VIII.

Das in der Mch. p. S. befindliche Stück ist eine nur teilweise sichtbare Einzelschale mit der Höhe und Breite von je 10 mm. Schloßlinie und Vorderrand stehen nahezu senkrecht aufeinander. Der in seinem vorderen Teile flach gewölbte Schalenrücken geht allmählich in eine geradlinige Falte über und wölbt sich dann am Schloßrande als scharfkantige Leiste auf. Die Schalenoberfläche ist mit eng aneinander gereihten Längsstreifen, die vom Wirbel ausgehen, verziert. Das Stück zeigt mit *Mila delicata* BARR., besonders mit dem auf Taf. 244 unter VIII.1 abgebildeten Exemplar die größte Übereinstimmung.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe Ee₂.

Klasse **Gastropoda.**Ordnung **Prosobranchia** Cuv.1. Unterordnung **Aspidobranchina** SCHWEIGGER.Familie **Bellerophonidae** M'COY.Genus **Bellerophon** MONTE.1. *Bellerophon* cf. *acutus* Sow.

Taf. II. Fig. 11a, 11b, 11c.

1839 *Bellerophon acutus* Sow., MURCHISON, Sil. syst. II. Teil. S. 643. Taf. 19. Fig. 14.

1840 *Bellerophon acutus* Sow., MSTR., Beitr. III. S. 90. Taf. 16. Fig. 1.

1872 *Bellerophon acutus* Sow., MURCHISON, Siluria 5. ed. S. 199. Taf. 7. Fig. 8.

1879 *Bellerophon subacutus* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

1888 *Bellerophon acutus* Sow., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 119.

1889 *Bellerophon acutus* Sow., KOKEN, Neues Jahrb. f. Min. S. 377.

Das einzige vorliegende Stück aus der Mnch. p. S., das Originalstück MÜNSTER's, hat einen Durchmesser von 7 mm. Die symmetrische, involute Schale ist glatt. In der Nähe des ziemlich großen Nabels ist sie kräftig gewölbt und verläuft dann nach einer schwachen Einbuchtung fast eben gegen den gekielten Rücken. Der Schalenquerschnitt erscheint daher dreieckig und zwar etwas höher wie breit. Auf der Abbildung MÜNSTER's erscheint die Mündung vollständig unversehrt, was bei dem Originalstück nicht der Fall ist.

Bemerkungen. MÜNSTER identifiziert die Art mit *B. acutus* Sow. In der Tat hat sie die Merkmale, welche in der Beschreibung MURCHISON's im Sil. syst. (l. c.) von ihr angegeben werden. In der Abbildung erscheint allerdings bei dem englischen Exemplar die Schalenform schmaler; daher hat GÜMBEL das MSTR. Stück als *B. subacutus* bezeichnet. Wenn auch die Identität beider Arten fraglich erscheint, so ist das vorliegende Stück auf alle Fälle zu der Gruppe des *B. acutus* Sow. zu stellen.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in England: Landeilo, Caradoc, Up. Llandovery, Woolhope.

2. *Bellerophon subcarinatus* MSTR.

Taf. II. Fig. 12a, 12b.

1840 *Belerothon subcarinatus* MSTR., Beitr. III. S. 90. Taf. 16. Fig. 2a, b.

1879 *Bellerophon subcarinatus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Es liegen zwei Stücke, welche der Mnch. p. S. angehören, vor. Die symmetrische, involute Schale erscheint aufgeblasen, fast kugelig und ist beiderseits stark genabelt. Auf dem Rücken verläuft ein schmales, erhabenes, glattes Schlitzband. Die ovale Schalenmündung ist breiter als hoch. An der Schalenoberfläche sind vom Rücken ausgehende, kräftig gebogene, annähernd mit der Schalenöffnung gleichlaufende Zuwachsstreifen bemerkbar. Der Schalendurchmesser beträgt 9 mm.

Bemerkungen. Die Schalenform hat große Ähnlichkeit mit *B. globulus* LINDST., insbesondere auch in der Art des Schlitzbandes. (LINDSTRÖM Sil. Gastr. of Gotland S. 75. Taf. 5. Fig. 25—34). Diese Art kommt in der dem Wenlock Englands entsprechenden Stufe c Gotlands vor.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Gotland: Stufe c.

Familie *Pleurotomariidae* D'ORB.

Genus *Pleurotomaria* DEFR.

3. *Pleurotomaria bistrata* MSTR. sp.

Taf. II. Fig. 13a, 13b, 13c.

1840 *Schizostoma bistrata* MSTR., Beitr. III. S. 86. Taf. 15. Fig. 11a, b.

1879 *Pleurotomaria bistrata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

1889 *Schizostoma bistrata* MSTR., KOKEN, Neues Jahrb. f. Min. S. 323.

Abmessungen,

Ex.	B	H
1.	5	4
2.	8	6

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S.).

Die aus fünf Windungen bestehende Schale ist eng genabelt und glatt. In der Nähe des Rückens, an der Oberseite der Schalenwindungen, ein wenig gegen

die vertiefte Naht hingerückt, verläuft das verhältnismäßig breite Schlitzband begrenzt von zwei ganz schmalen, leistenförmigen Erhebungen. Das Schlitzband erscheint vertieft und trägt besonders bei den älteren Exemplaren deutlich sichtbare, kräftige, nach rückwärts gebogene Streifen (Lunulae). Von den Rändern des Schlitzbandes ausgehend verlaufen beiderseits deutliche, nach vorn stark gebogene Anwachsstreifen.

Bemerkungen. Die Art gehört nach ihrer morphologischen Beschaffenheit zu der Gruppe der *Pl. delphimloides* SCHL. sp., wie dies auch GÜMBEL und KOKEN feststellten. Unsere Art weist jedoch kräftigere Streifung auf und hat ein tiefer liegendes Schlitzband.

Vorkommen: Elbersreuth.

Genus **Murchisonia** D'ARCH. VERN.

4. *Murchisonia tricincta* MSTR. sp. (non D'ARCHIAC et VERNEUIL).

Taf. II. Fig. 14a, 14b.

1840 *Schizostoma tricincta* MSTR., Beitr. III. S. 87. Taf. 15. Fig. 14a, b.

1879 ? *Pleurotomaria tricincta* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Diese reizvolle, zierliche Art ist in einem, nur teilweise erhaltenen Stück der Mch. p. S., dem Originalstück MÜNSTER's, vertreten.

Die Schale, von der noch drei Windungen vorhanden sind, ist turmförmig. Jede Windung ist durch vier mit der Schalennaht gleichlaufende Leisten in drei flache Bänder zerlegt. Das mittlere, randlich verlaufende, schmalste Streifen ist das Schlitzband. Es trägt zarte, schwach nach rückwärts gebogene Lunulae. Das auf der Unterseite der Schalenwindung gelegene Band ist etwas breiter als das auf der Oberseite. Beide weisen nach vorwärts gebogene Streifen auf; dabei sind die auf der Schalenunterseite verlaufenden die stärkeren. Die Naht bildet mit der Schalenachse einen Winkel von etwa 10°.

Bemerkungen. Nicht identisch mit dieser Art ist die im Mitteldevon vorkommende *M. tricincta* D'ARCH. et VERN. (1841 Descr. of the Foss. S. 358. Taf. 32. Fig. 13, 13a). Ihre Skulptur wird (vgl. KIRCHNER, Mitteldev. Gastropoden von Soetenich in der Eifel. Bonn 1915) von drei scharf ausgeprägten Spiralkielen gebildet, welche in gleicher Entfernung voneinander abstehen.

Vorkommen: Elbersreuth.

Familie **Euomphalidae** DE KONINCK.

Genus **Euomphalus** Sow.

5. *Euomphalus subcarinatus* MSTR.

Taf. II. Fig. 15a, 15b.

1840 *Euomphalus subcarinatus* MSTR., Beitr. III. S. 85. Taf. 15. Fig. 5a, b, c.

1840 *Euomphalus helycinus* MSTR., Beitr. III. S. 85. Taf. 15. Fig. 7a, b, c.

1872 *Euomphalus subcarinatus* MSTR., MURCHISON, Siluria 5. ed. S. 532.

1879 *Euomphalus subcarinatus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

1888 *Euomphalus subcarinatus* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 111.

Abmessungen.

Ex.	D	H
1.	15	9
2.	10	6

Zahl der untersuchten Stücke 2 (Mch. p. S.).

Die glatte Schale hat „Helix“ ähnliche Gestalt und weist 5 Windungen auf. Diese sind auf der Unterseite kräftig, auf der Oberseite weniger stark gewölbt. Die

letzte Windung nimmt gegen die Schalenmündung an Größe rasch zu; besonders fällt dies bei der unten gelegenen Schalenwölbung auf. Der Außenrand der Schale trägt einen Kiel, der bei dem größeren Exemplar deutlich erkennbar ist. Wo der Kiel abgerieben ist, glaubt man ein Schlitzband vor sich zu haben. (Vgl. KOKEN, Neues Jahrb. f. Min. 1889. S. 413). Die Schale ist verhältnismäßig eng genabelt; die Naht erscheint vertieft.

Bemerkungen. MÜNSTER unterscheidet zwischen *E. subcarinatus* und *E. helicinus*. Er stellt zwar die „größte Ähnlichkeit“ beider Arten fest, erklärt aber, daß *E. helicinus* ohne Kiel sei.

Bei dem vorliegenden Originalstück MÜNSTER'S zu *E. helicinus* ist die Schale zum Teil recht mangelhaft erhalten. Doch ist an der Stelle, wo sie noch vorhanden ist, am Rande noch ein Rest des Kiels zu sehen und da, wo er abgerieben ist, glaubt man in gleicher Weise wie bei *E. subcarinatus* den Teil eines Schlitzbandes vor sich zu haben. Beide Arten sind miteinander zu vereinen.

KOKEN (Neues Jahrb. f. Min. 1889. S. 323) stellt *E. helicinus* MSTR. als *Pleurotomaria helicina* MSTR. sp. in die Gruppe der *Pleurotomarien* mit breitem, der Oberseite randlich aufgelegtem Schlitzbande. Ein solches ist bei dem Originalstück MÜNSTER'S nicht vorhanden. Wie KOKEN zu dieser Anschauung gelangen konnte, ist mir unerklärlich, besonders da weder die Beschreibung noch die Abbildung MÜNSTER'S dafür einen Anhaltspunkt geben.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Up. Llandovery.

6. *Euomphalus ellipticus* MSTR.

Taf. II. Fig. 16a, 16b, 16c.

1842 *Euomphalus ellipticus* MSTR., Beitr. V. S. 122. Taf. 11. Fig. 12a, b.

1879 *Euomphalus ellipticus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Es liegt das Originalstück zur Abbildung MÜNSTER'S aus der Mnch. p. S. vor. Der Bestimmungszettel MÜNSTER'S zu dem Exemplar fehlt.

Die zierliche, glatte Schale weist fünf Windungen auf; sie hat einen Durchmesser von 7 mm und eine Höhe von 4 mm. Die Unterseite der Umgänge ist gewölbt, aber weniger stark als bei *E. subcarinatus* MSTR. Die Oberseite ist fast flach, so daß die Naht nur wenig vertieft ist. Der Außenrand der Schale trägt einen Kiel, der von einer an der Oberseite der Schale mit dem Kiel gleichlaufenden schmalen Depression begrenzt ist und dadurch deutlich hervortritt. Die Schale ist weit genabelt und hat eine schwach elliptische Form. Die Anfangskammer samt dem ersten Umgang hebt sich als Spitze deutlich hervor.

Bemerkungen. Ein Stück der Bayr. S., das nach dem beiliegenden Bestimmungszettel MÜNSTER'S als *E. Helicina* (= *us*) bezeichnet ist, ist wegen der übereinstimmenden Merkmale zu *E. ellipticus* zu stellen. Ein zweites Stück, das größtenteils im umgebenden Gestein verborgen ist, wird wegen der flachen Schalenoberseite und der deutlich hervortretenden Schalenspitze mit Vorbehalt zu dieser Art gestellt.

Vorkommen: Elbersreuth.

7. *Euomphalus heliciformis* MSTR.

Taf. II. Fig. 17a, 17b.

1840 *Euomphalus heliciformis* MSTR., Beitr. III. S. 85. Taf. 15. Fig. 6a, b, c.

1879 *Euomphalus heliciformis* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Es liegen drei, meist nur in Bruchstücken vorhandene Exemplare vor (Mnch. p. S. 1; Bayr. S. 2).

Der Schalendurchmesser beträgt 12 mm, die Höhe 7 mm. Die Umgänge der glatten, kiellosen, helixförmigen Schale sind kräftig gewölbt, auf der Ober- und Unterseite gleich stark. Ihr Querschnitt ist fast drehrund. Die Naht ist stark vertieft. Der Nabel ist weit. Die Anzahl der Windungen (nach MÜNSTER: fünf) läßt sich an den unvollständigen Stücken nicht genau feststellen.

Bemerkungen. Die Art unterscheidet sich von den vorigen Arten sowohl durch die Eigenart der Wölbung ihrer Umgänge, als auch durch ihr mehr turmförmiges Äußere. Ein als *Euomphalus minutus* von MÜNSTER bezeichnetes Stück der Bayr. S. weist nur eine halbe und eine über ihr liegende viertels Schalenwindung auf; es ist nach dem drehrunden Querschnitt wohl zu *E. heliiformis* zu stellen.

Vorkommen: Elbersreuth.

8. *Euomphalus franconicus* n. sp.

Taf. II. Fig. 18a, 18b, 18c.

In der Mnch. p. S. befindet sich aus dem Elbersreuther Steinbruch eine bis jetzt noch nicht beschriebene Schnecke. Ihre Schalenunterseite ist im Gestein verborgen; die Oberseite ist sehr gut erhalten.

Das Stück gehört zu den evoluten Euomphaliden. Vier Umgänge bilden eine lockere Spirale. Die Einrollung findet mit Ausnahme des letzten Umgangs, dessen zweite Hälfte sich nach abwärts senkt, in einer Ebene statt. Der Schalendurchmesser beträgt 7 mm. Die Schalenoberfläche zeigt feine Querstreifung, die besonders deutlich am letzten Umgang erkennbar ist. Von der Innenseite der Spirale ausgehend verlaufen die zarten Anwachsstreifen anfangs fast senkrecht zur Spiralrichtung, biegen aber etwa von der Mitte der Schalenoberseite an scharf rückwärts um gegen den gekielten Schalenrand. Sie bilden dadurch stark konvexe, nach vorwärts gerichtete Bögen. Die Anwachsstreifen reichen auf der Schalenober- wie Unterseite bis zum Kiel.

Bemerkungen. Unter *E. Gotlandicus* bildet LINDSTRÖM auf Taf. 13. Fig. 19—22 in „The Sil. Gast. of Gotland“ obersilurische Formen ab, welche dem beschriebenen Stück nahe stehen. Nur ist bei dem unsrigen der Kiel ganz bis zum Schalenrand hinausgerückt und die Umgänge sind lockerer. Dagegen hat die Schalenstreifung viel Übereinstimmendes.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Gotland: Obersilur.

Genus *Lytospira* KOKEN.

9. *Lytospira ungulata* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 1, 1a, 1b.

1839 *Cyrtocera ungulata* MSTR., Beitr. I. S. 35. Taf. 17. Fig. 6a, b.

1839 *Cyrtocera ungulata* MSTR., Beitr. I. (2. Aufl.) S. 58. Taf. 17. Fig. 6a, b.

1879 *Cyrtoceras ungulatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

Es liegen das Originalstück MÜNSTER's aus der Mnch. p. S. und zwei Exemplare aus der Bayr. S. vor.

Die Stücke besitzen die Merkmale von Genus *Lytospira*, wie sie KOKEN in seinen „Leitfossilien“ S. 398, ferner in seiner Abhandlung „Die Gastropoden des baltischen Untersilurs“ S. 178 und PERNER in BARRANDE's Syst. sil. Vol. IV. Teil II, S. 143 angibt. MÜNSTER reihte sie in das Genus *Cyrtoceras* ein. Dazu haben ihn die in der Nähe der Spitze von ihm festgestellten „Kammerwände“ geführt. Das von ihm erwähnte angeschliffene Exemplar wurde nicht vorgefunden. MÜNSTER hebt besonders hervor, daß er die Lage des Siphos nicht entdecken konnte. Schon BARRANDE vermutet (Syst. sil. Vol. II. Texte, S. 379), daß *C. angulata* MSTR. ein Gasteropode (*Eccliomphalus?*) ist.

Der Anfangsteil der Schale ist gekammert; die Oberseite trägt einen gerundeten Kamm mit Schlitz; die Schalenunterseite ist rund. Die Einrollung findet nicht in einer Ebene statt. Die Schale zeigt äußerst feine Querstreifung. Auf einem der Steinkerne sind „Eindrücke von Fremdkörpern“ sichtbar, wie sie PERNER bei *Lytospira subuloidea* BARR. als oft vorkommend erwähnt.

Bemerkungen. Unsere Art steht *L. subuloidea* BARR. so nahe, daß sich bei vorhandenem Vergleichsmaterial vielleicht die Identität beider Arten feststellen ließe. Auch aus dem Obersilur Gotlands führt LINDSTRÖM (The sil. Gast. of Gotland S. 139. Taf. 13, Fig. 19—31) unter *Euomphalus Gotlandicus* Formen auf, die unserer Art sehr nahe stehen.

MÜNSTER'S Abbildung ist ein Spiegelbild des Originalstücks.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Formen in Böhmen: Stufe e₂ und in Gotland: Obersilur.

Familie *Turbinidae* ADAMS.

Genus *Turbo* LIN.

10. *Turbo* (?) *Nerei* MSTR.

Taf. III. Fig. 2a, 2b.

1840 *Turbo Nerei* MSTR., Beitr. III. S. 89. Taf. 15. Fig. 23a, b.

1879 *Turbo Nerei* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Die zwei dürftig erhaltenen Stücke der Mch. p. S. zeigen folgende Merkmale: Die gegen 5 mm hohe, turmförmige Schale hat stark gewölbte, bauchige Umgänge, die von der Spitze zur Mündung rasch an Größe zunehmen. Die Schalenoberfläche ist glatt; an einigen Stellen sind Anwachsstreifen sichtbar. Die Naht liegt sehr tief. Auf der MÜNSTER'schen Abbildung tritt die starke Wölbung der Umgänge, besonders des letzten Umganges, zu wenig hervor.

Da die schlecht erhaltenen Stücke eine genauere Bestimmung nicht zulassen, so kann die Zuteilung zum Genus *Turbo* nur mit Vorbehalt stattfinden.

Bemerkungen. Ein als *Turbo priscus* MSTR. bezeichnetes Stück der Bayr. S. weist nur eine stark wulstige Windung auf; es ist wohl zu *T. Nerei* MSTR. zu stellen. Vorkommen: Elbersreuth.

Familie *Trochonematidae* ZITT.

Genus *Cyclonema* HALL.

11. *Cyclonema antiquum* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 3a, 3b, 3c.

1839 *Scalaria antiqua* MSTR., Beitr. I. S. 39. Taf. 13. Fig. 1.

1840 *Scalaria antiqua* MSTR., Beitr. III. S. 84.

1840 *Euomphalus spiralis* MSTR., Beitr. III. S. 85. Taf. 15. Fig. 8a, b.

1879 *Holopella antiqua* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

1889 *Scalaria venusta* MSTR., KOKEN, Neues Jahrb. f. Min. S. 463.

Das Originalstück zu MÜNSTER'S Abbildung befindet sich in der Mch. p. S.

Die kegelförmige Schale besteht aus sieben Umgängen und hat eine Höhe von 16 mm. Der letzte Umgang hat einen Durchmesser von 8 mm. Die Windungen sind kräftig gewölbt und nehmen in gleichmäßiger Weise an Wachstum zu. Sie sind durch tiefe Nähte voneinander getrennt. Die Schale ist durch Quer- und Längsstreifen fein gegittert, was besonders deutlich an den Stellen wahrnehmbar ist, wo die Oberfläche ein wenig abgerieben ist. Der letzte Umgang zeigt in unregelmäßigen Abständen angeordnete Querwülste, welche gegen die Schalenmündung an Zahl zunehmen. Der äußere Rand der rundlichen Mündung weist ebenfalls eine Wulst auf.

Die Abbildung MÜNSTER's ist nicht entsprechend. Nach der Zeichnung wäre die Schale links gewunden, während sie in Wirklichkeit rechts gewunden ist; auch die Gitterung ist zu weit ausgefallen.

Bemerkungen. KOKEN führt (l. c.) die Art als *Scalaria venusta* MÜ. auf. Die Art hat große Ähnlichkeit mit *Cyclonema delicatulum* LIND. (The Sil. Gast. of Gotland 1884. S. 174, Taf. 15. Fig. 28—44). Die Gestalt der Schalenmündung, sowie die Streifung sind übereinstimmend. Im Aufbau dagegen erscheint unser Stück schlanker. Es stimmt dabei überein mit dem von PERNER in BARRANDE's Syst. sil. Bd. IV, tome II, Taf. 59, Fig. 16 zu *Cycl. delic.* LIND. abgebildeten Stück, mit dem ich das unsrige identisch halten möchte.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe E. Verwandte Form in Gotland: Obersilur.

12. *Cyclonema texatum* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 4a, 4b.

1840 *Turbo texatus* MSTR., Beitr. III. S. 89. Taf. 25. Fig. 22a, b, c.

1879 *Turbo texatus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Es liegen zwei Exemplare vor: das Originalstück zu MÜNSTER's Abbildung aus der Mnch. p. S. und ein zum größten Teil im Stein verborgenes Stück der Bayr. S. Die Schalenhöhe des ersten Stückes beträgt 8 mm, der Durchmesser des letzten Umgänge 7 mm.

Die kreiselförmige Schale hat vier stark gewölbte Umgänge. Die Schalennaht liegt tief. Die Schalenoberfläche hat feine Quer- und Spiralstreifung; dadurch erscheint sie gegittert. Die etwas nach rückwärts verlaufenden fadenförmigen Querstreifen treten etwas stärker hervor als die zarten Spiralstreifen. Über die Art der Schalenmündung kann infolge des ungenügenden Erhaltungszustandes keine genauere Angabe gemacht werden.

Bemerkung. Unsere Art gehört in die Gruppe von *Cyclonema cancellatum* LINDSTRÖM (Sil. Gast. of Gotl. S. 175, Taf. 18. Fig. 25—27).

Vorkommen: Elbersreuth.

Familie Trochidae AD.

Genus Trochus LIN.

13. *Trochus ovatus* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 5a, 5b.

1840 *Turbo ovatus* MSTR., Beitr. III. S. 90. Taf. 15. Fig. 24a, b.

1879 *Turbo ovatus* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Es liegt das Originalstück MÜNSTER's aus der Mnch. p. S. vor.

Die kleine, nur 6 mm hohe Schale ist kegelförmig und weist vier Umgänge auf. Der letzte Umgang hat 4 mm Durchmesser. Die Umgänge sind schwach gewölbt, daher ist die Schalennaht nur wenig vertieft. Die Schale weist außerordentlich feine Längsstreifung auf. Die kräftiger hervortretenden Anwachsstreifen verlaufen stark nach rückwärts. Der Rand der Schalenbasis ist kantig. Die Art der Schalenmündung läßt sich an dem Stück nicht einwandfrei feststellen. MÜNSTER's Abbildung ist nicht entsprechend.

Bemerkungen. Die Art unterscheidet sich von den zum Genus *Turbo* gehörigen Formen besonders durch die schwache Schalenwölbung sowie durch die außen kantige Basis.

Vorkommen: Elbersreuth.

2. Unterordnung Cyclobranchina.

Genus *Patella* LINN.14. *Patella disciformis* MSTR.

Taf. III. Fig. 6a, 6b.

1840 *Patella disciformis* MSTR., Beitr. III. S. 81. Taf. 14. Fig. 23a, b.1840 *Patella elliptica* MSTR., Beitr. III. S. 81. Taf. 14. Fig. 25.1844 *Patella discoidea* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. III. Teil. S. 4. Taf. 166. Fig. 15a, b.1879 *Patella disciformis* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Abmessungen (in mm).

Ex.	L	B	H
1.	9	6	2
2.	26	20	6

Zahl der untersuchten Stücke 13 (Mnch. p. S. 9; Bayr. S. 4).

Die vorliegenden Stücke sind meist Steinkerne; bei nur wenigen ist die dünne Schale teilweise erhalten. MÜNSTER's Abbildungen sind recht mangelhaft, die Abbildungen bei GOLDFUSS dagegen gut.

Die Schale ist schildförmig, flach gewölbt und hat einen ovalen Rand. Die Oberfläche ist glatt und zeigt schwache konzentrische Anwachsstreifen. Auf dem Steinkern sind mehr oder weniger starke konzentrische Erhöhungen bezw. Vertiefungen sichtbar. Eine besonders kräftige, ringförmige Vertiefung verläuft bei einigen Stücken in der Nähe des Randes, mit ihm gleichlaufend. Die Schalenspitze liegt zentral und hat eine kaum merkliche Neigung in Richtung der Längsachse.

Bemerkungen. Das Originalstück MÜNSTER's zu *P. elliptica* (L = 14 mm, B = 10 mm, H = 2 mm) in der Mnch. p. S. weist gegenüber *P. disciformis* keine wesentlichen Unterschiede auf, selbst nicht in dem Verhältnis der Länge und Breite und ist daher wohl zu *P. disciformis* zu stellen. MÜNSTER stellt sie selbst „sehr nahe“ zu dieser Art. Dagegen *P. elliptica* MSTR. bei GOLDFUSS ist von unserer Art zu trennen und wird zu *P. laevigata* zu stellen sein. — Vorkommen: Elbersreuth.

15. *Patella subradiata* MSTR.

Taf. III. Fig. 7a, 7b.

1840 *Patella subradiata* MSTR., Beitr. III. S. 81. Taf. 14. Fig. 24a, b.1844 *Patella subradiata* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. III. Teil. S. 5. Taf. 166. Fig. 16a, b.1879 *Patella subradiata* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Es liegen zwei Steinkerne vor, nämlich das Originalstück zu GOLDFUSS Abbildungen aus der Mnch. p. S. und ein schlecht erhaltenes Stück aus der Bayr. S. MÜNSTER's Abbildung ist nicht entsprechend.

Der Steinkern ist niedrig kegelförmig (H = 3 mm), sein Rand fast kreisrund (L = 18 mm, B = 17 mm). Von der zentral gelegenen Spitze verlaufen äußerst feine, gedrängt liegende, radiale Linien bis zum Rand. Die Oberfläche weist noch schwache konzentrische Erhöhungen und Vertiefungen auf. — Vorkommen: Elbersreuth.

16. *Patella laevigata* MSTR.

Taf. III. Fig. 8a, 8b.

1840 *Patella laevigata* MSTR., Beitr. III. S. 81. Taf. 14. Fig. 26a, b.1844 *Patella laevigata* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. III. Teil. S. 5. Taf. 166. Fig. 17a, b.1879 *Patella laevigata* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Abmessungen.

L	B	H
15	13	5

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S. 2; Bayr. S. 1).

Es liegen Steinkerne vor mit teilweisen Schalenresten. Die Schale ist verhältnismäßig hoch gewölbt und hat einen ovalen Rand. Die Schalenoberfläche weist äußerst feine konzentrische Linien auf; außerdem zeigt sie auch feine Anwachsstreifen. In der MÜNSTER'schen Abbildung tritt ersteres nicht hervor, dagegen in der Abbildung von GOLDFUSS. Die Spitze liegt nicht zentral, sondern ist in Richtung der Längsachse etwas gegen den Rand hin verschoben und gegen diesen gekrümmt.

Bemerkungen. Die von GOLDFUSS (Petr. Germ. III. Teil. S. 5, Taf. 167, Fig. 1 a, b) als *P. elliptica* MSTR. beschriebene und abgebildete Art zeigt in den einzelnen Merkmalen mit *P. laevigata* MSTR. so große Übereinstimmung, daß sie wohl mit dieser zu vereinigen ist.

Vorkommen: Elbersreuth.

3. Unterordnung Ctenobranchina SCHWEIGG.

Familie Capulidae CUV.

Genus Platyceras CONRAD.

17. *Platyceras cornutum* HIS. sp.

Taf. III. Fig. 9.

1837 *Pileopsis cornuta* HISINGER, Lethaea Suecica. S. 41. Taf. 12. Fig. 11.

1839 *Nerita Haliotis* SOW., MURCHISON, The Silurian syst. S. 625. Taf. 12. Fig. 16.

1840 *Capulus Braunii* MSTR., Beitr. III. S. 82.

1844 *Pileopsis Braunii* MSTR., GOLDF., Petr. Germ. S. 10, 11. Taf. 168. Fig. 3 a, b.

1851 *Platystoma Niagarensis* (= *e*) HALL, Paleont. of New York. Vol. II. S. 288. Taf. 60. Fig. 1.

1872 *Acroculia Haliotis* SOW., MURCHISON, Siluria (5. ed.) S. 231. Taf. 24. Fig. 9.

1879 *Capulus Braunii* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

1884 *Platyceras cornutum* HIS., LINDSTRÖM, The Sil. Gastr. of Gotland. S. 63—67. Taf. II. Fig. 29—51. Taf. III. Fig. 6—9, 19—26.

1887 *Platystoma cornutum* HIS. sp., FRECH, Zeitschr. d. d. g. G. 39. Bd. S. 706.

1888 *Platyceras cornutum* HIS., LINDSTRÖM, List of the fossils faunes of Sweden. S. 8. Gastrop. 7.

1888 *Acroculia Haliotis* SOW., ETHERIDGE, Fossils of the Brit. Isl. S. 110.

1894 *Platyceras cornutum* HIS. sp., FRECH, Karn. Alpen. S. 236.

MÜNSTER führt (l. c.) unter dem Genus *Capulus Montf.* eine Art auf, die er *Capulus Braunii* nannte. GOLDFUSS hat sie als *Pileopsis Braunii* abgebildet. MÜNSTER gibt keinen Fundort an, GOLDFUSS dagegen Schübelshammer. Dem Originalstück MÜNSTER's in der Mch. p. S. liegt der Bestimmungszettel MÜNSTER's mit Elbersreuth als Fundort bei. Die petrographische Beschaffenheit des Gesteins läßt keinen Zweifel darüber, daß das Stück von Elbersreuth stammt.

Es ist ein Steinkern von etwa 37 mm Höhe und 30 mm Basisdurchmesser, an dem nur wenige Spuren der Schale vorhanden sind.

An der zum Teil abgebrochenen Spitze läßt sich ihre Spiraleeinrollung deutlich feststellen. Der Steinkern weist die für *Pl. cornutum* HIS. sp. eigentümlichen zahlreichen, gegen die Mündung an Größe zunehmenden wulstförmigen Erhöhungen auf; dieselben verlaufen in Richtung der an den geringen Schalenresten sichtbaren Anwachsstreifen. Die Schalenmündung ist zum größten Teil im Gestein verborgen.

Bemerkungen. Das Stück zeigt die gleichen Merkmale wie *Pl. corn.* HIS. sp., das, wie aus LINDSTRÖM's Beschreibung und Abbildungen ersichtlich, im Obersilur Gotlands in den verschiedensten Übergängen von mehr geschlossener Spirale bis zu frei sich lösenden Windungen vorkommt und ist mit ihm identisch. Unser Stück schließt sich an die Abbildung LINDSTRÖM's Taf. II Fig. 51, eine Skizze von HISINGER's Originalabbildung von *Pileopsis cornuta*, an. *Pl. corn.* HIS. sp. ist auch mit *Nerita*

Haliotis Sow. der obersilurischen Llandovery und Wenlockstufe Englands und mit *P. Niagarensis* HALL der obersilurischen Niagarastufe Amerikas identisch. Von den besonders in der Stufe E des böhmischen Obersilurs zahlreich vorkommenden *Platyceras*-arten hat unser Stück die größte Ähnlichkeit mit *Pl. oedematosum* BARR. spec. (PERNER, Gastropodes in BARRANDE'S Syst. sil. Vol. IV, 1911. Tom. III, S. 15).

Capulus Braunii MSTR. wurde (vgl. LINDSTR. Sil. Gast. of Gotland S. 64) schon von GIEBEL (1857) als mit HISINGER'S *Pil. cornuta* übereinstimmend erklärt.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Llandovery und Wenlock. In Gotland: Silur b—h. In Amerika: Niagarastufe. Karnische Alpen: Obersilur. Verwandte Form in Böhmen: Stufe E.

Genus *Orthonychia* HALL.

18. *Orthonychia* (?) *paradoxa* MSTR. sp.

1842 *Cardium* ? *paradoxum* MSTR., Beitr. V. S. 118. 119. Taf. 11. Fig. 7.

1879 *Cardium* (?) *paradoxum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 502.

Das Originalstück MÜNSTER'S in der Mnch. p. S. besteht aus einem nur teilweise erhaltenen Steinkern. MÜNSTER hat ihn als zu einer Muschel (*Cardium*?) gehörig angesehen.

Eine weitere Herauspräparierung der Unterseite des Steinkerns, die MÜNSTER unterlassen hatte, zeigt, daß MÜNSTER'S Annahme nicht richtig sein kann; denn auch auf der Unterseite zeigt sich die weitere Fortsetzung der Steinkernform. Wir haben es anscheinend mit einem *Capuliden* zu tun, der wohl dem Genus *Orthonychia* angehört. Die stumpfe Schalen spitze ist etwas vorgeneigt. Die Schalenoberfläche hat unregelmäßige Erhebungen und Vertiefungen.

Bemerkungen. Ähnliche Formen kommen im Obersilur Böhmens vor. BARRANDE hat sie *Orthonychia* (*Platyceras*) *initialis* benannt (Syst. sil. Vol. IV, 3. Teil. S. 65, Taf. 124).

Vorkommen: Elbersreuth.

Genus *Strophostylus* HALL.

19. *Strophostylus* *venustus* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 10a, 10b, 10c.

1840 *Nerita venusta* MSTR., Beitr. III. S. 84. Taf. 15. Fig. 4a, b.

1879 (?) *Littorina venusta* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Das Originalstück MÜNSTER'S befindet sich in der Mnch. p. S.

Die kleine Schale hat 4 mm Höhe; der Durchmesser des letzten Umgangs beträgt 5 mm. Die Schale weist alle Merkmale von *Strophostylus* auf. „Die Windungen wachsen sehr rasch an, die Schlußwindung ist bauchig. Die Innenlippe der Schalenmündung ist spiral gestreift und verdickt; sie setzt sich in gedrehter Spindel fort.“

Die Schalenoberfläche unseres Stückes ist nicht, wie MÜNSTER angibt, ganz glatt, sondern äußerst fein längs gestreift. Auch sind sehr schwache, stark nach rückwärts verlaufende Anwachsstreifen zu sehen. Das Exemplar ist wohl ein jugendliches Individuum. MÜNSTER'S Abbildung ist nicht entsprechend.

Bemerkungen. Unsere Art steht nahe BARRANDE'S *Strophostylus gregarius* (Syst. sil. Vol. IV, Teil 3. S. 172), der in den Stufen E_e bis F Böhmens vorkommt. Doch unterscheidet sich unser Stück von ihm besonders durch das raschere Anwachsen der Anfangswindungen.

Vorkommen: Elbersreuth.

Genus *Cirropsis* PERNER.20. *Cirropsis striatus* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 11.

1840 *Euomphalus striatus* MSTR., Beitr. III. S. 85. Taf. 15. Fig. 9.1879 (?) *Macrochilus striatus* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Das Original exemplar MÜNSTER's befindet sich in der Mch. p. S. Die turmförmige, 15 mm hohe Schale hat fünf Umgänge; der Gehäusewinkel beträgt 65° . In der Nähe der Spitze nehmen die Umgänge an Höhe gleichmäßig zu, während der letzte Umgang auffallend hoch ist. Seine größte Höhe beträgt 8 mm bei einem Durchmesser von 13 mm. Die Umgänge sind kräftig gewölbt und die Naht liegt sehr tief. Die ziemlich dicke Schale besitzt deutlich hervortretende Querstreifen. Die Streifen verlaufen stark schräg nach rückwärts. Besonders am letzten Umgang ordnen sich mehrere nebeneinander verlaufende Streifen zu Bändern an, so daß eine Art Einschnürung in regelmäßigen Abständen auftritt. Der Verlauf dieser Bänder gleicht einem langegezogenen S. Auch eine ganz zarte Spiralstreifung ist (wenigstens an einer Stelle) sichtbar. Die Schale ist eng genabelt. Die Art der Schalenmündung läßt sich an dem vorliegenden Stück nicht bestimmen. Die Abbildung MÜNSTER's ist nicht entsprechend; besonders ist die ausnehmende Höhe des letzten Umgangs gegenüber den anderen Umgängen zu wenig hervorgehoben.

Bemerkungen. MÜNSTER hat das Stück zu *Euomphalus* gestellt trotz der von dieser Gattung stark abweichenden Merkmale. GÜMBEL will es zu ? *Macrochilus* PHILL. stellen; diese Art ist aber ungenabelt (vgl. ZITTEL, Grundzüge der Pal. I. Abt. S. 451). Das Stück hat große Ähnlichkeit mit *Cirropsis capuloidea* BARR. spec. (Syst. sil. Vol. IV, Teil 3. S. 159, Taf. 208, Fig. 1 und 2; Taf. 233, Fig. 11 und 12), die in Stufe e_2 vorkommt, ebenso mit *Oriostoma helicinum* LINDSTR. (Sil. Gast. of Gotland S. 170, Taf. 3. Fig. 27—31), mit dem es besonders in der Schalenverzierung des letzten Umgangs übereinstimmt. PERNER stellt *O. helic.* LIND. zum Genus *Cirropsis*.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Formen in Böhmen: e_2 und in Gotland: Stufe f bis h des Obersilurs.

21. *Cirropsis spiralis* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 12.

1843 *Euomphalus spiralis* MSTR., Beitr. III. S. 85. Taf. 15. Fig. 8a, b.1879 (?) *Macrochilus spiralis* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 500.

Das Originalstück MÜNSTER's in der Mch. p. S. ist eine turmförmige 15 mm hohe Schale mit fünf Umgängen; ihr Gehäusewinkel beträgt 32° .

Die Umgänge nehmen gegen die Schalenmündung gleichmäßig zu. Sie sind bauchig und die Naht liegt sehr tief. Der letzte Umgang ist von den vorhergehenden abgelöst. Die übrigen Umgänge „scheinen sich kaum zu berühren“. Die Schalenoberfläche ist zart gestreift. Die Streifen verlaufen stark schräg nach rückwärts. Die Schale ist eng genabelt.

Die Abbildung MÜNSTER's ist recht brauchbar.

Bemerkungen. MÜNSTER hat das Stück wegen seines Nabels zu *Euomphalus* gestellt. GÜMBEL weist es dem Genus ? *Macrochilus* PHILL. zu. Das Stück ist verwandt mit *Cirropsis bohémica* BARR. sp. (Syst. sil. Vol. IV, Teil 3. S. 164, Taf. 59, Fig. 38; Taf. 233, Fig. 14—16, 19—22) der Stufen e_1 und e_2 , deren letzter Umgang ebenfalls von den übrigen Windungen losgelöst ist.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in Böhmen: e_1 und e_2 .

Genus *Holopella* M'COY.

Unter diesem Genus sind im folgenden Formen zusammengefaßt, die zum Teil so weit voneinander abstehende Merkmale aufweisen, daß es nahe läge neue Gattungen aufzustellen. Wenn dies unterlassen wurde, so geschah es mit Rücksicht darauf, daß das vorliegende Material im Erhaltungszustand recht dürftig ist.

22. *Holopella trochleata* MSTR. sp.

Taf. III, Fig. 13.

1843 *Turitella trochleata* MSTR., Beitr. III. S. 88. Taf. 15. Fig. 19.1879 *Holopella trochleata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Abmessungen.

Schalenhöhe: gegen 9 cm. Durchmesser des letzten Umgangs: 10 mm. Anzahl der Umgänge: gegen 20. Gehäusewinkel: 6°. Steigungswinkel der Naht: 18°. Höhe der Schlußwindung: 11 mm.

Zahl der untersuchten Stücke: 9 (Mnch. p. S. 3; Bayr. S. 6).

Die vorliegenden Stücke sind Reste von Steinkernen mit teilweise vorhandener Schale. Ein vollständig erhaltenes Exemplar findet sich nicht vor.

Die sehr schlanke, fast „pfriemenförmige“ Schale hat eine glatte Oberfläche. Die Windungen sind schwach gewölbt und die Naht mäßig vertieft. Die Umgänge steigen ziemlich steil an und nehmen gegen die Spitze an Höhe gleichmäßig ab. Die Art der Schalenmündung läßt sich nicht feststellen; sie ist auch bei dem vorliegenden Originalstück zu der MÜNSTER'schen Abbildung nicht vorhanden. Die Schale ist eng genabelt.

Bemerkungen. Unsere Art ist unter den Holopellaarten von Elbersreuth die größte. Ein in der Bayr. S. als *Turitella torquata* MSTR. (ohne Originalzettel MÜNSTER's) bestimmtes Stück ist zu unserer Art zu stellen.

Vorkommen: Elbersreuth.

23. *Holopella antiqua* MSTR. sp.1843 *Turitella antiqua* MSTR., Beitr. III. S. 88. Taf. 15. Fig. 17.1879 *Holopella trochleata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Abmessungen.

Schalenhöhe: 30 mm. Durchmesser des letzten Umgangs: 5 mm. Anzahl der Umgänge: gegen 20. Gehäusewinkel: 9°. Steigungswinkel der Naht: 9°. Höhe der Schlußwindung: 4 mm.

Zahl der untersuchten Stücke: 6 (Mnch. p. S. 4; Berl. p. S. 1; Bayr. S. 1).

Die Stücke sind zum Teil gut erhalten bis auf die Schalenmündung, welche auch auf dem Originalstück zur MÜNSTER'schen Abbildung fehlt.

Die Oberfläche der schlanken, zierlichen, turmförmigen Schale ist glatt. Die Umgänge sind mäßig gewölbt und die Naht vertieft. Die Windungen steigen sanft auf; ihre Höhe nimmt gegen die Spitze gleichmäßig ab.

Bemerkungen. GÜMBEL hat die Art als Jugendform von *H. trochleata* MSTR. angesehen. Dagegen spricht besonders der kleinere Steigungswinkel der Naht.

Vorkommen: Elbersreuth.

24. *Holopella compressa* MSTR. sp.

Taf. III, Fig. 14.

1843 *Turitella compressa* MSTR., Beitr. III. S. 89. Taf. 15. Fig. 19.1879 *Holopella compressa* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Abmessungen.

Schalenhöhe: 20 mm. Durchmesser des letzten Umgangs: 5 mm. Anzahl der Umgänge: gegen 15. Gehäusewinkel: 11°. Steigungswinkel der Naht: 10°. Höhe der Schlußwindung: 3 mm.

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S. 1; Bayr. S. 2).

Den im ganzen gut erhaltenen Stücken fehlt die Schalenmündung.

Die schlanke, turmförmige Schale hat eine glatte Oberfläche. Die Umgänge sind stark gewölbt und auffallend niedrig. Die Naht liegt tief. Die Schale ist eng genabelt.

Bemerkungen. Die Art hat manche Ähnlichkeit mit *H. antiqua* MSTR. sp., unterscheidet sich aber von ihr besonders durch die „eng zusammengedrückten“, stärker gewölbten Umgänge. Auch ist der Gehäusewinkel etwas größer.

Vorkommen: Elbersreuth.

25. *Holopella prisca* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 15.

1843 *Melania prisca* MSTR., Beitr. III. S. 83. Taf. 15. Fig. 1 a, b.

1879 ? *Loxomena* (vielleicht *Holopella*?) *prisca* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Abmessungen.

Schalenhöhe: 25 mm. Durchmesser des größten Umgangs: 5 mm. Anzahl der Umgänge: 8. Gehäusewinkel. 20°. Steigungswinkel der Naht ca. 17°. Höhe der Schlußwindung: 6 mm.

Zahl der untersuchten Stücke: 2 (Mnch. p. S.).

Die turmförmige, glatte Schale ist mäßig schlank. Ihre Umgänge steigen in der Nähe der Schalenmündung steiler an als in der Nähe der Spitze; sie sind mäßig gewölbt. Die Naht ist vertieft. Die Schale ist eng genabelt. MÜNSTER'S Abbildung ist nicht entsprechend. Auf ihr ist eine wohl erhaltene Schalenmündung mit einer unteren Spitze (Ausguß?) zu sehen. Das Originalstück zeigt, daß wir es mit dem Querschnitt eines Schalenumgangs zu tun haben.

Bemerkungen. Die Art hat unter den bisher beschriebenen den größten Gehäusewinkel, ist also weniger schlank als die vorigen. Die unverhältnismäßig große Höhe der letzten Umgänge fällt besonders auf.

Vorkommen: Elbersreuth.

26. *Holopella lineata* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 16 a, 16 b.

1843 *Turritella lineata* MSTR., Beitr. III. S. 89. Taf. 15. Fig. 21 a, b.

1879 *Holopella lineata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Zahl der untersuchten Stücke: 4 (Mnch. p. S. 2; Bayr. S. 2).

Es liegen nur Schalenreste von einigen wenigen Umgängen vor.

Die turmförmige Schale ist äußerst schlank (Gehäusewinkel: 7°). Die Umgänge steigen steil an (Steigungswinkel der Naht: 19°). Sie sind hoch und stark gewölbt. Die Naht ist besonders stark vertieft. Die Schalenoberfläche zeigt in regelmäßiger Anordnung deutlich hervortretende Zuwachsstreifen. Die Schale ist eng genabelt.

Bemerkungen. Unsere Art unterscheidet sich von den vorigen besonders durch die eigenartige Abschnürung der Umgänge und die in die Augen fallenden Zuwachsstreifen. Es läge hier besonders nahe, eine neue Gattung aufzustellen.

Vorkommen: Elbersreuth.

27. *Holopella intermedia* MSTR. sp.

Taf. III. Fig. 17.

In der Bayr. S. befinden sich fünf Schalenstücke, die als *Turritella intermedia* MSTR. bezeichnet sind. Der Originalbestimmungszettel MÜNSTER'S liegt nicht vor.

Die sehr schlanke Schale (Gehäusewinkel: 5°) hat eine glatte Oberfläche. Die Umgänge sind wenig gewölbt, die Naht schwach vertieft. An einigen Stellen ist unter der Naht eine mit ihr gleichlaufende Depression wahrzunehmen. Der größte zu beobachtende Umgang hat bei 10 mm Durchmesser eine Höhe von 7 mm. Die Windungen steigen sanft an (Steigungswinkel der Naht ca. 10°) und nehmen gegen

die Spitze an Höhe gleichmäßig ab. Die Art der Schalenmündung läßt sich nicht angeben. Die Schale ist eng genabelt.

Bemerkungen. Die Art hat mit *H. trochleata* MSTR. sp. das „pfriemenförmige“ Äußere der Schale gemein; aber die Windungen steigen nicht so steil an und sind schwächer gewölbt. Mit der der Naht parallel verlaufenden Depression nähert sie sich *H. tenuicarinata* MSTR. sp.

Vorkommen: Elbersreuth.

28. *Holopella tenuicarinata* MSTR. sp.

1843 *Turitella tenuicarinata* MSTR., Beitr. III. S. 89. Taf. 15. Fig. 20a, b.

1879 *Holopella tenuicarinata* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 501.

Das Originalstück MÜNSTER's in der Munch. p. S. ist ein unvollständiges Exemplar, das sieben glatte Umgänge bei 17 mm Gesamthöhe aufweist. Der Durchmesser des größten Umgangs beträgt 5 mm, der des kleinsten 2 mm. Die Schale ist spitz kegelförmig (Gehäusewinkel: 10°). Die Umgänge steigen mäßig steil an (Steigungswinkel der Naht: 10°) und sind nur schwach gewölbt. Die Naht ist vertieft. Am oberen Rand der Umgänge verläuft neben der Naht ein feiner Kiel. Die Schale ist eng genabelt. — Auch hier läge es nahe, eine neue Gattung aufzustellen.

Vorkommen: Elbersreuth.

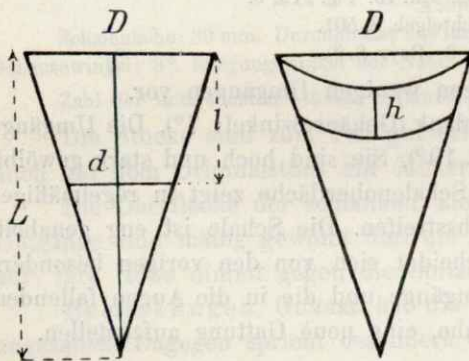
Klasse Cephalopoda.

Genus *Orthoceras* BREYN.

Die Klasse der Cephalopoden ist in dem Genus *Orthoceras*, was Individuenzahl betrifft, in der Fauna von Elbersreuth am zahlreichsten vertreten. Was den Erhaltungszustand der Fossilien anbelangt, so muß leider festgestellt werden, daß er meist recht mangelhaft ist, so daß die Artenbestimmung auf große Schwierigkeiten stößt.

Bei der systematischen Anordnung wurde die Einteilung MÜNSTER's beibehalten.

Die bei der Angabe der Abmessungen benutzten Bezeichnungen mögen folgende schematische Figuren veranschaulichen.



- D = großer Durchmesser;
 d = kleiner Durchmesser;
 l = Länge des Teilstückes;
 L = Länge bis zur Spitze;
 $(D - d) : l = D : L = K$;
 K = Konvergenz, d. h. das Verhältnis der Dickenzunahme zur Länge;
 $h =$ Höhe der Luftkammer;
 $h : D = A$;
 A = Verhältnis der Höhe einer Luftkammer zum zugehörigen Durchmesser.

Die Abmessungen wurden in Millimeter vorgenommen.

A. Conische Formen mit glatter Schale.

1. *Orthoceras regulare* MSTR. (non SCHLOTHEIM).

Taf. IV. Fig. 1.

1840 *Orthoceratites regularis* (SCHLOT.) MSTR., Beitr. III. S. 95. Taf. 17. Fig. 3, 4.

1843 *Orthoceras regulare*? MSTR., PORTLOCK, Geol. Rep. S. 377. Taf. 24. Fig. 4.

1879 *Orthoceras regulare* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

1888 ? *Orthoceratites regularis* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil I. S. 6.

1888 *Orthoceras regulare* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 125.

Ex.	Abmessungen.				
	D	d	l	K	A
1.	14	8	48	1:8	—
2.	32	8	236	1:10	1:5
3.	33	23	115	1:11	1:5

Zahl der untersuchten Stücke: 31 (Mnch. p. S. 3; geo. L.B. 7; Bayr. S. 21).

Die mäßig dicke, im Querschnitt kreisrunde Schale hat eine glatte Oberfläche. Die Septen sind schwach konkav. Die Lobenlinie verläuft horizontal. Der dünne Siphon ist zentral gelegen. Wo die Schale abgesprungen ist, kommt ein glatter Steinkern zum Vorschein. Die schlanke Schale erreicht oft beträchtliche Länge. Das größte vorliegende, 33 cm lange Stück hat einen größten Durchmesser von 43 mm. Die MÜNSTER'schen Abbildungen sind nicht entsprechend.

Bemerkungen. MÜNSTER hat die ihm vorliegenden Stücke als *Orthoceratites regularis* SCHLOTH. bestimmt. Aber nach SCHLOTHEIM's Petrefaktenkunde vom Jahr 1820 (S. 54) ist bei diesem in gleicher Weise wie bei *O. vaginatus* „die Schale sehr deutlich in die Quere mit scharfen, etwas herauspringenden Streifungslinien nach der Richtung der Konkamerationen gestreift“. Dies ist bei dem MÜNSTER'schen *O. regularis* nicht der Fall. BARRANDE (1870 Syst. sil. Vol. II. 4. Série, S. 230), sowie FOORD (l. c.) bezweifeln ebenfalls die Identität. MÜNSTER erwähnt (l. c.), daß diese Art selten bei Schübelhammer vorkomme. Unter den untersuchten Stücken liegt von dort kein solches vor. Es ist wohl entweder eine Identifizierung mit einer ähnlichen Art anzunehmen oder, wie dies bei MÜNSTER wiederholt vorkommt, der Fundort verwechselt.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Caradoc.

2. *Orthoceras maximum* MSTR.

1840 *Orthoceratites maximus* MSTR., Beitr. III. S. 96. Taf. 17. Fig. 2.

1870 *Orthoceras maximum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série.

1879 *Orthoceras maximum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

Ex.	Abmessungen.				
	D	d	l	K	A
1.	33	30	56	1:18	1:2
2.	45	40	95	1:19	1:3
3.	50	48	48	1:24	1:3
4.	76	71	114	1:23	—

Zahl der untersuchten Stücke: 5 (Mnch. p. S. 3; geo. L.B. 1; Berl. p. S. 1).

Die glatte, ziemlich dicke Schale hat kreisrunden Querschnitt. Die Septen sind schwach konkav; die Lobenlinie verläuft horizontal. Der verhältnismäßig dicke Siphon ist zentral gelegen. Wird in Elbersreuth nicht selten in Bruchstücken gefunden.

Bemerkungen. *O. maximum* steht nahe dem *O. regulare* MSTR., wie dies auch MÜNSTER (l. c.) feststellt. Doch unterscheiden sich beide Arten besonders durch den Septenabstand, der bei *O. regulare* bedeutend geringer ist. Auch nähert sich *O. maximum* mehr der zylindrischen Form. Recht ähnlich ist, wie dies auch schon MÜNSTER erwähnt, unsere Art dem *O. Ludense* Sow., der in MURCHISON's Sil. Syst. S. 619 beschrieben und auf Taf. 9 als Fig. 1a und 1b abgebildet ist. Er kommt in der Upper Ludlow Stufe Englands vor. Ebenso steht er nahe dem *O. temperans* BARR. (BARRANDE, Syst. sil. Vol. II. 1874, S. 658, Taf. 230, Fig. 7, 8) der obersilurischen Stufe E₂.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Formen 1. in England: Upper Ludlow, 2. in Böhmen: Stufe E₂.

3. *Orthoceras gregarium* Sow.

Taf. III. Fig. 18.

1839 *Orthoceras gregarium* SOWERBY in MURCHISON'S Sil. syst. S. 619; 705. Taf. 8. Fig. 16.1840 *Orthoceratites gregarius* Sow., MSTR., Beitr. III. S. 97. Taf. 18. Fig. 1b.1870 *Orthoceras gregarium* Sow., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 229 Nr. 317.1879 *Orthoceras angustiseptatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.1888 *Orthoceras angustiseptatum* GÜMBEL, FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 96.1888 *Orthoceras gregarium* Sow., ETHERIDGE, FOSS. of the Brit. Isl. S. 124.1896 *Orthoceras gregarium* Sow., KOKEN, Leitfoss. S. 442.

Zahl der untersuchten Stücke: 2 (Mnch. p. S. 1; Berl. p. S. 1).

Für das besser erhaltene Stück der Berl. p. S. ist

D	d	l	K	A
13	8	62	1:12	1:6.

Diese recht selten vorkommende Art hat eine mäßig dicke, glatte Schale mit kreisrundem Querschnitt. Besonders kennzeichnend ist der geringe Septenabstand. Die Septen sind sehr schwach konkav. Die Lobenlinie verläuft horizontal. Der dünne Siphon ist zentral gelegen.

Bemerkungen. MÜNSTER hat die Art anfänglich als *Orthoceratites angustiseptatus* bezeichnet, wie dies auch aus dem Bestimmungszettel MÜNSTER'S, der dem Berliner Stück beiliegt, zu ersehen ist. GÜMBEL hat diese Artbezeichnung beibehalten und betont die Verschiedenheit von *O. gregarium* Sow. Da GÜMBEL den Orthocerenkalk von Elbersreuth in das Oberdevon verlegt, so ist seine Stellungnahme leicht erklärlich.

Vorkommen: Elbersreuth.

In England: Caradoc, Upp. Llandovery, Upp. Ludlow.

4. *Orthoceras conoideum* MSTR.1840 *Orthoceratites conoideus* MSTR., Beitr. III. S. 96. Taf. 18. Fig. 4 u. 5.1870 *Orthoceras conoideum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 228 Nr. 157.1879 *Orthoceras conoideum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.1888 *Orthoceras conoideum* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 94.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	11	7	28	1:7	1:3
2.	15	9	30	1:5	1:3
3.	36	20	92	1:6	1:3

Zahl der untersuchten Stücke: 13 (Mnch. p. S. 6; geo. L.B. 1; Bayr. S. 3; Berl. p. S. 3).

Die dünne, glatte Schale hat einen kreisrunden Querschnitt. Der dünne Siphon liegt zentral. Die Septen sind mäßig konkav. Die Lobenlinie verläuft horizontal. Die Art hat eine kegelförmige Schale und kommt auf der Schübelebene recht häufig vor.

Bemerkung. *O. conoideum* schließt sich in der Form an *O. regulare* MSTR. an, ist aber nicht so schlank; auch ist sein Septenabstand größer.

Vorkommen: Elbersreuth.

5. *Orthoceras acuarium* MSTR.1840 *Orthoceratites acuarium* MSTR., Beitr. III. S. 95. Taf. 17. Fig. 5a—d.1870 *Orthoceras acuarium?* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 17; 39; S. 227 Nr. 10.1874 *Orthoceras acuarium?* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. Texte. S. 469; 474. Taf. 407. Fig. 30.1879 *Orthoceras acuarium* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.1888 *Orthoceras acuarium* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 43.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	6	3	48	1:16	—
2.	2	1	22	1:22	—
3.	3	2	34	1:34	—
4.	6	4	74	1:37	—

Zahl der untersuchten Stücke: 15 (Mnch. p. S. 3; Bayr. S. 10; Berl. p. S. 2).

Die glatte, verhältnismäßig dicke Schale hat einen kreisrunden Querschnitt. Die Schalenform ist fast zylindrisch. Der sehr dünne Siphon liegt zentral. Aus den vorliegenden Exemplaren läßt sich der Septenabstand nicht bestimmen. Nach den MÜNSTER'schen Abbildungen ist A ungefähr 1.

Bemerkungen. BARRANDE stellt (mit ?) Fundstücke der obersilurischen Stufe E Böhmens zu *O. acuarium* MSTR. Das auf Taf. 407 (l. c.) abgebildete Stück hat mit einem aus der Berl. p. S. vorliegenden Stück die größte Ähnlichkeit. An der Identität der böhmischen Exemplare mit denen von Elbersreuth ist wohl nicht zu zweifeln. BARRANDE weist besonders darauf hin, daß „die Suture meist sehr schwer sichtbar ist“.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe E e₁ und e₂.

6. *Orthoceras venustum* MSTR.

1840 *Orthoceras venustum* MSTR., Beitr. III. S. 98. Taf. 18. Fig. 6a, b, c.

1870 *Orthoceras venustum* MSTR., BARR., Syst., sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 231 Nr. 778.

1879 *Orthoceras venustum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	6	5	13	1:13	—
2.	8	6	60	1:15	—

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S.).

Die Schale dieser recht selten vorkommenden Art ist dünn und glatt. Ihr Querschnitt ist kreisförmig. Die Gestalt ist langgestreckt konisch. Die Septen sind mäßig konkav. Der dünne Siphon liegt intermediär, nicht zentral. Der Septenabstand läßt sich aus den vorliegenden Stücken nicht bestimmen.

Bemerkungen. Die sehr langgestreckte Form lehnt sich an *O. acuarium* MSTR. an; aber die Schale ist dünner als bei diesem. An der Exzentrizität des Siphons ist die Art leicht zu erkennen.

Vorkommen: Elbersreuth.

7. *Orthoceras truncatum* BARR.

Taf. III. Fig. 19.

1870 *Orthoceras truncatum* BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 26; 231 Nr. 763.

1874 *Orthoceras truncatum* BARR., Syst. sil. Vol. II. Texte. S. 556—559. Taf. 341. 342. 343.

1884 *Orthoceras truncatum* BARR., STACHE, Zeitschr. d. d. g. G. 37. Band. S. 331.

1885 *Orthoceras truncatum* BARR., QUENSTEDT, Handb. d. Petrefaktenk. Band 1. S. 523.

1887 *Orthoceras truncatum* BARR., FRECH, Zeitschr. d. d. g. G. 39. Band. S. 706.

Aus der Mnch. p. S. liegen zwei Bruchstücke vor mit einem Durchmesser von je 34 mm bei 33 mm Länge.

Der Schalenquerschnitt ist schwach elliptisch. Der mäßig dicke Siphon liegt auf der größeren Achse der Ellipse, fast zentral. Die Schalenoberfläche ist bei dem einen Stück glatt, bei dem andern dagegen runzelig. Die Stücke sind identisch mit Originalstücken BARRANDE's von *O. truncatum* der Mnch. p. S. aus Branik in Böhmen, die der Stufe E e₁ und e₂ angehören.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe E. In den Karnischen Alpen: Obersilur.

B. Conische Formen mit Querrippen oder Querstreifen.

8. *Orthoceras dimidiatum* Sow.

Taf. IV. Fig. 2a, 2b.

- 1839 *Orthoceras dimidiatum* SOWERBY in MURCHISON'S Syst. sil. S. 620. Taf. 8. Fig. 18.
 1840 *Orthoceratites dimidiatus* SOW., MSTR., Beitr. III. S. 98. Taf. 18. Fig. 2 u. 5.
 1870 *Orthoceras dimidiatum* SOW., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 34; 37; 228 Nr. 222.
 1872 *Orthoceras dimidiatum* SOW., MURCHISON, Siluria. 5. Ed. S. 232; 535. Taf. 28. Fig. 5.
 1879 *Orthoceras semicingulatum* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.
 1888 *Orthoceras dimidiatum* SOW., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 52; 94.
 1888 *Orthoceras dimidiatum* SOW., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 124.
 1899 *Orthoceras dimidiatum* SOW., PEACH and HORNE, The Silur. Rocks of Scotland. S. 684.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	10	8	24	1:12	—
2.	9	8	20	1:20	1:5

Zahl der untersuchten Stücke: 20 (Mnch. p. S. 9; Bayr. S. 5; Berl. p. S. 6).

Die mäßig dicke Schale ist schwach wellenförmig quergestreift, aber nicht ringsum, sondern nur zur Hälfte bis zwei Drittel. Bei den jüngeren Individuen erstreckt sich die Streifung weiter. Die Streifen biegen an ihren Enden etwas nach aufwärts, so daß ihre Wellenform nicht horizontal verläuft, sondern schief. Die Streifen treten an den meisten Exemplaren nicht in gleichen Abständen auf und sind auch unter sich nicht gleichlang. Kürzere Streifen sind längeren eingeschaltet. Die Streifen sind in Dachziegelform (frz. limbrication) angeordnet und zwar nach abwärts. Bei abgesprungener Schale ist die Streifung auf dem Steinkern meist nicht sichtbar. Die Schalenform ist langgestreckt konisch; der Querschnitt ist kreisrund. Stücke, welche schwach elliptischen Querschnitt aufweisen, sind wohl durch Druck deformiert. Die Septen sind mäßig konkav. Der Siphon liegt zentral und ist mäßig dünn.

Bemerkungen. MÜNSTER hat die Art früher als *O. semicingulatus* bezeichnet, sie aber später als identisch mit *O. dimidiatum* Sow. erklärt. GÜMBEL und FOORD verwerfen diese Annahme, was sich leicht daraus erklärt, daß beide Gelehrte die Fauna von Elbersreuth zum Oberdevon stellen. Nach BARRANDE (l. c.) kommt *O. dimidiatum* Sow. auch im Obersilur Norwegens sowie im europäischen Rußland vor.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Lower Ludlow und Upper Ludlow. In Schottland: Wenlock-Ludlow. In Norwegen und europäischen Rußland: Obersilur.

9. *Orthoceras subannulare* MSTR.

Taf. IV. Fig. 3a—3d.

- 1840 *Orthoceratites subannularis* MSTR., Beitr. III. S. 99. Taf. 19. Fig. 3.
 1840 *Orthoceratites costulatus* MSTR., Beitr. III. S. 99. Taf. 19. Fig. 7.
 1840 *Orthoceratites duplicatus* MSTR., Beitr. III. S. 100. Taf. 19. Fig. 10a, b.
 1843 *Orthoceras subannularis* (= re) MSTR., PORTLOCK, Geol. Rep. S. 368. Taf. 25. Fig. 7. S. 763.
 1870 *Orthoceras subannulare* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 231 Nr. 700.
 1874 *Orthoceras subannulare* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. Texte. 3. Teil. S. 343. Taf. 210; 212; 253; 283; 323; 336; 399; 445; 451; 460.
 1879 *Orthoceras subannulare* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.
 1884 *Orthoceras subannulare* MSTR., STACHE, Zeitschr. d. d. g. G. 37. Band. S. 331.
 1887 *Orthoceras subannulare* MSTR., FRECH, Zeitschr. d. d. g. G. 39. Band. 4. H. S. 690.
 1888 *Orthoceras subannulare* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 59.
 1888 *Orthoceras subannulatum* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 125.
 1886 *Orthoceras subannulare* MSTR., KOKEN, Leitfossilien. S. 439.
 1897 *Orthoceras subannulare* MSTR., FRECH, Lethaea geogn. 1. Teil. Bd. 2. Lief. 1. S. 108; 113.
 1914 *Orthoceras subannulare* MSTR., VINASSA DE REGNY, Verh. d. k. k. geol. Reichs. S. 55.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	10	8	22	1:11	1:3
2.	5	4	14	1:14	—
3.	17	14	46	1:15	1:4

Zahl der untersuchten Stücke: 38 (Mnch. p. S. 19; geo. L.B. 3; Bayr. S. 11; Berl. p. S. 5).

Die mäßig dicke Schale ist durch die Ausbildung von mehr oder weniger stark hervortretenden Ringen besonders ausgezeichnet. Die Lage derselben ist nicht genau horizontal, sondern weicht davon um einige Grade ab. Die Abstände der Ringe variieren nach dem Alter, bezw. der Größe der Individuen. Bei größeren wurden sie gegen 3 mm, bei kleineren ungefähr zu 1 mm gemessen. Die Schalenoberfläche zeigt feine, fadenförmige Querstreifung; die erhabenen, mit den Ringen gleichlaufenden Linien sind enge aneinander gereiht. Ihre Anzahl von einer Ringwölbung bis zur nächsten ist nicht konstant. Es wurden von Ring zu Ring 8 bis gegen 20 gezählt.

Die Jugendformen, die bisweilen sanft gebogen sind, weisen auf der Schalenoberfläche in der Nähe der Anfangskammer äußerst feine, fadenförmige, etwas schräg verlaufende Streifung auf. Erst in etwa 2 cm Abstand von der Anfangskammer entwickeln sich die ringförmigen Erhöhungen. Diese zeigen anfänglich nur auf ihrer höchsten Erhebung 1—3 sich deutlich heraushebende erhöhte Linien; erst allmählich tritt die regelmäßige Querstreifung von Ring zu Ring auf.

Wie auch schon BARRANDE (l. c.) erwähnt, ist die Mannigfaltigkeit der Formen von *O. subannulare* MSTR. sehr groß. So kommen auch Exemplare vor, bei welchen die Ringbildung nur schwach angedeutet ist, ja sogar fehlt. Die Schalenoberfläche zeigt infolge der Streifung Dachziegelform und zwar nach aufwärts. Wo die Schale abgesprungen ist, sind auf dem Steinkern die einzelnen Ringe deutlich erkennbar, aber ohne Streifung. Die Septen sind mäßig konkav. Der ziemlich kräftige Siphon liegt etwas exzentrisch, was an einem Bruchstück aus der Mnch. p. S. deutlich zu ersehen ist (vgl. auch BARRANDE: Taf. 323). Die Suturlinie verläuft horizontal. Der Schalenquerschnitt ist kreisrund.

Bemerkungen. Unsere Art hat manche Ähnlichkeit mit *O. annulatum* Sow. aus dem Wenlockkalk Englands. Als besondere Unterschiede erweisen sich aber der elliptische Querschnitt des letzteren, sowie seine wellenförmig verlaufende Schalenstreifung. BARRANDE bildet auf zehn Tafeln die zahlreichen variablen Formen von *O. subannulare* ab. Unter diesen zeigen die auf Taf. 212, 445 und 460 abgebildeten Stücke die größte Übereinstimmung mit denen von Elbersreuth.

MÜNSTER führt (l. c.) noch zwei besondere Arten: *O. costulatus* und *O. duplicatus* an. Die in der Mnch. p. S. liegenden Originalstücke zeigen aber keine wesentliche Verschiedenheit von *O. subannulare*.

Die Rippen von *O. costulatus* sind, wie aus einem winzigen Schalenrest ersichtlich, ebenfalls gestreift, nicht glatt, wie MÜNSTER angibt. *O. duplicatus* hat dieselbe Schalenstreifung wie *O. subannulare*. Das von MÜNSTER angegebene besondere Kennzeichen — „die ringförmigen Erhebungen der Schale haben auf dem Rücken zwei scharfe Linien, die einen doppelten Kiel bilden“ — kann an den vorliegenden Stücken nicht festgestellt werden. Mit GÜMBEL stelle ich diese Form zu *O. subannulare*.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe E und F (f₁). In England: Caradoc und Wenlock. In den Karnischen Alpen: Obersilur. In Nordfrankreich: Obersilur.

10. *Orthoceras lineare* MSTR.

Taf. III. Fig. 20a, 20b.

- 1840 *Orthoceratites linearis* MSTR., Beitr. III. S. 99. Taf. 19. Fig. 1a, b.
 1840 *Orthoceratites cinctus* MSTR. (non SOWERBY), Beitr. III. S. 99. Taf. 19. Fig. 4a, b.
 1845 *Orthoceratites bacillus* EICHW., MURCHISON, VERNEUIL, KEYSERLING, Geol. d. l. Russie d'Europe. Vol. II. S. 354. Taf. 24. Fig. 8a, b. S. 393.
 1870 *Orthoceras lineare* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 32; 39; 229 Nr. 416.
 1872 *Orthoceras lineare* MSTR., MURCHISON, Siluria 5. Ed. S. 535.
 1879 *Orthoceras lineare* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.
 1888 *Orthoceras lineare*? MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 89; 92.
 1888 *Orthoceras lineare* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 124.
 1896 *Orthoceras lineare* MSTR., KOKEN, Leitfoss. 503.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	10	6	38	1:10	—
2.	9	4	60	1:12	—
3.	6	5	15	1:15	—
4.	5	3	40	1:20	1:4

Zahl der untersuchten Stücke: 11 (Mnch. p. S. 5; Bayr. S. 6).

Die schlanke, konische, dünne Schale zeigt äußerst feine, fadenförmige Querstreifung. Die zarten Linien treten in regelmäßigen, äußerst geringen Abständen auf. Der Schalenquerschnitt ist kreisrund. Die Suturlinie verläuft horizontal. Die Septen sind mäßig konkav. Der dünne Siphon liegt zentral.

Bemerkungen. MÜNSTER unterscheidet zwischen *O. linearis* und *O. cinctus*. An den vorliegenden Originalstücken MÜNSTER's kann kein wesentlicher Unterschied zwischen beiden Formen festgestellt werden. Freilich sind bei den schlankeren, kleineren und wohl auch jüngeren Exemplaren die Linien zarter und enger aneinander gereiht als bei den größeren Stücken. Dieser Unterschied hängt in natürlicher Weise mit dem Wachstum zusammen. MÜNSTER gibt überdies die Gleichheit der äußeren Form selbst zu.

Ferner identifiziert MÜNSTER seinen *O. cinctus* mit *Orthocera cincta* Sow., die im Carbon auftritt. Beide Arten sind aber nicht identisch. Abgesehen von der Verschiedenheit der Konvergenz (für *O. c.* MSTR. ist $K = 1:14$, für *O. c.* Sow. $K = 1:8$) findet nach FOORD (Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 106 f.) bei *O. cincta* Sow. eine Gruppierung der Querlinien statt.

MÜNSTER erwähnt noch eine Spielart?, die im Clymenienkalk von Schübelhammer vorkommt. Ein vorliegendes hierher gehöriges Stück zeigt deutlich die Verschiedenheit. Die Schalenform ist weniger konisch, fast zylindrisch; sie erinnert an die von *O. acuarium*. Dazu weist die bedeutend dickere Schale viel schärfer hervortretende, erhabene Linien als Querstreifung auf.

O. lineare MSTR. hat sehr große Ähnlichkeit mit den Formen von *O. subannulare*, welche schwache Ringbildung aufweisen. Höchst wahrscheinlich sind, wie dies auch MÜNSTER vermutet, beide Arten in eine zusammenzufassen.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Caradoc. Im europ. Rußland: Obersilur.

11. *Orthoceras irregulare* MSTR.

- 1840 *Orthoceratites irregularis* MSTR., Beitr. III. S. 100. Taf. 19. Fig. 11.
 1843 *Orthoceras irregulare*? MSTR., PORTLOCK, Geol. Rep. S. 375.
 1870 *Orthoceras irregulare* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39. 229 Nr. 387.
 1879 *Orthoceras irregulare* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.
 1888 *Orthoceras irregulare*? FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 93.
 1888 *Orthoceras irregulare* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 124.

Ex.	Abmessungen.				
	D	d	l	K	A
1.	10	7	51	1:17	—
2.	39	36	54	1:18	1:2

Zahl der untersuchten Stücke: 13 (Mnch. p. S. 7; Bayr. S. 6).

Die fast zylindrisch geformte, dicke Schale zeigt auf ihrer Oberfläche feine, fadenförmige Linien, die sich zu Bändern anordnen. Diese verlaufen nicht horizontal, sondern teils „schräg wie eine Schraube“, teils in sanfter Wellenform. Die Breite der Bänder wechselt stark, selbst in einem Umgang. Der Schalenquerschnitt ist kreisrund. Der starke Siphon liegt zentral. Die Septen sind mäßig konkav. Die Suturlinie verläuft horizontal.

Bemerkungen. Die Art hat in der Schalenverzierung mit ihren feinen Querlinien große Ähnlichkeit mit *O. subannulare*; auch haben beide Arten den schrägen Verlauf derselben gemeinsam, nur fehlt der letzteren die Bänderbildung.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Caradoc.

12. *Orthoceras subflexuosum* MSTR.

1840 *Orthoceratites subflexuosus* MSTR., Beitr. III. S. 100. Taf. 19. Fig. 9.

1843 *Orthoceras subflexuosum* MSTR., PORTLOCK, Geol. Rep. S. 372. Taf. 28. Fig. 3.

1870 *Orthoceras subflexuosum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 231 Nr. 705.

1879 *Orthoceras subflexuosum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

1888 *Orthoceras subflexuosum* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 92.

Ex.	Abmessungen.				
	D	d	l	K	A
1.	5	4	14	1:14	—
2.	8	7	20	1:20	1:5

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S.).

Die selten vorkommende, auf Grund spärlicher Bruchstücke aufgestellte Art weist eine mäßig dicke Schale auf, welche an ihrer Oberfläche wellenförmig verlaufende Streifung zeigt. Die flachen Streifen sind annähernd gleich breit; sie sind in Dachziegelform angeordnet und zwar nach abwärts. Der Schalenquerschnitt ist elliptisch. Die Septen sind schwach konkav. Die Suturlinie verläuft horizontal. Der dünne Siphon liegt exzentrisch auf der großen Achse der Ellipse und ist dem Rande stark genähert.

Vorkommen: Elbersreuth.

13. *Orthoceras carinatum* MSTR.

1839 *Orthoceratites carinatus* MSTR., Beitr. I. S. 36.

1840 *Orthoceratites carinatus* MSTR., Beitr. III. S. 19. Taf. 19. Fig. 8a, b, c.

1870 *Orthoceras carinatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 228 Nr. 114.

1874 *Orthoceras teres* BARR., Syst. sil. Vol. II. Texte. 3. Teil. S. 416. Taf. 298. Fig. 1—5.

Taf. 299. Fig. 17—24.

1879 *Bactrites carinatus* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

1888 *Orthoceras carinatum?* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 12; 31.

Ex.	Abmessungen.				
	D	d	l	K	A
1.	10	9	19	1:19	—
2.	13	11	27	1:14	1:4

Zahl der untersuchten Stücke: 11 (Mnch. p. S. 4; Berl. p. S. 3; Bayr. S. 4).

Die kräftige Schale zeigt an ihrer Oberfläche gegen den Rücken hin schief aufwärts wellenförmig verlaufende Streifen. Durch sie wird eine nach aufwärts gerichtete Dachziegelform hervorgerufen. Die Schalenform ist nahezu zylindrisch.

Der Schalenquerschnitt ist elliptisch. Die Septen sind verhältnismäßig stark konkav. Die schwach gewellte Suturlinie verläuft horizontal. Der dünne Siphon liegt zentral, was an je einem Exemplar der Berl. p. S. und der Bayr. S. deutlich zu ersehen ist. Ist die Schale abgesprungen, so wird auf dem Steinkern eine auf dem Rücken kielförmig verlaufende, schmale, gewölbte Leiste sichtbar.

Bemerkungen. BARRANDE beschreibt unter *O. teres* (l. c.) eine zu den *Orthoceres longicones* gehörige Art, welche ebenfalls einen Kiel auf dem Schalenrücken aufweist. Auf Grund der Beschreibung und Abbildung ist die Identität dieser Art mit der unserigen wohl nicht zu bezweifeln. Auch FOORD nimmt dies an.

Dagegen kann ich mich der Ansicht GÜMBEL's, in *O. carinatum* einen *Bactrites* zu sehen (wie dies auch vor ihm SANDBERGER in seinem Werk „Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau“ S. 129 getan hat) nicht anschließen. Vor allem spricht dagegen die zentrale Lage des Siphos.

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe Ee₂ u. Ff₁. In England: Middle Bala.

14. *Orthoceras subtrochleatum* MSTR.

1840 *Orthoceratites subtrochleatus* MSTR., Beitr. III. S. 101. Taf. 19. Fig. 6.

1870 *Orthoceras subtrochleatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 30; 39; 231 Nr. 714.

1879 *Orthoceras subtrochleatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

1888 *Orthoceras subtrochleatum* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 95.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	3	2,5	30	1 : 30	—

Zahl der untersuchten Stücke: 9 (Mnch. p. S. 6; Bayr. S. 3).

Aus den vorliegenden kleinen Bruchstücken ergibt sich, daß die mäßig dicke Schale wellige, nach dem Rücken zu aufsteigende Streifung besitzt. Durch sie wird eine nach aufwärts gerichtete Dachziegelform hervorgerufen. Der Schalenquerschnitt ist elliptisch. Die Septen sind mäßig konkav. Der dünne Siphon liegt exzentrisch. Die Suturlinie verläuft horizontal.

Bemerkungen. Diese Art hat in der Streifenanordnung völlige Übereinstimmung mit *O. carinatum*, unterscheidet sich aber von ihr durch den Mangel des Rückenkiels und durch die exzentrische Lage des Siphos.

Vorkommen: Elbersreuth. In Sardinien: Obersilur.

15. *Orthoceras torquatum* MSTR.

Taf. IV. Fig. 4a, 4b.

1840 *Orthoceratites torquatus* MSTR., Beitr. III. S. 101.

1870 *Orthoceras torquatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 32; 39; 231 Nr. 754.

1872 *Orthoceras torquatum* MSTR., MURCHISON, Siluria 5. Ed. S. 536.

1879 *Orthoceras torquatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

1888 *Orthoceras torquatum* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 125.

Es liegen drei Stücke aus der Berl. p. S. vor. Sie haben einen etwas über 1 mm großen Durchmesser und sind fast zylindrisch. Die Schale weist schräg verlaufende, dicke, nahe aneinanderliegende Ringe auf. Der Schalenquerschnitt ist kreisrund. Weitere Merkmale könnten an den recht mangelhaften Stücken nicht festgestellt werden.

Bemerkungen. Die Exemplare haben Ähnlichkeit mit den Jugendformen von *O. subannulare*; doch sind bei unserer Art die Ringe stärker und breiter. Dazu sind dieselben steiler gestellt als bei *O. subannulare*.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Upper Ludlow.

16. *Orthoceras undulatifforme* n. sp.

Taf. IV. Fig. 5.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	6	5	6	1:6	1:1,5
2.	19	12	62	1:9	1:1,5

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S.).

Die schlanke, konische, dünne Schale zeigt feine, fadenförmige, horizontale Querstreifung; die erhabenen Linien sind nahe aneinander gereiht. Der Schalenquerschnitt ist kreisrund. Die Sutura verläuft sanft wellenförmig. Die Septen sind mäßig konkav. Der kräftige Siphon liegt exzentrisch.

Bemerkungen. Nach einem den Exemplaren beiliegenden Originalzettel MÜNSTER'S hat dieser die Stücke als zu *O. undulatum* Sow. gehörig bestimmt. Von dieser im Karbon vorkommenden Art unterscheidet sich die unserige sowohl durch den größeren Septenabstand als auch den mehr horizontalen Verlauf der Suturlinie und die weniger exzentrische Lage des Siphons.

Auch eine Vereinigung mit *O. subundulatum* PORT., der vor allem im Obersilur Englands vorkommt, kommt nicht in Betracht, da bei diesem die Querstreifung nicht durch erhabene Linien, sondern durch Einkerbungen in der Schalenoberfläche hervorgerufen wird.

Vorkommen: Elbersreuth.

C. Conische Formen mit Längsstreifen.

17. *Orthoceras striato-punctatum* MSTR.

Taf. IV. Fig. 6a, 6b.

1840 *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., Beitr. III. S. 101. Taf. 20. Fig. 1—3.1870 *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 25; 39; 231 Nr. 694.1874 *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. Texte. III. Teil. S. 171; 227. Taf. 268; 420; 447.1879 *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.1885 *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., QUENSTEDT, Handb. d. Petr. B. I. S. 525.1888 *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., FOORD, Ceph. in the Brit. Mus. Teil 1. S. 74.1888 *Orthoceras striatopunctatum* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 125.1896 *Orthoceras striatopunctatum* MSTR., KOKEN, Leitfoss. S. 436.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	13	5	25	1:3	—
2.	29	19	42	1:4	1:3
3.	23	15	50	1:6	1:3

Zahl der untersuchten Stücke: 30 (Mnch. p. S. 14; geo. L.B. 2; Berl. p. S. 2; Bayr. S. 12).

Die Schale setzt sich aus zwei Schichten, einer Ober- und Unterschicht zusammen. Auf der ersteren wechseln ziemlich breite, flache, glatte Streifen mit schmalen Furchen ab; letztere weisen in perlenschnurartiger Anordnung erhöhte Punkte auf. In der Unterschicht wechseln gleich breite, flache, glatte Streifen mit schmalen, erhöhten Kanten ab. Jeder Furche der Oberschicht entspricht eine darunterliegende Kante der Unterschicht; die breiten Streifen beider Schichten decken sich ebenfalls. Die Furchen und Kanten konvergieren gegen die Schalenspitze zu. Bei den meisten Fundstücken ist die Oberschicht recht schlecht oder gar nicht erhalten. Die Schalenform ist konisch. Die Septen sind kräftig konkav. Die Sutura verläuft horizontal. Der dicke Siphon ist zentral gelegen.

Bemerkungen. Bei Elbersreuth tritt die Art sehr zahlreich auf und ist an den scharfen Längskanten leicht zu erkennen. In der Mnch. p. S. befindet sich auch ein Exemplar aus Tarvis in Oberkrain.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Upper Ludlow. In Böhmen: Ee₁ u. e₂. In den Karnischen Alpen: Obersilur.

18. *Orthoceras tenuistriatum* MSTR.

- 1840 *Orthoceratites tenuistriatus* MSTR., Beitr. III. S. 102. Taf. 20. Fig. 4a, b.
 1870 *Orthoceras tenuistriatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 32; 39; 231 Nr. 736.
 1872 *Orthoceras tenuistriatum* MSTR., MURCHISON, Siluria. 5. Ed. S. 536.
 1879 *Orthoceras tenuistriatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.
 1888 *Orthoceras tenuistriatum* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 125.

Abmessungen.

Ex.	D	d	l	K	A
1.	17	14	18	1:6	1:1,5
2.	11	7	32	1:8	—

Zahl der untersuchten Stücke: 3 (Mnch. p. S.).

Die schlanke, konische, kräftige Schale zeigt feine Längsstreifung. Die Abstände zwischen den einzelnen Streifen sind nicht immer gleich groß. Die Zwischenfelder zwischen den Streifen sind sehr schmal. Der Schalenquerschnitt ist kreisrund. Die Sutura verläuft horizontal. Die Septen sind mäßig konkav; ihr Abstand ist verhältnismäßig groß. Der mittelkräftige Siphon liegt etwas exzentrisch.

Bemerkungen. Die recht selten auftretende Art hat manche Ähnlichkeit mit der vorigen; besonders leicht können mit ihr kleinere Exemplare von *O. striatopunctatum*, bei denen die Oberschicht abgesprungen ist, verwechselt werden. Doch ist unsere Art schlanker und die Längskanten liegen näher beisammen.

MÜNSTER berichtet (l. c.): „Ist bisher nur im schwarzen Clymenienkalk von Schübelhammer gefunden worden.“ GÜMBEL nimmt dies auch an. Aber sowohl der Originalzettel MÜNSTER's, der den Fundstücken in der Mnch. p. S. beiliegt und als Fundort „Elbersreuth“ angibt, als auch die petrographische Beschaffenheit des Gesteins stellen außer Zweifel, daß Elbersreuth der Fundort ist.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Caradoc, Low. Llandovery, Up. Llandovery.

19. *Orthoceras decussatum* MSTR.

- 1839 *Orthoceratites decussatus* MSTR., Beitr. I. S. 36. Taf. 13. Fig. 2a, b, c.
 1840 *Orthoceratites decussatus* MSTR., Beitr. III. S. 102.
 1843 *Orthoceratites decussatus* MSTR., Beitr. I. 2. Aufl. S. 59. Taf. 13. Fig. 2a, b, c.
 1870 *Orthoceras decussatum* MSTR., BARR., Syst. sil. Vol. II. 4. Série. S. 39; 228 Nr. 207.
 1879 *Orthoceras decussatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

Abmessung.

D	d	l	K	A
10	6	13	1:3	1:2

Das Originalstück zu MÜNSTER's Abbildung befindet sich in der Mnch. p. S.

Die dünne, konische Schale dieser äußerst selten vorkommenden Art weist an ihrer Oberfläche zarte, eng aneinander gereihte Längsstreifen auf, welche von feinen, in weiten Abständen auftretenden Querstreifen geschnitten werden. Die Sutura verläuft horizontal. Über ihr zeigt die Schale eine Einschnürung, die für diese Art besonders kennzeichnend ist. Die Septen sind mäßig konkav.

Vorkommen: Elbersreuth.

Stamm Molluscoidea.

Klasse Brachiopoda.

Allgemeines: Die Brachiopoden treten in Individuen- und Artenzahl im Orthocerenkalk von Elbersreuth recht spärlich auf. Der Erhaltungszustand ist dazu bei den meisten Fundstücken äußerst mangelhaft. Die Dimensionen: Länge (L), Breite (B) und Höhe (H) bei den Abmessungen der einzelnen Stücke sind in Millimeter angegeben.

I. Ordnung Inarticulata HUXLEY.

Familie Lingulidae KING.

Genus *Lingula* BRUG.1. *Lingula* (?) sp.

1840 *Terebratula lingularis* MSTR., Beitr. III. S. 74. Taf. 14. Fig. 1.

1879 *Rensselaeria? lingularis* MSTR. sp., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 504.

Das einzige und noch dazu sehr schlecht erhaltene Originalexemplar MÜNSTER'S, das der Mnch. p. S. angehört, läßt nur den Steinkern einer Schale erkennen. Ob die Schale selbst hornig oder kalkig war, kann nicht mit vollständiger Sicherheit festgestellt werden; doch ist das erstere wahrscheinlich. An einigen Randpartien des Steinkerns sind dunklere Stellen vorhanden, welche wohl von der früheren Schale herrühren. Das Betupfen mit verdünnter Salzsäure zeigt, daß diese Stellen keinen kohlen-sauren Kalk enthalten.

Die Schalenlänge beträgt 30 mm, die Breite 19 mm und die Höhe 4 mm. Gegen den Schnabel hin verläuft die Schale spitz, verbreitert sich dann ziemlich rasch gegen die annähernd gleichlaufenden Seitenränder und erreicht die größte Breite bei $\frac{3}{4}$ Schalenlänge. Die Seitenkanten schließen an die Stirnkante nicht winklig, sondern in sanftem Bogen an. Die Schale wölbt sich von den Rändern gegen ihre Mitte rasch auf und zwar stärker in der Nähe des Schnabels als an der Stirn. Die größte Aufwölbung findet im ersten Viertel der Schalenlänge statt. Der Schalenform nach gehört die Art wahrscheinlich zu *Lingula*; aber der mangelhafte Erhaltungszustand des Stückes läßt eine sichere Zuteilung zu dieser Gattung nicht zu.

Bemerkungen. Die Schale hat in ihrer Form am meisten Ähnlichkeit mit *Lingula ovata* M'COY, wie sie in DAVIDSON'S Monograph of British fossils Brachiopoda, Part VII. Taf. II. Fig. 20 abgebildet ist. Diese kommt in der Caradoc-Stufe vor.

Der Annahme GÜMBEL'S, daß vielleicht eine *Rensselaeria* vorliegt, kann ich nicht beistimmen. Vor allem fehlt die für diese Gattung charakteristische Längsstreifung; auch die Schalenform ist nicht übereinstimmend. GÜMBEL'S Einreihung des Orthocerenkalks in das Oberdevon hat ihn wohl zu seiner Vermutung bestimmt, da *Rensselaeria* in der Devonformation auftritt. Eher könnte etwa in Frage kommen eine Gleichsetzung mit *Tryblidium unguis* LINDSTR. (Silurian Gastropoda and Pteropoda of Gotland S. 56 Taf. I. Fig. 33—37). Sowohl Aufwölbung wie äußere Form wären recht gut übereinstimmend. Freilich weist unser Steinkern eine hufeisenförmige Anordnung von Muskeleindrücken nicht auf. — Vorkommen: Elbersreuth.

Familie Discinidae GRAY.

Genus *Discina* LAMARCK.2. *Discina subrugata* MSTR. sp.

Taf. IV. Fig. 7a, 7b.

1840 *Orbicula subrugata* MSTR., Beitr. III. S. 81, Taf. 14. Fig. 20.

1866 *Orbicula subrugata* MSTR., DAVIDSON, Brit. fossil Brach. S. 65.

1879 *Orbicula subrugata* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 505.

Das einzige, der Mnch. p. S. angehörige, gut erhaltene Originalstück MÜNSTER's weist eine annähernd kreisrunde Schale von 5 mm Durchmesser auf. Die hornige Schale ist nur schwach gewölbt (H: etwa 1 mm) und hat einen deutlich hervortretenden, zwischen Schalenmitte und Rand gelegenen spitzen Wirbel. In der nächsten Nähe desselben verlaufen um ihn sehr feine, konzentrische, ringförmige Falten, welche gegen den Schalenrand hin in ebenfalls konzentrisch angeordnete, schuppenartige Zuwachsstreifen übergehen.

Bemerkungen. Die Art hat, wie dies auch MÜNSTER annimmt, Ähnlichkeit mit *Orbicula rugata* Sow., einem Leitfossil des Obersilurs Englands. Doch hat diese deutlich ausgeprägte, bis zum Schalenrand verlaufende konzentrische Falten. Der Wirbel liegt dabei exzentrisch, während bei *Orbicula subrugata* MSTR. die Falten annähernd konzentrisch um den Wirbel angeordnet sind. Damit nähert sie sich mehr der *Discina perrugata* M'COY der Caradoc- und Up. Llandovery-Stufe (vgl. DAVIDSON a. a. O. S. 65), welche aber ebenfalls stärker ausgeprägte Falten hat, die um den Wirbel noch deutlicher konzentrisch angeordnet sind, als dies bei unserer Art der Fall ist.

Vorkommen: Elbersreuth. Verwandte Form in England: Caradoc und Up. Llandovery.

II. Ordnung Articulata HUXLEY.

1. Superfamilie Pentameracea SCHUCHERT.

Familie Pentameridae M'COY.

Genus Pentamerus Sow.

3. *Pentamerus linguifer* Sow. sp.

Taf. IV. Fig. 8a, 8b, 8c.

- 1839 *Atrypa linguifera* Sow. bei MURCHISON, Silurian system II. Teil. S. 629. Taf. 13. Fig. 8.
 1847 *Terebratula subcurvata* MSTR., Beitr. III. S. 75. Taf. 14. Fig. 4a, b, 5a, b, 6a, b.
 1840 *Terebratula subcurvata* MSTR., BARR., Naturw. Abhandl. HÄLDINGER I. S. 473. Taf. 22. Fig. 2.
 1866 *Pentamerus linguifer* Sow., DAVIDSON, Brit. foss. Brach. S. 149. Taf. 17. Fig. 11—14.
 1872 *Pentamerus linguifer* Sow., MURCHISON, Siluria 5. Aufl. S. 527.
 1879 *Pentamerus linguifer* Sow., BARR., Syst. sil. Vol. V. ordre des Brach. S. 96. Taf. 24. III. Taf. 119 I. Fig. 9a, 10.
 1888 *Pentamerus linguifer* Sow., ETHERIDGE, Foss. of Brit. Isl. S. 89.
 1888 *Pentamerus linguifer* Sow., LINDSTRÖM, List of the foss. of Sweden II. Teil. S. 14.
 1894 *Pentamerus linguifer* Sow., FRECH, Karnische Alpen. S. 242.
 1896 *Pentamerus linguifer* Sow., KOKEN, Leitfossilien. S. 469.

Abmessungen.

Ex.	L	B	H
1.	10	12	8
2.	10	11	5

Zahl der untersuchten Stücke: 11 (Mnch. p. S. 8; Berl. p. S. 3).

Die vorliegenden Stücke sind mit Ausnahme von zwei vollständig erhaltenen Exemplaren recht mangelhafter Art. Aus den zwei ganz erhaltenen Stücken ergeben sich folgende Merkmale:

Beide Schalen sind glatt, die Breite ist größer als die Länge. Die größere Ventralschale ist kräftig gewölbt. Vom Wirbel aus schmal beginnend verläuft in der Schalenmitte ein Sinus; dieser nimmt gegen den Stirnrand an Breite zu und läuft dort zungenförmig aus. An diesem Ende sind die Anwachsstreifen der Schale meist deutlich erkennbar. Die Ausbildung des Sinus scheint je nach der Altersstufe bei den einzelnen Individuen von recht mannigfaltiger Art zu sein. So sieht man

bei dem einen Stück den Sinus deutlich als solchen ausgeprägt, bei einem anderen erhebt sich in ihm ein schwacher Kiel, so daß seitlich von diesem zwei schmale, seichte Rinnen sichtbar werden; bei einem dritten Stück ist der Sinus so seicht, daß er nur wenig in Erscheinung tritt.

Das zungenförmige Ende des Mittelstückes der Ventralschale ist bei einem der vorliegenden Stücke (aus der Berl. p. S.) deutlich konkav, völlig übereinstimmend mit der Abbildung in MURCHISON'S Syst. sil. Taf. 13. Fig. 8; bei anderen Stücken ist es sanft konvex. Die Spitze der Ventralschale ist gegen den Schloßrand in starker Wölbung geneigt; unter ihr liegt die Stielöffnung, die bei dem einen der vollständig erhaltenen Exemplare mit ihren gradlinigen Seitenkanten deutlich sichtbar ist.

Der Schloßkantenwinkel ist sehr stumpf.

Die kleinere Dorsalschale ist weniger stark gewölbt als die Ventralschale. In ihrer Mitte erhebt sich eine Wulst, die von der Spitze gegen den Stirnrand sich verbreitert. Die Aufwölbung ist in der Nähe der Spitze am stärksten. Zu beiden Seiten der Wulst weist die Schale je einen Sinus auf. Am Stirnrand ist entsprechend der zungenförmigen Wölbung der Ventralschale der Rand der Dorsalschale etwas aufgebogen.

Bemerkungen. Die Art weist in ihrer Ausbildung große Formenvarietäten auf. Doch ist eine Gliederung derselben in mehrere Einzelarten wohl nicht angängig. Auch MÜNSTER hat dies unterlassen. GÜMBEL und DAVIDSON erklären die Art identisch mit *Merista plebeja* Sow., die im Devon vorkommt. Aber die fast kugelig aufgeblasene Form der Ventralschale, der stark gekrümmte Schnabel und die Gestalt des Stielloches stellen *Terebratulula subcurvata* MSTR. in die Familie der Pentameriden.

Die Gleichheit mit *Pentamerus (Atrypa) linguifer* hat MÜNSTER selbst zugegeben. Das gleiche hat auch FRECH festgestellt. GORTANI führt (Palaeont. italica Vol. XXI. S. 144) vom Seekopfsockel der Karnischen Alpen *P. linguifer* Sow. sp. var. *carnicus* an, welcher dort im „Eodevon“ vorkommt.

Vorkommen: Elbersreuth. In England: Llandovery und Wenlock Stufe. In Böhmen: Stufe E (e₂), F und G (g₁). In Gotland: Obersilurstufe b—f. Verwandte Form in den Karnischen Alpen: tiefes Unterdevon.

2. Superfamilie Spiriferacea WAAGEN.

1. Familie Atrypidae GILL.

GENUS *Atrypa* DALM.

4. *Atrypa (?) reflecta* MSTR. sp. em.

Taf. IV. Fig. 9a, 9b, 9c.

1840 *Terebratulula reflecta* MSTR., Beitr. III. S. 77. Taf. 14. Fig. 8—11.

1879 *Terebratulula subcanalis* GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 504.

Abmessungen.

Ex.	L	B	H
1.	5	4	—
2.	6	9	—
3.	10	9	6

Zahl der untersuchten Stücke: 10 (Mnch. p. S. 3; Berl. p. S. 4; Bayr. S. 3).

Die vorliegenden Stücke sind bis auf 2 Exemplare recht mangelhaft. Für die sehr variablen Formen lassen sich folgende gemeinsame Merkmale feststellen:

Die in einen spitzen nach vorne gebogenen, mit rundem Stielloch versehenen Schnabel auslaufende Ventralschale weist eine mediane sattelförmige Wulst auf, die gegen den Stirnrand an Breite zunimmt. Zu beiden Seiten der Wulst befinden

sich starke Vertiefungen. Dem Wulst der Ventralschale entspricht auf der im ganzen stärker gewölbten kleineren Dorsalschale ein von der Spitze zum Stirnrand sich verbreitender Sinus, der etwa in der Mitte der Schale scharf nach rückwärts (fast in einem rechten Winkel) umbiegt und am Rande zungenförmig ausläuft.

An beiden Schalen treten besonders deutlich die quer verlaufenden Zuwachstreifen hervor, die verhältnismäßig weit voneinander abstehen und den Schalen ein schuppenförmiges Äußere verleihen.

Bemerkungen. MÜNSTER hat die Exemplare mit *Terebratula canalis* Sow. in MURCHISON'S Silurian system II. Teil S. 611, Taf. 5. Fig. 18 identifiziert. Die dort abgebildete Dorsalschale hat wohl manche Ähnlichkeit mit einem Teil der vorliegenden Stücke, so die sich verbreiternde Mittelfurche und die deutlich hervortretende Querstreifung; aber die von DAVIDSON (Mon. of the Brit. fossils Brach. Part 7. Taf. XII. Fig. 1—9) zu *Terebratula canalis* angegebenen ergänzenden Abbildungen zeigen die deutlichsten Unterschiede beider Arten. Vor allem fehlt der *Terebratula canalis* Sow. die sattelförmige Wulst der Ventralschale und die starke Umbiegung der Dorsalschale von ihrer Mitte ab nach rückwärts, welche die früher von MÜNSTER gewählte Bezeichnung „reflecta“ gerechtfertigt erscheinen läßt. GÜMBEL hat (l. c.) ebenfalls die Identität beider Arten bestritten und den MÜNSTER'schen Stücken die Bezeichnung *Terebratula subcanalis* verliehen. Auch BARRANDE führt (HAIDINGER, Naturw. Abhandl. I. Wien 1847, S. 410 und 411) aus der obersilurischen Stufe E der Umgebung von Prag und Beraun *T. canalis* Sow. an. Er glaubt diese Art mit der von MÜNSTER erwähnten identisch halten zu können. Für die Ventralschale (bei ihm Dorsalschale) stellt er aber als Charakteristikum einen, wenn auch „weniger deutlichen Sinus“ fest. Dies ist bei den vorliegenden Stücken in keiner Weise der Fall, wie dies BARRANDE selbst an der Hand der von MÜNSTER gegebenen Figuren und an dem sie begleitenden Text feststellt. Da die Art des Armgerüstes sich nicht feststellen ließ, konnte eine Zuteilung zu dem Genus *Atrypa* nur mit Vorbehalt erfolgen.

Vorkommen: Elbersreuth.

5. *Atrypa* (?) *sinuata* n. sp.

Taf. IV. Fig. 10a, 10b, 10c.

Abmessungen.

Ex.	L	B	H
1.	8	11	6
2.	9	13	8

Zahl der untersuchten Stücke: 9 (Berl. p. S. 6; Bayr. S. 3).

Unter den vorliegenden Stücken befinden sich zwei nahezu vollständig erhaltene Exemplare, von denen eines der Berl. p. S., das andere der Bayr. S. angehört. Da bei dem geringen Fundmaterial ein Anschleifen zur Feststellung der Art des Armgerüstes nicht vorgenommen werden konnte, so findet eine Einreihung in das Genus *Atrypa* nur mit Vorbehalt statt.

Die größere Ventralschale ist kräftig gewölbt. Die in der Mitte am stärksten auftretende Wölbung bildet einen medianen, gegen die Stirnkante sich verbreiternden Kiel. Gegen die Seitenkanten fällt die Wölbung ziemlich steil ab. In der Nähe der Stirnkante befinden sich zu beiden Seiten des Kiels seichte Vertiefungen. Bei einigen Stücken sind dieselben stärker ausgeprägt; ich möchte diese Formen als Varietät ansehen. Der spitze Schnabel ist gegen die einen stumpfen Winkel bildenden Schloßkanten kräftig gebogen.

Die Dorsalschale ist weniger stark gewölbt als die Ventralschale. Die stärkste Wölbung besitzt sie in der Nähe der Schloßkanten. Gegen die Seitenkanten flacht die Wölbung sanft ab. In der Schalenmitte verläuft ein gegen die Vorderkante sich stark verbreiternder Sinus, der zungenförmig ausläuft und sich rechtwinklig gegen die Ventralschale hin umbiegt.

Bemerkungen. MÜNSTER hat (nach beiliegenden Originalzetteln) die Stücke mit *Terebratula subcurvata* (= *Pentamerus linguifer* Sow.) identifiziert. Aber bei den beschriebenen Exemplaren hat die Dorsalschale einen medianen zungenförmigen Sinus, während die von *T. subc.* eine mediane Wulst aufweist. — Vorkommen: Elbersreuth.

6. *Atrypa oboolina* BARR.

Taf. IV, Fig. 11a, 11b.

1847 *Terebratula oboolina* BARR., HAIDINGER'S NATURW. Abhandl. I. S. 404. Taf. 20. Fig. 16.

1879 *Atrypa oboolina* BARR., Syst. sil. Vol. V. S. 90. Taf. 84. III. bes. 6.

Abmessung.

	L	B	H
7	8	4	

Unter den Stücken der Berl. p. S., welche MÜNSTER als *Terebratula canalis* var. *reflecta* bestimmt hat, befindet sich ein vollständig erhaltenes Exemplar, das die von BARRANDE (l. c.) angegebenen Merkmale von *Atrypa oboolina* BARR. aufweist:

„Die sehr kleine Art ist querverlängert eirund und zeigt zwei nicht symmetrische Schalen, deren Ganzes eine etwas dicke Scheibe bildet. Die Ventralschale bildet mit ihrem Schnabel einen kleinen Vorsprung über die Dorsalschale. Hinter dem Schnabel erhebt sich die Ventralschale fort und fort bis gegen die Mitte, dann sinkt sie regelmäßig gegen die Stirn. Man unterscheidet einen ziemlich starken mittleren Kiel, der, bevor er den Stirnrand erreicht, sich abplattet und verschwindet und die beiden gegen die Ränder gleichmäßig geneigten Seiten trennt. Die Dorsalschale erreicht ihre größte Höhe neben dem Schlosse und sinkt regelmäßig, jedoch langsam gegen alle Seiten des eirunden Umfangs. Wenn man die Fläche der scharfen und schneidenden Ränder horizontal stellt, so kann man sie als eine der Flächen einer Linse betrachten. Die Stirn ist gerade. Die Schale zeigt keinerlei Verzierung.“

Vorkommen: Elbersreuth. In Böhmen: Stufe e₂.

2. Familie **Athyridae** PHILLIPS.

Genus **Athyris** M'COY.

7. *Athyris* cf. *obovata* Sow. sp.

Taf. IV, Fig. 12a, 12b.

1839 *Atrypa obovata* Sow. bei MURCHISON, Sil. syst. II. Teil. S. 618. Taf. 8. Fig. 8. 9.

1840 *Terebratula obovata* Sow., MSTR., Beitr. III. S. 78. Taf. 14. Fig. 14.

1847 *Terebratula obovata* Sow., BARR., HAIDINGER'S NATURW. Abhandl. I. S. 380. Taf. 15. Fig. 8.

1866 *Athyris obovata* Sow., DAVIDSON, Brit. foss. Brach. VII. Teil. S. 121.

1872 *Athyris obovata* Sow., MURCHISON, Siluria S. 524.

1879 *Atrypa obovata* Sow., BARR., Syst. sil. Vol. V. Taf. 84, I und Taf. 135, VII, VIII, IX.

1879 *Terebratula obovata* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 505.

1888 *Athyris obovata* Sow., ETHERIDGE, Foss. of Brit. Isl. S. 74.

Abmessungen.

Ex.	L	B	H
1.	5	7	—
2.	9	8	5
3.	8	11	—

Anzahl der untersuchten Stücke: 4 (Mnch. p. S. 1; Berl. p. S. 1; Bayr. S. 2).

Ein kleines vorliegendes Stück aus der Berl. p. S. stellt den Steinkern einer Schale dar; an ihm kann man einige Gefäßabdrücke erkennen, auch sitzt noch ein Stückchen glatter Schale auf. Zur Artenbestimmung ist das Exemplar nicht geeignet. Auf zwei größeren, der Mnch. p. S. bzw. der Bayr. S. angehörenden Stücken ist die Ventralschale gut erhalten; auch läßt sich der Schloßrand, sowie der Schnabel der Dorsalschale deutlich erkennen. Das Übrige ist im Gestein verborgen. Was SOWERBY von *A. obovata* schreibt „der Quere nach eirund, konvex, glatt, die Schnäbel einander berührend,“ gilt für diese Exemplare. MÜNSTER schreibt noch weiter von seinen Stücken, zu denen vielleicht das eine vollständig erhaltene der Bayr. S. gehört: „Die Schloßkanten und Randkanten gleichgroß, durch einen zirkelförmigen Bogen vereinigt. Die Dorsalschale etwas höher gewölbt, gegen den Schnabel fast gekielt. Die Stirn bald ganz gerundet, bald etwas eingebogen, jedoch beide Schalen ohne Sinus oder Erhöhung.“

Bemerkungen. MÜNSTER identifiziert seine Exemplare (die nicht mehr alle aufzufinden waren), mit *A. obovata* Sow. In der Tat haben beide Arten viel Übereinstimmendes. Doch ist das vorliegende, besser erhaltene Stück, wie es auf Taf. 14 Fig. 14 abgebildet ist, verhältnismäßig breiter als die Stücke, welche die Abbildungen bei MURCHISON und DAVIDSON wiedergeben. Dazu fehlt bei *A. obovata* Sow. der bei den MÜNSTER'schen Stücken deutlich erkennbare, wenn auch nur in schwacher Wölbung auftretende Kiel.

Das schon erwähnte, vollständig erhaltene Exemplar, eine Jugendform, ist mit dem von BARRANDE (a. a. O.) auf Taf. 84 II 2c abgebildeten Stück anscheinend identisch. Zur sicheren Feststellung der Gleichheit beider Arten fehlt die zugehörige Abbildung der Ventralschale.

Die im vorigen festgestellten Formenverschiedenheiten lassen die Identität der MÜNSTER'schen Stücke mit *A. obovata* Sow. zum mindesten zweifelhaft erscheinen.

Vorkommen: Elbersreuth. In England (?): Wenlock und Lower Ludlow. In Böhmen (?): Stufen E, F (f₂), G, H (h₁).

8. *Athyris* (?) *cingulata* MSTR. sp.

Taf. IV. Fig. 13a, 13b.

1840 *Terebratula cingulata* MSTR., Beitr. III. S. 77. Taf. 14. Fig. 12 und 13a, b.

1879 (?) *Athyris concentrica* v. BUCH, GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 505.

Abmessungen.

Ex.	L	B	H
1.	5	5	3
2.	8	10	5

Zahl der untersuchten Stücke: 6 (Mnch. p. S. 4; Berl. p. S. 2).

Unter den vorliegenden Stücken befinden sich zwei vollständig erhaltene Exemplare, ein jüngeres Individuum (Berl. p. S.) und ein älteres (Mnch. p. S.).

Die Art ist besonders gekennzeichnet durch die konzentrische Querstreifung, welche sowohl auf der Ventral- wie Dorsalschale in 3 bis 6 scharf ausgeprägten Zuwachsstreifen zum Ausdruck kommt.

Die größere Ventralschale ist flach gewölbt; von der in der Nähe des Schnabels am kräftigsten auftretenden Wölbung fällt sie gegen die Seitenkanten und die Stirnkante gleichmäßig sanft ab. Bei den älteren Exemplaren prägt sich mehr ein medianer Kiel mit zwei seitlichen schwachen Vertiefungen aus.

Die Dorsalschale ist etwas stärker gewölbt, am stärksten in der Nähe der Schloßkanten, welche einen stumpfen Winkel einschließen und an Länge die Seiten-

kanten übertreffen. Bei den älteren Individuen tritt gegen den Rand hin ein ziemlich breiter Sinus auf, und ist dort die Schale gegen die Ventralschale hin zurückgebogen. Da die Art des Armgerüstes sich nicht feststellen ließ, konnte eine Zuteilung zu dem Genus *Athyris* nur mit Vorbehalt erfolgen.

Bemerkungen. GÜMBEL identifiziert die Art mit *Athyris concentrica* von B., die im Devon vorkommt.

Abgesehen von der engeren und zahlreicheren Streifung unterscheidet sich letztere von der ersteren dadurch, daß bei ihr die Dorsalschale gegen den Stirnrand zu eine Aufwölbung hat, nicht einen Sinus. (Vgl. QUENSTEDT, Atlas der Brachiopoden 1871. Taf. 51. Fig. 38ff.). — Vorkommen: Elbersreuth.

3. Superfamilie **Strophomenacea** SCHUCHERT.

Familie **Strophomenidae.**

Genus **Strophomena** BLAINVILLE.

9. *Strophomena concentrica* MSTR. sp.

Taf. IV. Fig. 14.

1840 *Orthis concentrica* MSTR., Beitr. III. S. 79/80. Taf. 14. Fig. 19a, b.

1879 *Orthis (?) concentrica* GÜMBEL. Fichtelgeb. S. 505.

Abmessungen.

Ex.	L	B	H
1.	7	12	—
2.	9	18	—

Auf zwei mit geringen Schalenresten versehene, dürftig erhaltene Steinkerne von Ventralschalen gründet MÜNSTER diese Art.

Die äußere Schalenform bildet ein Quereoval von einer Breite, die annähernd das Doppelte der Länge ausmacht. Der Schloßkantenwinkel ist ein gestreckter. Die seitlichen Randkanten stoßen an die Schloßkanten fast rechtwinkelig an und konvergieren schwach gegen den Stirnrand. Die Schalenwölbung ist gering; nur in der Nähe des Schnabels ist die Aufwölbung etwas stärker. Radialstreifung läßt sich an der Schalenoberfläche nicht feststellen, dagegen zeigen sich sowohl auf dem Steinkern als auch auf den geringen Schalenresten konzentrische Querstreifen. An den Seitenkanten findet eine schwache Aufbiegung des Schalenrandes nach vorangegangener seichter Depression statt.

Bemerkungen. Die Art hat in ihrem Umriß große Ähnlichkeit mit *Leptaena (Strophomena) sericea* Sow., insbesondere mit dem von DAVIDSON in Mon. of the Brit. foss. Brach. auf Taf. 48. Fig. 13 abgebildeten Exemplar. Freilich fehlt den vorliegenden Stücken die radiale Schalenstreifung, die allerdings nach BARRANDE (Sil. Brach. in Böhmen; HALDINGER'S Naturw. Abhandl. II. 1848 S. 224) ganz oberflächlich ist, so daß die geringste Abreibung sie verschwinden macht.

Der schlechte Erhaltungszustand kann die Frage der Artgleichheit nicht zur Lösung bringen.

Auch hat die Art manche Ähnlichkeit mit *Leptaena transversalis* DALM. = *Strophomena lepis* BRONN. (vgl. BARRANDE S. 225 des eben zitierten Werkes), wie dies besonders GÜMBEL hervorhebt. Doch kann die Gleichheit beider Arten wohl nicht in Frage kommen, da nach BRONN (Lethaea geognostica II. Bd. S. 365 Taf. 2. Fig. 7a, b, c) die Ventralschale von *St. lepis* „stark gewölbt“ ist; auch ragt (nach Fig. 7a) der Wirbel der Ventralschale stark über den geradlinigen Schloßrand hervor. Beides trifft auf unsere Art nicht zu. — Vorkommen: Elbersreuth.

Anhang.

Orbicula laevigata MSTR.

1840 *Orbicula laevigata* MSTR., Beitr. III. S. 80. Taf. 14. Fig. 21.

1843 *Orbicula laevigata*? MSTR., PORTLOCK, Geol. Rept. S. 445. Taf. 32. Fig. 11/12.

1866 *Orbicula laevigata*? MSTR., DAVIDSON, Brit. foss. Brach. VII. Teil. S. 66.

1879 *Orbicula laevigata* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 505.

1888 *Discina laevigata* MSTR., ETHERIDGE, Foss. of the Brit. Isl. S. 77.

Als *Orbicula laevigata* beschreibt MÜNSTER ein in der Mnch. p. S. im Original vorliegendes Stück. Die genauere Untersuchung ergibt:

1. Die Schale ist nicht hornig, wie dies bei den *Disciniden* der Fall ist.
2. Der Wirbel hebt sich in keiner Weise in der den *Disciniden* charakteristischen Art heraus und ist fast am Schloßrand gelegen.
3. Die Lagenanordnung der Zuwachsstreifen in Bezug auf den Wirbel weicht völlig von der bei *Discina* üblichen ab.

Die Zuweisung zu der Familie der *Disciniden* läßt sich nicht aufrecht erhalten, wie dies auch GÜMBEL festgestellt hat.

Das Stück stellt die kalkige Schale eines nicht bestimmbar Brachiopoden dar.

Stamm Vermes.

Serpula prisca MSTR.

In der Mnch. p. S. befinden sich einige Bruchstücke von röhrenförmigen Tieren, welche wohl als Teile von Würmern aufzufassen sind. MÜNSTER hat sie als *Serpula prisca* bestimmt. Der drehrunde, annähernd 2 mm starke Körper weist sehr zarte, querverlaufende, ringförmige Erhöhungen auf. Weitere Merkmale lassen sich nicht feststellen. — Vorkommen: Elbersreuth.

Stamm Echinodermata.

A. **Pelmatozoa** LEUCKART.Klasse **Crinoidea**.Genus **Scyphocrinus** ZENKER.1. *Scyphocrinus* sp.

Es liegen die Originalstücke MÜNSTER'S aus der Mnch. p. S. vor.

Im Beitrag III. S. 112 beschreibt MÜNSTER unter dem Genus *Scyphocrinites* ZENK. eine in den oberen Schichten des Orthocerenkalks von Elbersreuth vorkommende Crinoide, die er mit *S. elegans* ZENKER identifiziert. Auf Taf. IX (Fig. 8a bis g) gibt er Einzelabbildungen von Teilen dieser Seelilie. Von dem Kelche dieses „Criniten“ behauptet MÜNSTER, daß er fünf Basalia besitze, „wie aus dem Fig. 8a abgebildeten Kelche näher zu sehen ist“. Wenn diese Figur eine Wiedergabe des in der Mnch. p. S. befindlichen vorliegenden, schlecht erhaltenen Stückes eines getäfelten Kelches sein soll, so muß gesagt werden, daß hier MÜNSTER seiner Phantasie sehr freien Lauf gelassen hat.

An dem Stück ist nichts zu sehen von einem runden Stielglied, noch viel weniger von einer regelmäßigen Anordnung von fünf Basaltäfelchen.

Scyphocrinus besitzt zweifellos (vgl. WAAGEN'S und JAHN'S Feststellungen in BARRANDE, Syst sil. Vol. VII, S. 60ff.) nicht fünf, sondern vier Basalia.

Aus weiteren vorliegenden Teilstücken, nämlich Kelchtäfelchen, Stielgliedern und einem Wurzelstück darf aber doch wohl geschlossen werden, daß wir es mit einer Scyphocrinusart zu tun haben.

So hat die Verzierung der Kelchtäfelchen recht viel Ähnlichkeit mit der von *S. excavatus* SCHL. (BARRANDE l. c. Taf. 50. 3 und 5, Taf. 51. 3 und 10), ebenso der einen fünfstrahligen Kanal aufweisende Querschnitt der Stielglieder mit dem von *S. elegans* ? ZENKER auf Taf. 66. (Fig. 19). — Vorkommen: Elbersreuth.

2. *Asteriocrinus* (?) *Murchisoni* MSTR.

Im Beitrag I. (1839) S. 33 beschreibt MÜNSTER die Basis des fünfteiligen Kelches einer *Crinoide*. Die Mnch. p. S. besitzt die zwei Originalstücke MÜNSTER's, welche auf Taf. 17 unter Fig. 7a, b abgebildet sind. Der dürftige Erhaltungszustand der Stücke läßt die Einreihung in eine bestimmte Gattung nicht zu.

Vorkommen: Elbersreuth.

B. Echinoidea.

Unterklasse **Palechinoidea.**

Genus **Eocidaris** DESOR.

1. *Eocidaris* (?) *punctata* MSTR. sp.

1840 *Orthoceratites punctatus* MSTR., Beitr. III. S. 104. Taf. 9. Fig. 5.

1879 *Orthoceras punctatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

Abmessungen (in mm).

Ex.	Länge	Dicke
1.	8	2
2.	45	3

Die zwei in der Mnch. p. S. befindlichen Originalstücke wurden von MÜNSTER unter Vorbehalt zu *Orthoceras* gestellt. Wegen ihrer nahezu zylindrischen Form brachte er sie in Beziehung zu *O. acuaris*.

Die Stücke, welche auf ihrer Oberfläche punktförmige Erhöhungen aufweisen, sind jedenfalls Stacheln eines nicht näher bestimmbareren Seeigels.

Vorkommen: Elbersreuth.

2. *Eocidaris* (?) *granulata* MSTR. sp.

1840 *Orthoceratites granulatus* MSTR., Beitr. III. S. 104. Taf. 9.

1879 *Orthoceras granulatum* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 498.

Das Originalstück MÜNSTER's befindet sich in der Mnch. p. S. Auch hier handelt es sich wahrscheinlich um das an seiner Oberfläche gekörnelte Teilstück eines Seeigelstachels. — Vorkommen: Elbersreuth.

Stamm Coelenterata.

Unterstamm **Cnidaria.**

Klasse **Anthozoa.**

Genus **Petraia** MSTR. em. KUNTH.

1. *Petraia decussata* MSTR.

Taf. IV. Fig. 15 a, 15 b, 15 c.

1839 *Petraia decussata* MSTR., Beitr. I. S. 43. Taf. 8. Fig. 1 a, b, c.

1839 *Petraia Kochii* MSTR., Beitr. I. S. 44. Taf. 3. Fig. 5 a, b.

1870 *Petraia radiata* KUNTH (e. p.), Z. d. d. geol. Ges. Bd. 22. S. 40.

1879 *Petraia radiata* MSTR., GÜMBEL, Fichtelgeb. S. 506.

1885 *Petraia decussata* MSTR., FRECH, Z. d. d. geol. Ges. Bd. 37. S. 94. Taf. 8. Fig. 4.

1897 *Petraia radiata* MSTR., RÖMER, Lethaea paleoz. I. Teil. S. 411.

Abmessungen (in mm).

Ex.	Länge	Durchmesser am oberen Rande
1.	15	9
2.	27	24

Zahl der untersuchten Stücke: 15 (Mnch. p. S. 12; Bayr. S. 3).

Die gestreckt kegelförmige Einzelkoralle ist schwach hornförmig gebogen. Ihre Oberfläche weist feine, eng aneinandergereihte Anwachsstreifen auf; zuweilen finden sich auch in unregelmäßiger Anordnung schwach erhöhte Wülste vor. Die Septen bestehen aus schmalen, kurzen Leisten, welche durch verhältnismäßig breite und flache Rinnen voneinander getrennt sind. An ausgewachsenen Exemplaren wurden über 50 Septen gezählt; die Septen verlaufen nicht ganz bis zur Basis herab, sondern nur etwa bis auf zwei Drittel der Gesamthöhe.

Bemerkungen. Zu der Frage, ob diese Art sowohl bei Elbersreuth als auch bei Schübelhammer vorkommt, wie ein Bestimmungszettel der Mnch. p. S. und auch MÜNSTER (l. c.) angibt, möchte ich mich dahin äußern, daß die petrographische Gesteinsbeschaffenheit der vorliegenden Stücke höchstwahrscheinlich allein auf den Elbersreuther Fundort hinweist. Als *Petraia Kochii* bezeichnet MÜNSTER eine Koralle, welche gegenüber *Petraia decussata* keine besonderen Unterschiedsmerkmale aufweist. Beide Arten sind nach Vorgang von KUNTH, GÜMBEL und FRECH zu vereinen.

Vorkommen: Elbersreuth.

2. *Petraia radiata* MSTR.

1839 *Petraia radiata* MSTR., Beitr. I. S. 42. Taf. 3. Fig. 4 a, b.

1885 *Petraia radiata* MSTR., FRECH, Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 37. S. 95. Taf. 8. Fig. 5.

Abmessungen.

Ex.	Länge	Durchmesser am oberen Rande
1.	13	10
2.	25	16

Zahl der untersuchten Stücke: 5 (Mnch. p. S.).

Die Art hat mit der vorigen die meisten Merkmale gemein, unterscheidet sich aber von ihr dadurch, daß an ihrer Außenseite deutliche Längsrippen auftreten. Nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins ist Elbersreuth der Fundort des Stückes. — Vorkommen: Elbersreuth.

3. *Petraia semistriata* MSTR.

Taf. IV. Fig. 16 a, 16 b.

1839 *Petraia semistriata* MSTR., Beitr. I. S. 43. Taf. 3. Fig. 2.

1870 *Petraia semistriata* KUNTH (e. p.), Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 22. S. 40.

1885 *Petraia semistriata* MSTR., FRECH, Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 37. S. 96.

1897 *Petraia semistriata* MSTR., FRECH, Lethaea geo. S. 108.

Zahl der untersuchten Stücke: 9 (Mnch. p. S. 4; Bayr. S. 5).

Das Originalstück MÜNSTER's befindet sich in der Mnch. p. S.; es hat bei 2 cm Länge einen Randdurchmesser von 5 mm. Auch diese Art hat mit *Petraia decussata* MSTR. manches Gemeinsame: z. B. die zarten Anwachsstreifen und die leistenförmigen Septen. Sie unterscheidet sich von ihr insbesondere durch die schlanke Form, sowie durch die verhältnismäßig dicke Außenschicht. Nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins ist Elbersreuth der Fundort.

Vorkommen: Elbersreuth.

(Fortsetzung Seite 266.)

Fossilienliste.

	England							Böhmen			Sonstiges Vorkommen	
	Caradoc	Low.Llandovery	Upp.Llandovery	Woolhope	Wenlock	Low.Ludlow	Amestry	Upp.Ludlow	e ₁	e ₂		f ₁
Arthropoda.												
Ordnung: Trilobitae.												
1. <i>Harpes Wilkensis</i> MSTR.	
2. <i>H. gracilis</i> MSTR. sp.	
3. <i>H. laevis</i> MSTR. sp.	
4. <i>Harpes</i> sp.	
5. <i>Bumastus</i> (?) <i>planus</i> MSTR.	
6. <i>Bronteus Nilsoni</i> MSTR. sp.	
7. <i>Br. Otarion</i> MSTR. sp.	
8. <i>Br. radiatus</i> MSTR.	
9. <i>Br. subradiatus</i> MSTR.	
10. <i>Br. Neptuni</i> MSTR.	
11. <i>Br. grandis</i> MSTR. sp.	
12. <i>Cheirurus propinquus</i> MSTR. sp.	×	×	.	+ Karnische Alpen
13. <i>Ch. articulatus</i> MSTR. sp.	
14. <i>Encrinurus subvariolaris</i> MSTR. sp.	×	.	.	.	×	.	
15. <i>Acidaspis gibbosa</i> MSTR. sp.	+	.	
Mollusca.												
1. Lamellibranchiata.												
16. <i>Praeostrea bohemica</i> BARR.	+	.	
17. <i>Myalina subsulcata</i> MSTR. sp.	
18. <i>Modiolopsis bilobata</i> MSTR. sp.	
19. <i>M. acuta</i> MSTR. sp.	
20. <i>M. (?) semistriata</i> MSTR. sp.	
21. <i>Nucula Protei</i> MSTR.	+	
22. <i>Praearca concentrica</i> MSTR. sp.	
23. <i>Cardiola interrupta</i> Sow.	+	+	+	+	+	+	+	+	.	+	.	+ Kellerwald; Dienten bei Salzburg; Karnische Alpen; Karawanken; Normandie; Pyrenäen; Spanien; Orthocerenkalk von Camprodon; Portugal; Umgebung v. Bussaco; Sardinien; Schweden
24. <i>Cardiola Spurius</i> MSTR.	+	.	+ NO.-Frankreich
25. <i>C. persignata</i> BARR.	+	.	+ Karnische Alpen
26. <i>C. consanguis</i> BARR.	+	.	
27. <i>C. aff. gibbosa</i> BARR.	×	×	.	
28. <i>C. elegans</i> MSTR.	
29. <i>C. tegulata</i> MSTR.	
30. <i>C. minima</i> MSTR.	
31. <i>Cardiola</i> (?) sp.	
32. <i>Dualina plicata</i> MSTR. sp.	×	.	×
33. <i>D. tripartita</i> MSTR. sp.	×	.	
34. <i>D. bicarinata</i> MSTR. sp.	
35. <i>D. costulata</i> MSTR. sp.	×	.	
36. <i>D. (?) subarquata</i> MSTR. sp.	
37. <i>D. (?) nuda</i> MSTR. sp.	
38. <i>D. (?) Menippe</i> MSTR. sp.	
39. <i>D. proximaesimilis</i> n. sp.	×	.	
40. <i>Praecardium latecostatum</i> n. sp.	
41. <i>Paracardium latum</i> MSTR. sp.	
42. <i>P. interpunctatum</i> MSTR. sp.	×	.	
43. <i>P. intermedium</i> MSTR. sp.	×	.	

Genus *Amplexus* Sow.4. *Amplexus* (?) *tenuicostatus* MSTR. sp.

Taf. IV. Fig. 17 a, 17 b.

1839 *Petraia tenuicostata* MSTR., Beitr. I. S. 44. Taf. 3. Fig. 3.1885 ? *Amplexus tenuicostatus* MSTR. sp., FRECH, Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 37. S. 89. Taf. 9 Fig. 2.

Die Originalstücke MÜNSTER'S befinden sich in der Mch. p. S. Die zwei Stücke weisen eine zylindrisch geformte Koralle auf mit je einer von ihr abzweigenden Knospe. An der Oberfläche sind feine, scharfe Längsrippen sichtbar, welche eng aneinander gereiht sind. Nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins ist Elbersreuth der Fundort.

Mit FRECH stelle ich unter Vorbehalt die Art in die Gattung *Amplexus* Sow. Vorkommen: Elbersreuth.

Bemerkungen zur Fossilienliste.

In der Liste sind mit + die identischen, mit × die verwandten Arten bezeichnet; letztere sind in der Faunenbeschreibung mit Namen aufgeführt, worauf hier besonders hingewiesen wird.

Die Liste enthält außer den von MÜNSTER in seinen „Beiträgen zur Petrefaktenkunde“ beschriebenen Arten noch 17 neue, nämlich *Harpes* sp., *Praeostrea bohémica* BARR., *Cardiola persignata* BARR., *Cardiola consanguis* BARR., *Cardiola* aff. *gibbosa* BARR., *Cardiola minima* MSTR., *Cardiola* ? sp., *Dualina proximaesimilis* n. sp., *Patrocardium evolvens* BARR. sp., *Mila frankenwaldensis* n. sp., *Mila delicata* BARR., *Euomphalus franconicus* n. sp., *Holopella intermedia* MSTR. sp., *Orthoceras truncatum* BARR., *Orthoceras undulatifforme* n. sp., *Atrypa* (?) *sinuata* n. sp., *Atrypa obolina* BARR.

Auf die Bedeutung dieser bisher noch nicht ausgeschiedenen Formen für die Fauna von Elbersreuth wird im folgenden noch besonders hingewiesen werden.

Palaeontologische Ergebnisse.

Wie die Fossilienliste zeigt, erhält die Fauna von Elbersreuth ihr Hauptgepräge durch die Vergesellschaftung von außerordentlich artenreichen Mollusken mit an Arten ärmeren Arthropoden und artenarmen Brachiopoden. Die sonst noch vertretenen Stämme der Coelenteraten, Echinodermen und Vermes treten in den Hintergrund.

Was die Individuenzahl der bei Elbersreuth verschiedenen vorkommenden Formen betrifft, so ist, wie sich aus der Beschreibung der Fauna ergibt, dieselbe am größten bei der durch das Genus *Orthoceras* vertretenen Klasse der Cephalopoden. Sie treten geradezu gesteinsbildend auf, so daß mit Recht der Elbersreuther Kalk als „Orthocerenkalk“ bezeichnet werden kann. In zweiter Linie folgen die Vertreter der Lamellibranchiaten und in weiterem Abstände die Trilobiten und Gastropoden, während die Individuen, die den übrigen noch vorkommenden Stämmen angehören, nur vereinzelt auftreten.

Die Beschaffenheit der Fauna, insbesondere das zahlreiche Vorkommen von Orthoceren sowie meist dünnschaliger Lamellibranchiaten, dazu der reine, dichte Kalk, in welchem die Fossilien sich vorfinden, lassen auf ein marines Absatzgebiet in gewisser Küstenferne schließen.

Stratigraphische und geographische Folgerungen.

Die ungünstige, anscheinend linsenförmige Lagerung des O.K. von Elbersreuth ermöglicht auf rein stratigraphischem Wege keinen sichern Schluß, in welche geologische Stufe er einzureihen ist. Daß dieser Umstand zu weit auseinandergehenden Ansichten geführt hat, wurde schon in der Einleitung bemerkt. Nur der Vergleich seiner Fauna mit den Faunen anderer Gebiete unter gleichzeitiger Berücksichtigung der faziellen Entwicklung kann zu einer endgültigen Feststellung führen.

Zum Vergleich kommt in erster Linie das zunächst gelegene Gebiet des Frankenwaldes nebst dem Fichtelgebirge, sowie Thüringen und Sachsen in Betracht, sodann Böhmen, England, Gotland und die übrigen Gebiete, welche in der Fauna ihrer Obersilur-Ablagerungen mehr oder weniger große Übereinstimmung mit der von Elbersreuth aufweisen; denn schon ein oberflächlicher Blick in die aufgestellte Fossilienliste läßt keinen Zweifel darüber, daß die Fauna von Elbersreuth in das Obersilur zu stellen ist.

Unser Orthocerenkalk, der in einem auf der Schübelebene am Schübelberg etwa 1 1/2 km nordwestlich von Elbersreuth im Frankenwald gelegenen, seit Jahren schon aufgelassenen Steinbruch sich vorfindet, kommt bis jetzt nur noch in einem vor wenigen Jahren eröffneten, südlich von Köstenberg gelegenen Steinbruche vor. Beide Fundstätten sind rund 1 km voneinander entfernt. Die Lagerung des O.Kalkes in dem zuletzt erwähnten Steinbruch ist anscheinend keine normale und gibt, wie bei Elbersreuth, über eine stratigraphische Stellung keinen klaren Aufschluß (vgl. auch: SCHINDEWOLF, Senckenbergiana Bd. VI. Heft 5/6 S. 192 ff.). Die dort bisher gefundenen Versteinerungen, so *Cheirurus propinquus* MSTR. und *Bronteus radiatus* MSTR., sind mit denen von Elbersreuth übereinstimmend.

Obersilur kommt in der nächsten Umgebung von Elbersreuth, wie dies insbesondere die Neuaufnahme des Gebiets durch Herrn Regierungsgeologen Dr. WURM ergeben hat, an zahlreichen Stellen vor. Die Ausbildung ist aber von der am Schübelberg auftretenden völlig verschieden. Das Obersilur tritt in drei Stufen auf:

1. als unterer Graptolithenschiefer,
2. als Ockerkalk,
3. als oberer Graptolithenschiefer.

Die unterste dieser Stufen besteht aus Alaun- und Kieselschiefer und enthält eine Fauna, wie sie in der Stufe e_1 Böhmens vorkommt, so: *Monograptus priodon* BARR., *M. turriculatus* BARR., *Rastrites peregrinus* BARR., *R. Linnaei* BARR., *Retiolites Geinitzianus* BARR. Der ihr auflagernde, eisenreiche, meist in knollig, linsenförmiger Ausbildung auftretende Ockerkalk ist recht versteinungsarm. Neben Crinoidenstielen finden sich als sicher bestimmbare Fossilien *Cardiola interrupta* Sow. und *Orthoceras bohemicum* BARR. vor. Damit erweist sich diese mittlere Stufe des Obersilurs als ein Äquivalent der böhmischen Stufe e_2 . Der obere Graptolithenschiefer entspricht nach der in ihm auftretenden Fauna (*Monograptus Nilssoni* BARR., *Monograptus bohemicus* BARR. u. a.) der böhmischen Stufe f_1 .

Auch in den weiter entfernt gelegenen Gebieten des Frankenwaldes, desgleichen im Fichtelgebirge, sowie in Thüringen und Sachsen tritt das Obersilur in der eben angegebenen Ausbildung auf.

Die im Ockerkalk sowie im O.Kalk von Elbersreuth gemeinsam vorkommende *Cardiola interrupta* Sow. weist auf ein gleiches Alter beider Ablagerungen

hin. Diese Annahme wird noch bestärkt durch das Auftreten von *Orthoceras bohemicum* BARR., der in Böhmen in der obersilurischen Stufe e_2 vorkommt, die (wie im folgenden gezeigt wird) mannigfache Übereinstimmung mit dem Elbersreuther Kalk hat.

Allerdings ist es recht auffallend, daß an beiden Fundstellen des O. Kalkes — Elbersreuth wie Köstenberg — ein Kontakt mit Graptolithenschiefer weder im Liegenden noch im Hangenden nachweisbar ist; ebenso merkwürdig ist die vom Ockerkalk abweichende petrographische Beschaffenheit seines Gesteines. Es mag die Annahme wohl nicht unberechtigt sein, daß für dessen Bildung eigenartige Bedingungen vorhanden waren, die vielleicht durch ein besonders klares und stilles Meerwasser hervorgerufen wurden, in welchem eine mannigfaltigere Fauna zur Entfaltung kommen konnte als in der allgemein verbreiteten fossilarmen Fazies des Ockerkalkes. Trotz der nicht zu leugnenden Verschiedenheiten läßt sich die Folgerung nicht von der Hand weisen:

Der Orthocerenkalk von Elbersreuth ist ein Äquivalent des thüringisch-fränkischen Ockerkalkes und gehört dem mittleren Obersilur an.

Was die Beziehungen des O. Kalkes von Elbersreuth zu dem Obersilur Böhmens betrifft, so hat schon BARRANDE in seinem umfassenden Werke „Système silurien du centre de la Bohême“ wiederholt darauf hingewiesen, daß die Elbersreuther Fauna dem Obersilur angehört und „trotz der sehr bezeichnenden Eigenart einer Lokalfauna“ mit derjenigen seiner Stufe e_2 Böhmens mannigfache Übereinstimmung hat. Er hat schon für beide Faunen *Cardiola interrupta* Sow., *Cardiola Spurius* MSTR., *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., *Orthoceras subannulare* MSTR., *Orthoceras acuarium* MSTR., *Pentamerus linguifer* Sow. als gemeinsame Arten festgestellt und bei der Beschreibung der Arten der böhmischen Fauna wiederholt die Verwandtschaft mit solchen von Elbersreuth betont. So weist er z. B. auf die nahe Verwandtschaft der böhmischen *Cromus*-Arten mit *Encrinurus subvariolaris* MSTR. hin, ebenso vor allem mancher Formen aus der Klasse der Lamellibranchiaten mit analogen von Elbersreuth. Insbesondere hebt er hervor, daß die Gattungen *Tetinka* und *Spanila* nur in Böhmen und bei Elbersreuth vorkommen.

Diesen innigen Zusammenhang zwischen der Fauna von Elbersreuth und der aus der Umgebung Prags hatte auch MÜNSTER erkannt und in seinen „Beiträgen“ wiederholt darauf hingewiesen. Auch unsere Untersuchungen geben eine völlige Bestätigung der BARRANDE'schen Ansicht über die Stellung des Elbersreuther Kalkes. Aus der Fossilienliste ist ersichtlich, daß 16 identische und 23 verwandte Arten aus dem O. Kalk in dem (dünn-schichtigen, grauen) Kalk der BARRANDE'schen Obersilurstufe e_2 Böhmens vorkommen. Von den oben erwähnten 17 neu ausgeschiedenen Formen gehören 7 identische, nämlich *Praeostrea bohémica* BARR., *Cardiola persignata* BARR., *Cardiola consanguis* BARR., *Mila delicata* BARR., *Patrocardium evolvens* BARR. sp., *Orthoceras truncatum* BARR. und *Atrypa obolina* BARR., sowie 3 verwandte, nämlich *Cardiola* aff. *gibbosa* BARR., *Dualina proximaesimilis* n. sp., *Mila frankenwaldensis* n. sp., dazu. Es läßt sich wohl vermuten, daß eine weitere Aufsammlung von Fossilien bei Elbersreuth noch deutlicher das Gemeinsame beider Faunen zum Ausdruck bringen wird, als dies sich schon aus den neuen Fossilienfunden seit MÜNSTER's Zeiten bis jetzt ergeben hat.

Die klare Stellung des O. Kalks von Elbersreuth zur Stufe e_2 Böhmens im besonderen ergibt sich auf das deutlichste daraus, daß sämtliche 39 für einen Vergleich überhaupt in Betracht kommende Arten dieser Stufe angehören;

nur 9 von ihnen beginnen bereits in Stufe e_1 und 3 gehen in die folgende Stufe f_1 d. h. die höchste Abteilung des Obersilurs über.

Aus alledem ergibt sich, daß

der Elbersreuther Orthocerenkalk ein Äquivalent der Stufe e_2 BARRANDE's in Böhmen ist und dem mittleren Obersilur angehört.

Die Fossilienliste sowie die Fossilienbeschreibung zeigen, daß England nächst Böhmen mit der Elbersreuther Fauna die meisten gemeinsamen bzw. verwandten Formen besitzt. Bemerkenswert und auffallend ist, daß das Gemeinsame der Faunen beider Gebiete sich meist in anderen Tierklassen bekundet, als dies zwischen Böhmen und Elbersreuth der Fall ist. Hier ließ sich vor allem eine Übereinstimmung in der Klasse der Lamellibranchiaten feststellen; in zweiter Linie kamen die Gastropoden und die Trilobiten. Die verwandtschaftliche Beziehung der obersilurischen Faunen von England und Elbersreuth dagegen zeigt sich vor allem im Genus *Orthoceras* der Klasse der Cephalopoden. In den übrigen Klassen tritt dieselbe sehr zurück. Besonders fällt dies auf bei dem Vergleich der Formen aus der Lamellibranchiatenfauna. Ihre Erklärung findet diese Erscheinung zum Teil in der Tatsache, daß im englischen Obersilur die Lamellibranchiaten gegenüber den übrigen Tiergruppen, insbesondere gegenüber den reich vertretenen Brachiopoden und Cephalopoden stark zurücktreten, während andererseits Böhmen und auch Elbersreuth wiederum ärmer sind an Brachiopoden, dagegen eine starke Entfaltung der Lamellibranchiaten aufweisen.

Nach unserer Fossilienliste fallen aus der Elbersreuther Fauna 15 identische und 5 verwandte Formen auf England. Von diesen 20 Arten gehören 11 dem Genus *Orthoceras* an. Während in Böhmen die mit Elbersreuth gemeinsamen bzw. verwandten Formen sämtlich einer Stufe, nämlich e_2 , angehören, verteilen sich in England die erwähnten 20 Arten über das Unter- und Obersilur. Da nun von den 11 im Untersilur vorkommenden Arten¹⁾ 6 auch in das Obersilur hinaufreichen, so kommen in diesem im ganzen 15 vor, d. h. es entfallen 75% auf das Obersilur.

Von diesen 15 Arten treten 3 allein im Valentian, 3 allein im Salopian und 3 allein im Upper Ludlow (unterste Abteilung des Dowtonians) auf, während weitere 4 Arten des Valentians in das Salopian übergreifen, 2 weitere Arten des Upper Ludlows schon im Salopian vorkommen und 1 Art des Upper Ludlows bereits im Valentian auftritt. Diese Zusammenstellung ergibt, daß die Fauna des Salopians Englands die meisten Anklänge an die des Elbersreuther O. Kalkes hat.

Auch in der faziellen Ausbildung findet sich in dieser Stufe noch die meiste Ähnlichkeit mit der von Elbersreuth vor, so in dem Wenlockkalk, in welchem überdies als gemeinsame bzw. verwandte Arten zu solchen von Elbersreuth *Cardiola interrupta* Sow., *Platyceras cornutum* His. sp., *Orthoceras subannulare* MSTR., *Pentamerus linguifer* Sow. sp., *Athyris obovata* Sow. und *Encrinurus varioluris* Sow. vorkommen.

Der Orthocerenkalk von Elbersreuth hat auch mit dem Obersilur Gotlands manches Gemeinsame. Hier wie dort ist das Obersilur in kalkiger Fazies entwickelt

¹⁾ Ob die Angaben in ETHERIDGE'S Fossilienverzeichnis (Lit.-Verz. 5), welches unserer Vergleichung zugrunde liegt, vollständig zuverlässig sind, darüber könnten Zweifel entstehen, da nach ihm z. B. *Cardiola interrupta* Sow. bereits im untersilurischen Caradoc vorkommt.

und es findet sich in beiden Gebieten eine Anzahl übereinstimmender bzw. verwandter Arten vor. Nach der Fossilienliste sowie der Faunenbeschreibung gibt sich die Faunengemeinschaft besonders deutlich in der Klasse der Gastropoden kund. Eine identische Art unter den Gastropoden ist *Platyceras cornutum* HIS. sp., während *Euomphalus franconicus* n. sp. und *Lytospira ungulata* MSTR. sp. mit *Euomphalus gotlandicus* LIND., *Cyclonema antiquum* MSTR. sp. mit *Cyclonema delicatulum* LIND., *Cyclonema texatum* MSTR. sp. mit *Cyclonema cancellatum* LIND. und *Cirropsis striatus* MÜNSTRER sp. mit *Oriostoma helicinum* LIND. nahe verwandt sind; beiden Gebieten gemeinsam ist schließlich aus der Klasse der Brachiopoden *Pentamerus linguifer* Sow. sp.

Hat der Vergleich der Fauna von Elbersreuth mit der anderer Gebiete deutlich erwiesen, daß sie besonders mit den obersilurischen Faunen Böhmens, Englands und Gotlands in naher Beziehung steht, so sind doch auch noch in anderen Gebieten obersilurische Ablagerungen mit faunistischen Anklängen nachweisbar, so in verschiedenen Teilen der Ostalpen, auf Sardinien, in Spanien, Portugal und im nördlichen Frankreich. Von außereuropäischen Ländern ist Nordamerika zu erwähnen, wo die versteinungsreichen Mergel und Kalke des Niagarans große Ähnlichkeit mit dem Wenlock- und Gotland-Kalk haben. Wie bei Elbersreuth findet sich dort *Platyceras cornutum* HIS. sp. vor.

In den Ostalpen trifft man nach STACHE (Lit.-Verz. 38. p. 284 und 285) bei Dienten im Salzburgischen „in schwarzen, graphitisch abfärbenden Tonschiefern“ *Cardiola interrupta* Sow. und *Dualina tenuissima* BARR., eine zu *Dualina plicata* MSTR. sp. verwandte Art, an.

Die Karnischen Alpen weisen in ihrer obersilurischen Fauna, so im Wolayer Gebiet sowie am Kok und Osternigg, *Orthoceras truncatum* BARR., *Orthoceras subannulare* MSTR., *Orthoceras striato-punctatum* MSTR., *Cardiola interrupta* Sow., *Cardiola persignata* BARR. und *Platyceras cornutum* HIS. sp. auf. FR. FRECH hat in seinem umfangreichen Werk „Die Karnischen Alpen“ besonders auf die vollkommene petrographische Übereinstimmung der obersilurischen Orthocerenkalke dieses Gebietes mit dem O. Kalk von Elbersreuth, sowie auf die Ähnlichkeit der dortigen Fauna mit der von Elbersreuth, bzw. der böhmischen Stufe e_2 , bereits hingewiesen.

Auf Sardinien wurden nach MENEGHINI (Lit.-Verz. 25. p. 3) „in dunkeltem Orthocerenkalk“ *Orthoceras trochleatum* MSTR., *Cardiola interrupta* Sow. und *Dualina subarquata* MSTR. sp. gefunden. Der Orthocerenkalk von Camprodon in Spanien enthält *Cardiola interrupta* Sow.; ebenso wird aus der Umgebung der Lokalität Bussaco in Portugal von DELGADO (Lit.-Verz. 3. p. 215 [8]) „in dunkeltem Knollenkalkschiefer“ *Cardiola interrupta* Sow. angegeben. Das Obersilur der Normandie und Bretagne Nordfrankreichs weist nach BARROIS (Lit.-Verz. 1. p. 12) „in dunkeltem Knollenschiefer“ *Orthoceras subannulare* MSTR. und *Cardiola interrupta* Sow. auf.

Noch mögen zwei kleinere Gebiete Mitteld Deutschlands nicht unerwähnt bleiben, in welchen Obersilur vorkommt, das der böhmischen Stufe e_2 sowie dem O. Kalk von Elbersreuth recht nahe steht; es sind dies der Kellerwald nördlich von Marburg und die Lindener Mark bei Gießen.

Von dem ersteren führt DENKMANN (Lit.-Verz. 4. p. 21) als Fossilien der sogenannten „Steinhorn Schichten“, „welche aus dunkelgefärbten Tonschiefern bestehen, die lagenweise Linsen und dünne Platten eines meist dichten Kalkes enthalten“, *Cardiola interrupta* Sow., *Praecardium*, *Patrocardium*, *Lunuli-*

cardium, *Tenka* BARR., *Praelucina*, *Avicula* u. a., Orthoceren und Crinoiden (*Scyphocrinus*) an.

Über letztere hatte Herr Dr. KEGEL (Berlin) die Liebenswürdigkeit, mir schriftlich genauere Mitteilung zukommen zu lassen. Nach ihm lagert in der Lindener Mark über einem Ostrakodenkalk, der neben zahlreichen Ostrakoden in geringerer Zahl Trilobiten und etwas zahlreicher Brachiopoden enthält und nach den bisherigen Bestimmungen sich als Äquivalent des Wenlocks Englands erweist, Orthocerenkalk. Er ist als knolliger Kalk, teils in geschlossener Form, teils in brotlaibförmigen Knollen in dunklen Schiefeln liegend, ausgebildet und enthält viele Orthoceren, viele Lamellibranchiaten und Brachiopoden, lagenweise reichlich Graptolithen.

Besonders unter den Zweischalern finden sich (nach der vorläufigen Fossilienliste) Arten, welche auch bei Elbersreuth vorkommen, so *Pracostrea bohemica* BARR., *Cardiola interrupta* Sow., daneben Formen aus den Gattungen *Dualina*, *Mila*, *Paracardium*, von denen sich auch im O. Kalk von Elbersreuth zahlreiche Vertreter nachweisen lassen.

Das Obersilur des Harzes hat graptolithische Ausbildung und ist zum größten Teil dem oberen Graptolithenschiefer Ostthüringens gleichzustellen (vgl. E. KAYSER, Lehrbuch der Geologie III. Band 1923, S. 134).

Hat sich nach dem Vorstehenden ergeben, daß das mittlere Obersilur in zahlreichen Gebieten eine Entwicklung aufweist, die der von Elbersreuth sehr nahe steht, so werden sich hieraus auch wichtige **geographische Folgerungen** ziehen lassen.

Wie schon erwähnt, hat der Orthocerenkalk von Elbersreuth mit der Stufe e₂ Böhmens 16 identische und 23 verwandte Arten gemein, d. h. fast den dritten Teil sämtlicher in ihm vorkommenden Arten. Bei dieser Feststellung drängt sich geradezu von selbst der Schluß auf, daß zwischen beiden Meeresgebieten ein unmittelbarer Zusammenhang gewesen sein muß.

Im mittleren Obersilur bestand eine direkte Meeresverbindung zwischen Böhmen und dem Gebiete des Frankenwaldes.

Der Vergleich der Fauna von Elbersreuth mit der obersilurischen Fauna Englands hat manche verwandtschaftliche Beziehung, so insbesondere in der großen Artengemeinschaft des Genus *Orthoceras* ergeben; doch sind diese Beziehungen bei weitem nicht so groß als wie zu Böhmen. Dies mag sich zunächst aus der größeren räumlichen Entfernung des Frankenwaldgebietes von England erklären, dann aber auch wohl daraus, daß die Verbindung mit dem Obersilurmeer Englands durch einen verhältnismäßig schmalen Meeresarm hergestellt war. Die mannigfachen Übereinstimmungen der Faunen von Böhmen und Elbersreuth mit denen des Kellerwaldes, der Lindener Mark, sowie Nordfrankreichs und Englands dürften deutliche Wegweiser für den Verlauf dieser marinen Verbindung der Meeresgebiete von Böhmen und England zur Zeit des mittleren Obersilurs sein.

Ein Vergleich der Faunen sowie faziellen Ausbildungen des Obersilurs in den verschiedenen europäischen Ländern hat zu der Annahme geführt, daß im Obersilur zwischen einer böhmisch-mediterranen und einer skandinavisch-nordischen Meeresprovinz zu unterscheiden sei.

So weist besonders FR. FRECH in der *Lethaea palaeozoica* (Lit.-Verz. 10. p. 102) darauf hin, daß „das Obersilur des baltischen Gebietes, von Russisch-

Polen, Galizien und Podolien, England sowie von ganz Nordamerika durchwegs **denselben faunistischen** Charakter aufweist.“ Schon der Beginn des Obersilurs ist in den erwähnten Gebieten in weitester Verbreitung durch große Pentamerus-Arten ausgezeichnet. „Die Gleichförmigkeit der Fauna zeichnet nicht nur die Graptolithenzonen, sondern auch die in flacherem Meere gebildeten Kalke und Mergel aus“ (a. a. O. p. 103). „Große Gleichförmigkeit zeigt sich ferner in der mannigfachen Brachiopoden-, Korallen- und Trilobiten**facies** des periarktischen Obersilurs“ (a. a. O. p. 107).

Das Obersilur Böhmens und des Mittelmeergebietes zeigt demgegenüber „einschneidende Unterschiede in Bezug auf die Meeresorganismen und die Gliederung der Schichten. Charakteristisch für ihre Ausbildung sind schwarze, bituminöse Graptolithenschiefer und Knollenkalke, die von *Cardiola interrupta* und *Orthoceren* erfüllt sind“ (a. a. O. p. 107). Besonders kennzeichnend für die Fauna sind die formenreichen „Palaeoconchen“, welche „mit verschwindenden Ausnahmen (*Cardiola*, *Lunulicardium*) im nordischen Gebiet fehlen“ (Lit.-Verz. 6. p. 243). Trotz dieser Verschiedenheiten beider Meeresprovinzen hat sich doch auch eine gewisse Ähnlichkeit in der Faziesbildung nachweisen lassen. Nach FRECH und JAEKEL hat das nordische, im mittleren Obersilur auftretende sogenannte „Graptolithengestein“, das als „toniger, grünlich grauer Kalkstein oder in der Form mehr oder weniger plattenförmiger Stücke, seltener in Gestalt eines glimmerreichen Schiefers auftritt“ (Lit.-Verz. 17. p. 657), noch die meiste Ähnlichkeit mit dem mediterranen Orthocerenkalk. Auch in der Fauna beider Gebiete kommt eine nicht geringe Anzahl identischer Formen vor, so „*Pleurotomaria extensa* HEIDENHAIN, *Murchisonia attenuata* LIND., *Glassia obovata* SOW. und *Rynchonella Sappho* BARR., die sogar noch in den Alpen zu finden sind“ (Lit.-Verz. 6. p. 243). JAEKEL hat auf Grund seiner Untersuchungen sogar die Vermutung ausgesprochen, „daß bei einem eingehenderen Vergleich böhmischer und nordischer Arten, die Annahme, daß in beiden Gebieten eine so außerordentlich verschiedene Fauna lebte, wie man bisher annahm, eine sehr bedeutende Einschränkung erfahren wird“ (Lit.-Verz. 17. p. 712). Auch unsere Fossilienliste weist mit dem Obersilur Gotlands als gemeinsame Arten *Platyceras cornutum* HIS. sp. und *Pentamerus linguifer* SOW. sp. auf.

Die Ähnlichkeit des nordischen „Graptolithengesteins“ aus dem mittleren Obersilur mit dem gleichalterigen mediterranen Orthocerenkalk, zu dem auch der Elbersreuther Kalk zu rechnen ist, sowie die nicht geringe Zahl der als identisch zu betrachtenden, im Obersilur auftretenden gemeinsamen nordischen und böhmischen Arten ihrer Fauna führen zu der Annahme einer Verbindung der nordischen Meeresprovinz mit der mediterranen im Obersilur. Nach den vorangegangenen Ausführungen mag die weitere Annahme nicht ungerechtfertigt sein, daß über den Frankenwald, Thüringen, sowie die im westlichen Mitteldeutschland gelegenen Gebiete des Kellerwaldes und der Lindener Mark, ferner über Nordfrankreich und England auf **indirektem** Wege diese Verbindung im mittleren Obersilur stattgefunden hat, zumal in rein nördlich von Böhmen, bezw. dem Frankenwald gelegenen Gebieten marine Bildungen aus dem mittleren Obersilur nicht bekannt sind, welche auf eine eventuelle direkte nord-südliche Verbindung beider Meere schließen ließen.

An dieser Stelle mag auch die ausführlichere Beantwortung der Frage, ob der Orthocerenkalk von Elbersreuth der nordischen (skandinavischen) oder der mediterranen (böhmischen) Ausbildung des Obersilurs angehört, erfolgen.

Der Vergleich der Fauna von Elbersreuth mit der gleichalterigen von Böhmen hat weitgehende Übereinstimmung gezeigt. 16 identische und 23 verwandte Arten konnten festgestellt werden. Insbesondere in der Lamellibranchiatenfauna und hier wieder vor allem in der formenreichen Gruppe der sogenannten „Palaeoconchen“, auf deren Bedeutung für die mediterrane Fauna vorhin hingewiesen wurde, trat diese Gemeinsamkeit zutage. Ferner steht der Orthocerenkalk von Elbersreuth nahe dem hellgrauen Cephalopodenkalke der Stufe e_2 Böhmens und besitzt eine identische Ausbildung in dem Obersilurischen Orthocerenkalk der Karnischen Alpen. Auch weitere Gebiete der Ostalpen, sowie auf Sardinien, in Spanien und Portugal zeigen in Fauna und Ausbildung manches Übereinstimmende mit dem Elbersreuther Kalk.

Der Vergleich der Fauna von Elbersreuth mit der Obersilurischen Englands weist dagegen nur zehn identische, bzw. fünf verwandte Formen auf. Sie verteilen sich über sieben geologische Stufen (vom Lower Llandovery bis Upper Ludlow), während die Übereinstimmung mit Böhmen sich auf die einzige Stufe e_2 konzentriert. Auch in fazieller Beziehung zeigen sich mit England nur Anklänge. Weiterhin zeigt zwar der Vergleich des Elbersreuther Kalks mit gleichalterigen Bildungen in Gotland manches Gemeinsame, aber bei weitem nicht in dem Maße, wie dies bei Böhmen der Fall ist.

Aus alledem ergibt sich die Folgerung: Der Elbersreuther Orthocerenkalk schließt sich der mediterranen Ausbildung des Obersilurs an.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Fauna des Orthocerenkalks von Elbersreuth besteht in einer Vergesellschaftung von artenreichen Mollusken mit artenärmeren Arthropoden und artenarmen Brachiopoden; sie ist eingeschlossen in reinem, dichten Kalk, der in marinem Gebiete in gewisser Küstenferne abgesetzt wurde. Der Elbersreuther Kalk gehört dem mittleren Obersilur an und ist ein Äquivalent des Ockerkalks des thüringisch-fränkischen Gebietes sowie der Stufe e_2 Böhmens; unter den Obersilurischen Bildungen Englands hat er am meisten Anklänge an das Salopian. Auch mit dem Obersilur Gotlands hat er in Fauna und Ausbildung manches Gemeinsame.

Im mittleren Obersilur bestand eine direkte Meeresverbindung des Frankenalbgebietes mit dem östlich gelegenen Böhmen, sowie eine indirekte über die im westlichen Mitteldeutschland gelegenen Gebiete des Kellerwaldes und der Lindener Mark, ferner über Nordfrankreich und England mit dem nördlich gelegenen skandinavischen Silurmeer.

Der Orthocerenkalk von Elbersreuth schließt sich der mediterranen (böhmischen) Ausbildung des Obersilurs an.

Literaturverzeichnis.

A. Allgemeines.

1. BARROIS, CH., Guide géologique en France. VIII. Congrès géol. int. 1900. VII. Bretagne.
2. BRONN, H. G., Lethaea geognostica. II. Bd. Stuttgart 1851—52.
3. DELGADO, J. F., Considérations générales sur la classif. du syst. sil. Lisabonne 1901.

4. DENKMANN, A., Der geologische Bau des Kellerwaldes. (Abh. d. k. p. geol. L. Neue Folge Heft 34. Berlin 1901.)
5. ETHERIDGE, R., Fossils of the British Islands. Oxford 1888.
6. FRECH, FR., Die Karnischen Alpen. Halle 1894.
7. — — Über die Entwicklung der sil. Sedim. in Böhmen usw. (N. Jahrb. f. Min. 1899.)
8. — — Die palaeozoischen Bildungen von Cabrières. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 39. Bd. Berlin 1887.)
9. — — Über Bau und Entstehung der Karnischen Alpen. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 39. Bd. Berlin 1887.)
10. — — Lethaea palaeozoica. II. Bd. Stuttgart 1897—1902.
11. FREYBERG, B., Die Fauna und Gliederung des Thüring. Untersilur. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 74. Bd. Berlin 1922.)
12. GÜMBEL, C. W., Geognostische Beschreibung des Fichtelg. usw. Gotha 1879.
13. GÜRICH, G., Das Palaeozoicum im polnischen Mittelgeb. Petersburg 1896.
14. GOLDFUSS, AUG., Petrefacta Germaniae. I. Teil 1826—33. II. Teil 1834—40. III. Teil 1841—44. Düsseldorf.
15. GORTANI, M., Contribuzioni alla studio del Paleozoico carnico. (Palaeontogr. italica Vol. 21. Pisa 1915.)
16. HALL, J., Palaeontology of New York. Vol. I—V. Albany 1847—85.
17. JAEKEL, O., Über das Alter des sogen. Graptolithengesteins. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 41. Bd. Berlin 1889.)
18. KAYSER, E., Lehrbuch der Geologie. III. Bd. Stuttgart 1923.
19. KATZER, FR., Die Geologie von Böhmen. Prag 1892.
20. KOKEN, E., Die Leitfossilien. Leipzig 1896.
21. LEPSIUS, RICH., Geologie von Deutschland II. Teil. Leipzig 1910
22. LIEBE, K. Th., Schichtenaufbau Ostthüringens. (Abh. z. geol. Sp.-K. von Pr. V. Bd. Heft 4. Berlin 1884.)
23. LINDSTRÖM, G., Fragmenta silurica. Holmiae 1880.
24. — — List of the fossil faunas of Sweden 1888.
25. MENEGHINI, JOS., Nuovi fossili sil. di Sardegna. Roma 1880.
26. MÜNSTER, G., Beiträge zur Petrefaktenkunde. I. Heft 1839. III. Heft 1840. V. Heft 1842. Bayreuth.
27. MURCHISON, ROD., Géologie de la Russie d'Europe. Paris 1845.
28. — — The Silurian system. London 1839.
29. — — Siluria. 5. ed. London 1867.
30. PEACH and HORNE, The Sil. Rocks of Brit. Vol. I. Scotland. Glasgow 1899.
31. PHILLIPS, JOHN, Palaeoz. fossils of Cornwall... London 1841.
32. PORTLOCK, J. E., Report on the Geol. of Londonderry. London 1843.
33. RÖMER, FR. AD., Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover 1843.
34. — — Beitr. zur geol. Kenntniss d. nordw. Harzg. (Palaeontogr. III. Bd. Cassel 1854.)
35. SANDBERGER, FR., Die Versteinerungen d. Rhein. Schiefers in Nassau. Wiesbaden 1850—56.
36. SCHINDEWOLF, O. H., Vorläufige Übersicht über die Obersilurfauna des Elbersreuther Orthoceratitenkalkes. (Senckenbergiana Bd. VI, Heft 5/6. Frankfurt a. M. 1924.)
37. SCHLOTHEIM, E. F., Die Petrefaktenkunde... Gotha 1820.
38. STACHE, G., Über die Silurbildungen der Ostalpen. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 36. Bd. Berlin 1884.)
39. — — Die Silurfaunen der Ostalpen. (Verh. d. k. k. geol. Reichs. Wien 1890.)
40. STEINMANN, G., Einführung in die Palaeontologie. Leipzig 1903.
41. STUR, DION., Geologie der Steiermark. Graz 1871.
42. TULLBERG, SW. A., Über die Schichtenfolge des Silur in Schonen. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 35. Bd. Berlin 1883.)
43. VINASSA DE REGNY, P., Die geolog. Verhältnisse am Wolayersee. (Verh. d. k. k. g. R. Wien 1914.)
44. WEDEKIND, RUD., Palaeont. Beitr. zur Geol. d. Kellerwaldes. (Abh. d. k. pr. geol. L. Neue Folge. Heft 69. Berlin 1914.)
45. WENTZEL, JOS., Über d. Bez. der BARRANDE'schen Etagen C, D und E zum brit. Silur. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichs. 41. Bd. Wien 1891.)
46. ZITTEL-BROILI, Grundzüge der Palaeontologie. I. Abt. München 1924.

B. Spezielles.

Trilobiten.

47. ANGELIN, N. P., Palaeontologia Scand. Crustacea form. trans. Lund 1854.
48. BARRANDE, JOACH., Système silurien du centre de la Bohême. Vol. I. Prag 1852 u. Supplement. Prag 1872.

49. BEYRICH, E., Über einige böhmische Trilobiten. Berlin 1845.
 50. — — Untersuchungen über Trilobiten. Berlin 1846.
 51. HOFFMANN, E., Sämtliche bis jetzt bekannte Trilobiten Rußlands. (Verh. d. k. min. Gesellsch. zu St. Petersburg 1858.)
 52. LINDSTRÖM, G., Förteckning på Gotlands Siluriska Crustacéa. Stockholm 1885.
 53. NIESZKOWSKI, J., Versuch einer Monographie der in den silur. Schichten der Ostseeprovinzen vorkommenden Trilobiten. Archiv für Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands. Dorpat 1857.
 54. REED, C., The lower palaeozoic Trilobites of the Girwan district, Ayrshire, London 1903—1906.
 55. RICHTER, RUD. U. E., Systematik und Stratigraphie der Oberdevon-Trilobiten des Ostthüringischen Schiefergebirges. „Senckenbergiana“. Bd. V. Heft 1/2. Frankfurt a. Main 1923.
 56. SALTER, J. W., A Monograph of British Trilobites. Palaeont. Soc. London 1864—1883.
 57. SCHMIDT, FR., Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Petersburg 1881—1907.
 58. WELLES, STUART, The Paleontology of the Niagaran Limestone in the Chicago Area. The Trilobita. Chicago 1907.
 59. WIEGAND, G., Über die Trilobiten der silurischen Geschiebe in Mecklenburg. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 40. Bd. Berlin 1888.)

Lamellibranchiata.

60. BARRANDE, J., Système silurien du centre de la Bohême. Vol. VI. Acéphales. Paris u. Prag 1881.
 61. CONRATH, P., Über einige silurische Pelecypoden. Sitzungsbericht der Wiener Akademie. 1887. Bd. 96 Abt. I.
 62. DALL, W. H., A new classification of Pelecypoda. Trans. Wagner Inst. Sci. Philadelphia. 1895. Vol. III, 3.
 63. FRECH, FR., Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Bd. IX. Heft 3. Berlin 1891.
 64. HIND, WIL., The Lamellibranchs of the Silurian Rocks of Girvan. Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1910.
 65. NEUMAYR, M., Beiträge zu einer morph. Einteilung der Bivalven. 58. Bd. d. Denkschr. d. math.-nat. Classe der k. Akad. d. W. Wien 1891.
 66. PHILIPPI, E., Beiträge zur Morph. und Phylog. der Lamellibranchiaten. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. Jahrgang 1900.)
 67. ULRICH, E. O., Lower Silurian Lamellibranchiata of Minnesota. Rept. Geol. Surv. Minn. 1894.

Gastropoda.

68. KOKEN, E., Die Gastropoden des baltischen Untersilurs. Bull. de l'Acad. Imp. d. Sc. d. St. Petersburg. 1897.
 69. — — Über die Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. VI. Beilage-Band. Stuttgart 1889.)
 70. LINDSTRÖM, G., On the Silurian Gastropoda and Pteropoda of Gotland. K. Svenska Vetensk. Acad. Handl. 1884. Bd. 19.
 71. PERNER, Gastropodes in BARRANDE: Système silurien du centre d. l. Bohême. Bd. IV. T. 1—3. Prag 1903, 1907, 1911.
 72. QUENSTEDT, FR. AUG., Petrefaktenkunde Deutschlands. Bd. VII. Gastropoden 1881—84.
 73. REED, F. R., Monograph of the Brit. Ordov. and Sil. Bellerophonacea. Palaeontogr. Soc. Vol. 62, 63; 1920, 1921.

Cephalopoda.

74. ANGELIN, N. P., Fragmenta Silurica edit. cur. G. LINDSTRÖM. Holmiae 1880.
 75. BARRANDE, JOACH., Système sil. du centre de la Bohême. Vol. II. Cephalopodes. 5 Bände. 1867—77.
 76. FOORD, A. H., Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum. 2 Teile. London 1888.
 77. POMPECKJ, F. J., Cephalopoden. Handwörterb. d. Naturw. Jena 1912.
 78. QUENSTEDT, F. A., Petrefaktenkunde Deutschlands. Bd. I. Cephalopoden. Tübingen 1885.

Brachiopoda.

79. BARRANDE, JOACH., Über die Brachiopoden der silur. Schichten von Böhmen. Naturw. Abhandl. I. Wien 1847.
 80. — — Système sil. du centre de la Bohême. Vol. V. Brachiopodes. Prag 1879.
 81. V. BUCH, LEOP., Über Terebrateln. Berlin 1834.
 82. DAVIDSON, THOM., Monograph of Brit. fossil Brachiopoda. Vol. I—VI. Palaeontogr. Soc. London 1851—86.

83. QUENSTEDT, F. A., Petrefaktenkunde Deutschlands. Bd. II. Brachiopoden. Tübingen 1871.
 84. SCHUCHERT, C. A., Classification of the Brachiopoda. The Amer. Geol. Vol. XI. 1893.

Crinoidea.

85. ANGELIN, N. V., Iconographia Crinoideorum. Holmiae 1878.
 86. QUENSTEDT, F. A., Petrefaktenkunde Deutschlands. Vol. IV. Asteriden und Encriniden. Leipzig 1874—76.
 87. WAAGEN u. JOHN, Familles des Crinoïdes, in BARRANDE: Système sil. du centre de la Bohême. Vol. VII. Prag 1899.

Anthozoa.

88. FRECH, FR., Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 37. Bd. Berlin 1885.)
 89. KUNTH, A., Beiträge zur Kenntnis fossiler Korallen. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 22. Bd. Berlin 1870.)
 90. POČTA, TH., Anthozoa et Alcyonaires in BARRANDE: Système sil. du centre de la Bohême. Vol. VIII. Tom. II. Prag 1902.
 91. QUENSTEDT, F. A., Petrefaktenkunde Deutschlands. Band 6. Korallen. Leipzig 1881.

Tafel-Erklärung.

Tafel I.

- Fig. 1. *Harpes Wilkensis* MSTR. Kopfschild a) in nat. Gr., b) 2/1.
 Fig. 2. *Bronteus Nilsoni* MSTR. sp. Kopfschild a) in nat. Gr., b) Schalenteil 6/1.
 Fig. 3. *Bronteus radiatus* MSTR. Schwanzschild.
 Fig. 4. *Bronteus Neptuni* MSTR. Schwanzschild.
 Fig. 5. *Cheirusus propinquus* MSTR. Kopfschild.
 Fig. 6. *Cheirusus articulatus* MSTR. sp. Kopfschild a) in nat. Gr., b) 2/1.
 Fig. 7. *Encrinurus subvariolaris* MSTR. sp. Schwanzschild a) in nat. Gr., b) 3/1.
 Fig. 8. *Praeostrea bohemica* BARR.
 Fig. 9. *Cardiola interrupta* SOW.
 Fig. 10. *Cardiola Spurius* MSTR. Schalenansicht a) von oben, b) von der Seite.
 Fig. 11. *Cardiola persignata* BARR. a) Schale in nat. Gr., b) Wirbel 4/1.
 Fig. 12. *Cardiola consanguis* BARR. a) Schale in nat. Gr., b) Schalenunterrand 4/1.
 Fig. 13. *Cardiola aff. gibbosa* BARR.
 Fig. 14. *Dualina plicata* MSTR. sp. Hauptschale a) in nat. Gr., b) 2/1; c) Nebenschale 2/1, d) Schloßseite in nat. Gr.
 Fig. 15. *Dualina tripartita* MSTR. sp. a) Hauptschale in nat. Gr., b) Schalenteil 6/1.
 Fig. 16. *Dualina bicarinata* MSTR. sp. Hauptschale a) in nat. Gr., b) 2/1.
 Fig. 17. *Dualina proximaesimilis* n. sp. a) Schalenabdruck, b) Hauptschale.
 Fig. 18. *Praecardium latecostatum* n. sp.
 Fig. 19. *Paracardium latum* MSTR. sp.
 Fig. 20. *Paracardium interpunctatum* MSTR. sp. a) Schale, b) Schalenteil 6/1.

Tafel II.

- Fig. 1. *Paracardium intermedium* MSTR. sp. a) Schale, b) Schalenteil der linken Seite 6/1, c) Schalenteil der rechten Seite 6/1.
 Fig. 2. *Patrocardium arcuatum* MSTR. sp.
 Fig. 3. *Patrocardium subsimile* MSTR. sp. Schale a) in nat. Gr., b) 2/1, c) Schalenvorderseite.
 Fig. 4. *Patrocardium quinquecostatum* MSTR. sp. Schale a) in nat. Gr., b) 3/1.
 Fig. 5. *Patrocardium evolvens* BARR. sp. Schale a) in nat. Gr., b) 4/1.
 Fig. 6. *Amita trigona* MSTR. sp. a) Schale, b) Vorderseite 2/1.
 Fig. 7. *Amita gracilis* MSTR. sp. Schale a) in nat. Gr., b) 2/1, c) Vorderseite 2/1.
 Fig. 8. *Tenka semialata* MSTR. sp. a) Schale, b) Schalenvorderseite.
 Fig. 9. *Tenka paucicostata* MSTR. sp. a) Schale, b) Schalenvorderseite.
 Fig. 10. *Mila frankenwaldensis* n. sp. a) Rechte Schale, b) Vorderseite, c) Schloßrandseite, d) Unter-
 randseite.

- Fig. 11. *Bellerophon* cf. *acutus* Sow. Seitenansicht a) in nat. Gr., b) 3/1, c) Rückenansicht 3/1.
 Fig. 12. *Bellerophon subcarinatus* MSTR. Vorderansicht a) in nat. Gr., b) 3/1.
 Fig. 13. *Pleurotomaria bistrinata* MSTR. sp. Rückansicht a) in nat. Gr., b) 4/1, c) von oben 4/1.
 Fig. 14. *Murchisonia tricincta* MSTR. sp. a) In nat. Gr., b) 5/1.
 Fig. 15. *Euomphalus subcarinatus* MSTR. a) Vorderansicht in nat. Gr., b) von oben 2/1.
 Fig. 16. *Euomphalus ellipticus* MSTR. a) Von unten, b) Vorderansicht 4/1, c) von oben 4/1.
 Fig. 17. *Euomphalus heliciformis* MSTR. a) Seitenansicht in nat. Gr., b) von oben 2/1.
 Fig. 18. *Euomphalus franconicus* n. sp. a) Seitenansicht in nat. Gr., b) von oben 4/1, c) Teilstück des letzten Umgangs 8/1.

Tafel III.

- Fig. 1. *Lytospira unguolata* MSTR. sp. 1. Exemplar in nat. Gr., b) 3/1.
 Fig. 2. *Turbo* (?) *Nerei* MSTR. Seitenansicht a) in nat. Gr., b) 4/1.
 Fig. 3. *Cyclonema antiquum* MSTR. sp. a) Seitenansicht, b) Vorderansicht 2/1, c) Schalenteil 10/1.
 Fig. 4. *Cyclonema texatum* MSTR. sp. a) Seitenansicht, b) Vorderansicht 3/1.
 Fig. 5. *Trochus ovatus* MSTR. sp. a) Seitenansicht, b) Vorderansicht 4/1.
 Fig. 6. *Patella disciformis* MSTR. a) Von oben, b) Seitenansicht.
 Fig. 7. *Patella subradiata* MSTR. a) Von oben 1 1/2 nat. Gr., b) Seitenansicht.
 Fig. 8. *Patella laevigata* MSTR. a) Von oben, b) Seitenansicht.
 Fig. 9. *Platyceras cornutum* HIS. sp.
 Fig. 10. *Strophostylus venustus* MSTR. sp. Seitenansicht a) in nat. Gr., b) 5/1, c) von unten 5/1.
 Fig. 11. *Cirrospis striatum* MSTR. sp.
 Fig. 12. *Cirrospis spiralis* MSTR. sp.
 Fig. 13. *Holopella trochleata* MSTR. sp.
 Fig. 14. *Holopella compressa* MSTR. sp.
 Fig. 15. *Holopella prisca* MSTR. sp.
 Fig. 16. *Holopella lineata* MSTR. sp. a) In nat. Gr., b) Schalenteil 5/1.
 Fig. 17. *Holopella intermedia* MSTR. sp.
 Fig. 18. *Orthoceras gregarium* Sow.
 Fig. 19. *Orthoceras truncatum* BARR.
 Fig. 20. *Orthoceras lineare* MSTR. a) In nat. Gr., b) Schalenteil 4/1.

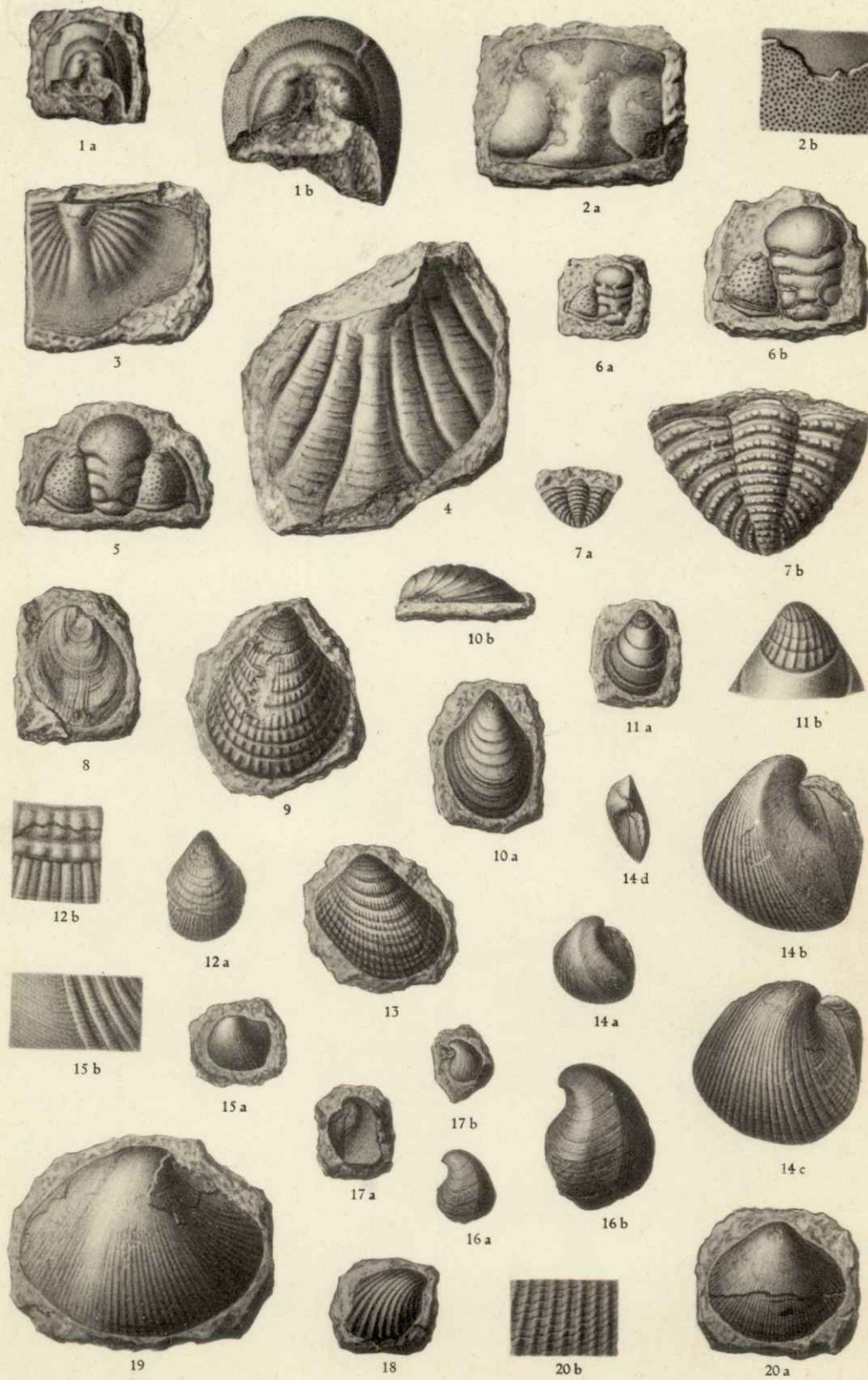
Tafel IV.

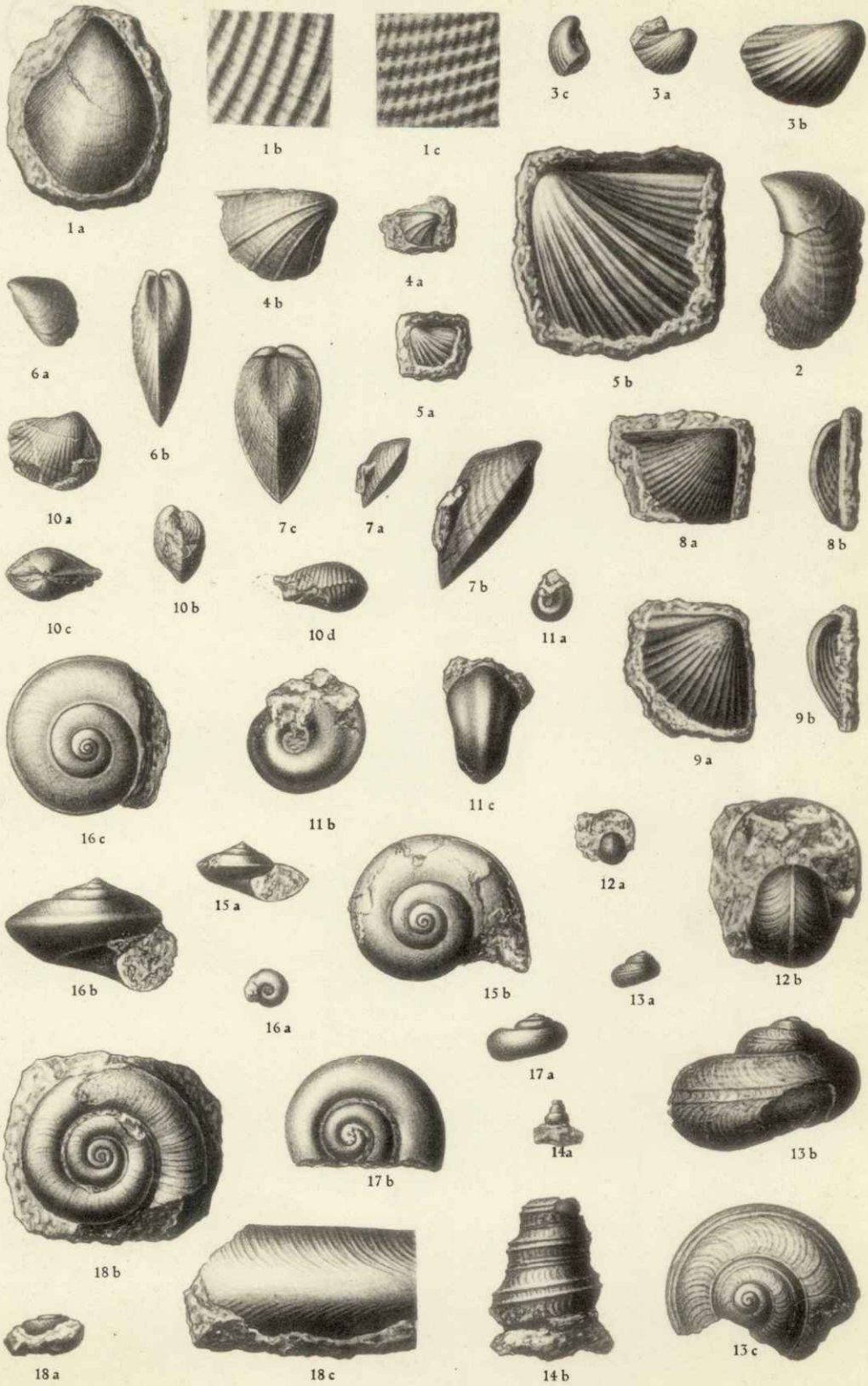
- Fig. 1. *Orthoceras regulare* MSTR.
 Fig. 2. *Orthoceras dimidiatum* Sow. a) In nat. Gr., b) Schalenteil 3/1.
 Fig. 3. *Orthoceras subannulare* MSTR. a) Jugendform in nat. Gr., b) 4/1; c) erwachsenes Exemplar in nat. Gr., d) Schalenteil 2/1.
 Fig. 4. *Orthoceras torquatum* MSTR. a) In nat. Gr., b) Teilstück 8/1.
 Fig. 5. *Orthoceras undulatifforme* n. sp. Angeschliffenes Exemplar.
 Fig. 6. *Orthoceras striato-punctatum* MSTR. a) Teilstück in nat. Gr., b) Schalenteil 6/1.
 Fig. 7. *Discina subrugata* MSTR. sp. a) In nat. Gr., b) 5/1.
 Fig. 8. *Pentamerus linguifer* Sow. sp. a) Schloßseite, b) Ventralschale, c) Stirnseite.
 Fig. 9. *Atrypa* (?) *reflecta* MSTR. sp. a) Dorsalschale, b) Ventralschale, c) Stirnseite.
 Fig. 10. *Atrypa* (?) *sinuata* n. sp. a) Dorsalschale, b) Ventralschale, c) Stirnseite.
 Fig. 11. *Atrypa obolina* BARR. a) Ventralschale, b) Stirnseite.
 Fig. 12. *Athyris* cf. *obovata* Sow. sp. a) Ventralschale, b) Schloßseite.
 Fig. 13. *Athyris* (?) *cingulata* MSTR. sp. a) Dorsalschale, b) Ventralschale, c) Stirnseite.
 Fig. 14. *Strophomena concentrica* MSTR. sp.
 Fig. 15. *Petraia decussata* MSTR. a) Steinkern mit Teilstücken der Außenschicht, b) Exemplar mit Außenschicht. c) Oberflächenstück 4/1.
 Fig. 16. *Petraia semistriata* MSTR. a) In nat. Gr., b) 2/1.
 Fig. 17. *Amplexus* (?) *tenuicostatus* MSTR. sp. a) In nat. Gr., b) 3/1.

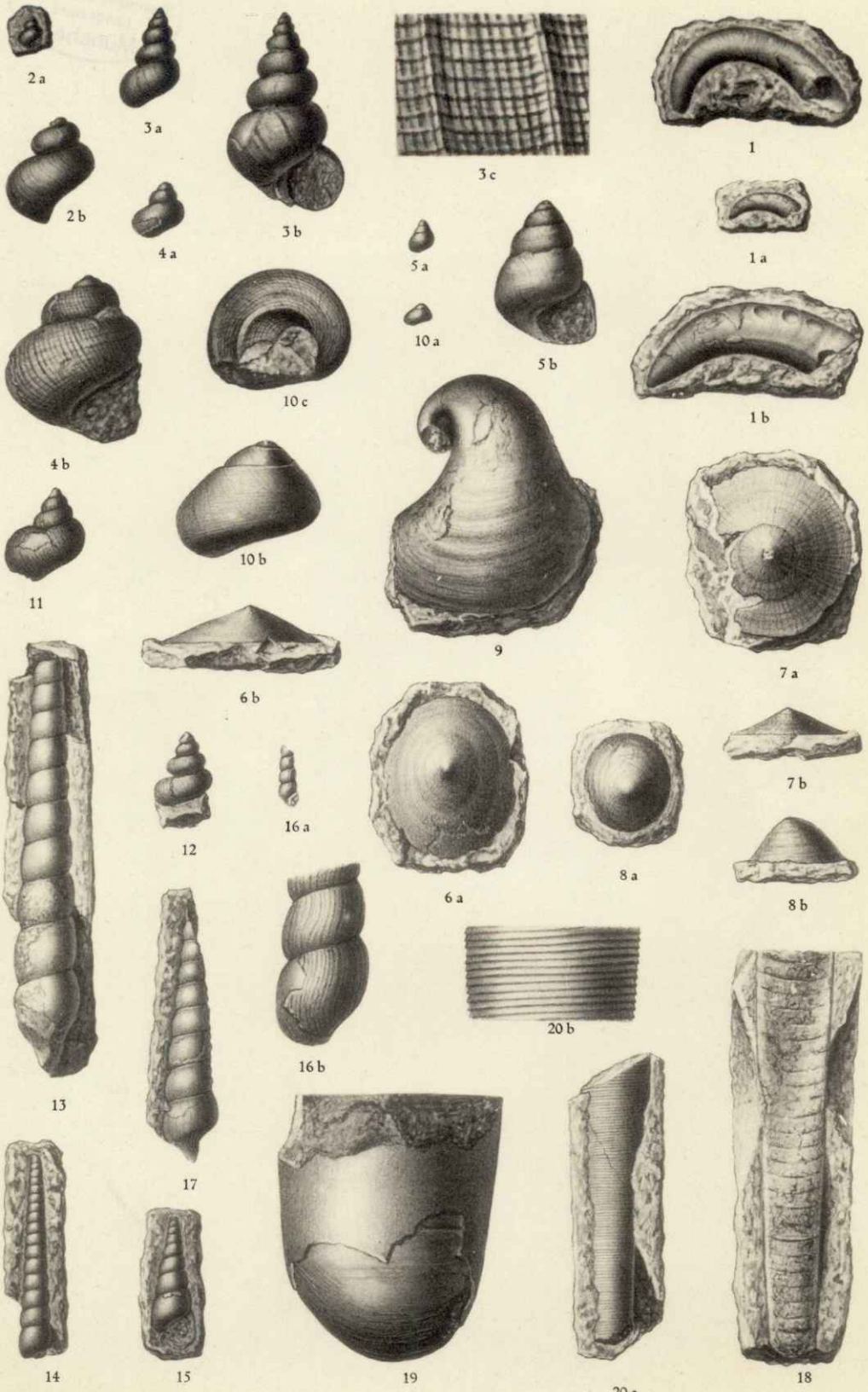
Inhalts-Übersicht.

	Seite
Einleitung	197—198
Beschreibung der Fauna	198—266
Stamm Arthropoda	198—209
Stamm Mollusca	209—252
Stamm Molluscoidea	253—260
Stamm Vermes	260
Stamm Echinodermata	260—261
Stamm Coelenterata	261—266
Fossilienliste	263—265
Bemerkungen zur Fossilienliste	266
Palaeontologische Ergebnisse	266
Stratigraphische und geographische Folgerungen	267—273
Zusammenfassung der Ergebnisse	273
Literaturverzeichnis	273—276
Tafel-Erklärung	276—277



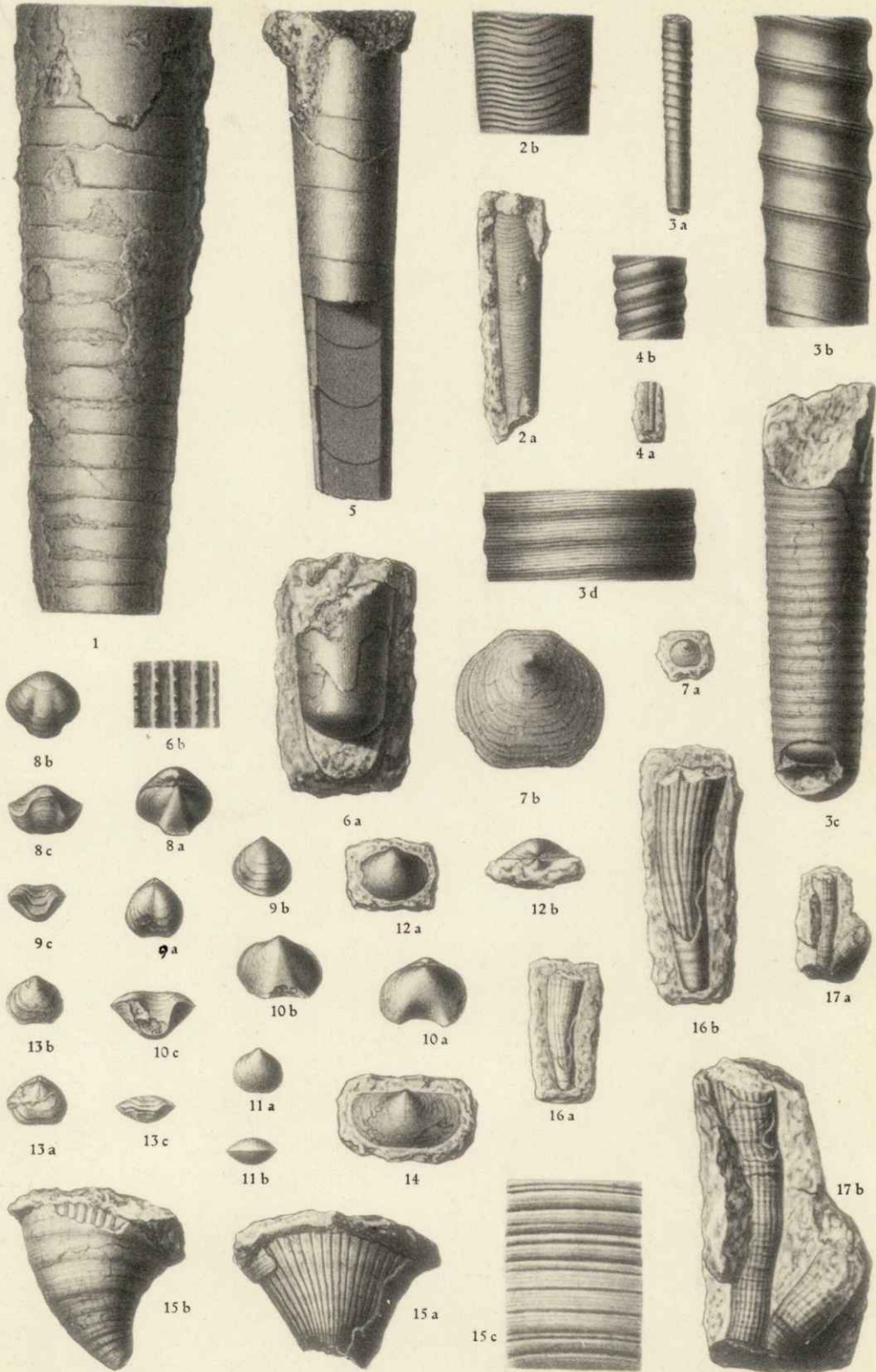






Ant. Birekmaier, gez.

20 a



Ant. Birkmaier, gez.

Über das Lößprofil und einen altsteinzeitlichen Fund im Löß bei Haßfurt.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit 6 Figuren.)

In einer Abhandlung über Gesteinsarten des Niederbayerischen Tertiärs (Geogn. Jahresh. XXIV. 1918) wurde auch unter den Überdeckungsgebilden der diluvialen Lehme bzw. Lößlehme schon ausgiebig gedacht; es handelte sich vorwiegend um einzelne Kennzeichen einer genaueren Abtrennung der in Norddeutschland, Baden, Hessen und Frankreich besonders voneinander gehaltenen verschieden alterigen Lößabsätze, wobei auch schon einige Beobachtungen aus Franken mitgeteilt wurden (z. B. Versbach bei Würzburg S. 96 Taf. III Fig. 1). Es handelte sich erstens um die Anzeichen einseitiger Anlagerung des jüngeren Lösses an den älteren Löß, wahrscheinlich als Folge einer vorhergehenden teilweisen Abtragung des letzteren von dem Raum der Haupttalung her, um ausgiebige Anzeichen einer Flüssigkeitsdurchsinterung mit Entkalkungs- und Eisenwanderungsvorgängen im Zusammenhang mit stark humosen Einschaltungen, endlich um Einlagerungen von gröberem sandigen bzw. steinigem Zwischenbildungen. Alles zusammen sprach für die Einwirkung und die Folgen eines pluvialen bzw. humiden Klimas, nicht nur für eine einfache Unterbrechung des „Lößklimas“, sondern auch für selbständige Absätze während dieser Zeit.

Ergänzt wurden diese Beobachtungen, abgesehen durch Untersuchung eines interessanten Lößprofils im NW. von Schweinfurt (Geogn. Jahresh. 1921 [22] S. 163 Anm., und Eitensheim NW. Ingolstadt), durch eine Beschreibung des Lösses über der Hochterrasse von Aufkirchen und Notzing NW. München (ebenda S. 163—168, Taf. II Fig. 9—12). Hier zeigt sich über der Verwitterungsschicht des Hochterrassenschotter in ihren beiden Abteilungen eine selbständig abgesetzte Lößablagerung mit einem unteren und oberem Löß, deutlich getrennt durch eine sandige, zum Teil Gerölle führende und unter dem oberen Löß wie stark humos werdende bzw. Schwarzerdeartig erscheinende Zwischenbildung; diese ist auf der Ostseite des Aufkirchener Hügels (Windschatten) mächtiger als auf dem Westhang, woselbst sowohl der untere Löß stark abgetragen wurde, als überhaupt die äolischen Absätze am Hang des Windanpralls eine geringere Mächtigkeit und Conchylienreichtum besitzen. Die zwei Abteilungen des Lösses liegen also über der vollständigen Verwitterungsdecke der Hochterrasse; es wurde S. 165 gefolgert, daß der Löß der Zeit des Würmgletschers angehören müsse, ein rein glaziales Steppengebilde wäre und nicht interglazial sein könne. Nach einer inzwischen stattgefundenen Bereinigung seines Glazialprofils durch PENCK (vgl. auch Geogn. Jahresh. 1923 S. 146) braucht nicht mehr an eine namhafte und ausgesprochene glaziale Schwankung gedacht zu werden, sondern an die Würm-

eiszeit im ganzen und zunächst für den Zwischenlößlehm an die älteste wärmere, interstadiale Unterbrechung der glazialen Würm-Schotterabsätze mit ihren gleichzeitigen Einnagungswirkungen, während die Löß-Hauptabteilungen geringen Vorstößen des Würmgletscherrandes entsprechen würden; hierzu haben auch die Untersuchungen von E. KRAUS über die Niederterrassenverwitterung im Rheintal zwischen Straßburg und Basel verholfen (Geogn. Jahresh. 1921 S. 215).

In der Pfalz wurden die drei Lößabteilungen am Haardtrand zwischen der elsäßischen Grenze und Edenkoben mehrfach festgestellt (Geogn. Jahresh. 1921 S. 262 bis 263, 1923 S. 137, 109—140—142, Geogn. Jahresh. 1924 S. 106 und Erl. z. Bl. Donnersberg 1921 S. 224—229). Hier handelt es sich in gewisser Entfernung vom Gebirgsrand um sandig-lehmige Einschaltungen zwischen älterem und jüngerem Löß; am Haardtrand oder in der Nähe von Tertiärhügeln außerdem noch um kalksteinige Gerölleinschaltungen, gelegentlich um humose Zwischenbildungen oder auch nur um die Roterde-artige Verleimungsschicht. Hiermit verbunden fand sich an mehreren Stellen des Haardtrandes eine Zwischenschicht engstens aneinander gelagerter sogen. Manganknöllchen; solche Manganknöllchen sind in weitspanniger Verteilung in verlehmtem Löß sehr häufig; ein jedes Knöllchen setzt einen gewissen Umfang eines Stoffenzugraumes voraus; zu engster Berührung und Zusammenlagerung können sie nur kommen durch eine gewisse Umlagerung und Wegführung der feinsten Zwischenlehmteilchen zwischen den Körnchen unter milden Auswaschungsbedingungen durch Regen oder auch durch Wind am Gehänge. Eine ähnliche Schicht hatte ich im rechtsrheinischen Bayern an der Grundfläche des Lösses östlich von Mainburg (Hollatau) beobachtet und als einen Rückstand bei der Zerstörung eines älteren Lösses betrachtet.

Bei Lautersheim (Grünstadt) habe ich neuerdings eine ähnliche Einschaltung untersucht, welche neben Kalksteinchen eine größere Anzahl von kleineren Lößkindchen in kugelige Form enthielt. Auch diese bedürfen wie die Manganknöllchen zu ihrer Entstehung einen Konzentrationsraum; zu den Bestandteilen einer angehäuften schichtweisen Ansammlung können sie sich nur durch eine gelinde Auswaschung eines gewöhnlichen Lößlehms und durch Gehängeumlagerung zugesellen. Daß hier die Manganknöllchen fehlen, das stimmt damit überein, daß der Lößlehm hier dem hochgelegenen Kalktertiärgebiet angehört, welches sehr viel manganärmer ist als etwa der Buntsandstein am Haardtrand. Im übrigen sind die hier massenhaften Lößkindchen im hangenden und liegenden Löß bei Lautersheim sehr viel größer als in der Zwischenlage, ein Beweis, daß jene kleineren der Zwischenschicht aus dem liegenden Löß in einer älteren geringeren Wachstumsgröße herausgenommen sind und nach der Umlagerung nicht mehr weiterwachsen konnten.

Von Interesse ist eine Ziegeleigrube von Gaustadt NW. Bamberg; sie liegt auf einem einseitig gelagerten Löß auf dem Westhang eines gegenüber den oben erwähnten südnördlich gerichteten Tälchens (ebenso die Lößvorkommen der Nachbarschaft). Während in der Sohle der Grube sehr flach gelagerter Schotter liegt (2 m aufgeschlossen), greift der Löß bis auf die Höhenkante nach dem Rothhoferbach auf Burgsandstein hinüber, der die stark ausgenagte Unterlage des Schotters bildet (hier hat der Löß eine tonigere Körnungszusammensetzung als weiter unten). Über den etwa 2 m mächtigen jüngeren (oberen) Lößlehm ist nichts zu sagen; er hat völlig gewöhnliche Ausbildung. Der untere Löß (3 m) dagegen ist etwas rötlicher, scheint stärker tonig zu sein und ist sehr fein lagerungsmäßig gebändert; eine quer durch die Lagerung oben genommene Probe zeigt aber doch eine durch-

schnittliche Lößzusammensetzung und keinen ungewöhnlich hohen Tongehalt (vom Grobsand zum Tonigen [vgl. unten] die Zahlen 6, 16, 42, 36%, der höher auf Burgsandstein hinübergreifende Löß hat die kennzeichnenden Zahlen 3, 8, 33, 51%).

Als eine in der ganzen Grube gleichmäßige Zwischenschicht zwischen beiden Lößlehmern tritt nun die oben aus Fundorten der Pfalz näher beschriebene Manganknöllchen-Lage in Form einer durchschnittlich 25 cm dicken Einschaltung von engstens aneinander gelagerter Knöllchen von 1,5 cm Durchmesser auf. Daß diese Lage eine Anschwemmung ist, geht daraus hervor, daß darunter, die Einschaltung auf 1 m ergänzend, ein starker sandiger Lehm liegt, der im Gefäll der Lage nach abwärts fast völlig ersetzt wird durch eine sandige Geschiebemasse, deren zum Teil große Brocken nicht eigentlich fluviatil abgerollt sind, dagegen ihrer Herkunft aus den Cardinienschichten der nächsten Höhe entsprechend lediglich eine Gehänge-schuttverfrachtung abwärts erlitten haben. Während der untere Löß davon nichts zeigt, d. h. die Verfrachtung währenddem einen Einhalt erlitten hat, muß sie in der Zeit des Zwischenlehms eine Beschleunigung erfahren haben, welche wir nur einer Niederschlagszeit zuerkennen können.

Bei Haßfurt sind gesetzmäßig die flachen Westhänge des nordsüdlichen Nassachtales nach den Orten Unterhohenried, Romershofen, Rügheim, Lendershausen, Happershausen sehr umfangreich mit Lößlehm einseitig bedeckt, welcher hier zum Teil auf Muschelkalk und meist Lettenkohle liegt; in tieferer Lage besonders in der Nähe des Mains auch auf diluvialen Schottern aufrucht; auch hier ist die Manganknöllchen-Zwischenlage NW. von Unterhohenried (Sohlenberg) und in der Ziegelei-grube von Haßfurt (Fränkische Ziegeleiwerke von Thürmer-Aschaffenburg) zum Teil ausgewittert aufgeschlossen. — Hier wurde folgende Schichtfolge beobachtet:

Unter einer etwa 30 cm starken gewöhnlichen obersten Verleimungsdecke liegt ein 1,50—2,00 cm dicker hellgelbbraun gefärbter typischer Lößlehm. Der untere Lößlehm ist dagegen ein dunklerer, stärker verletteter Lößlehm mit vereinzelt Manganknöllchen und mit Kalkmergelpuppen, die sich stellenweise über der Geröll-lage (hauptsächlich härtere Muschelkalkgerölle) aufgebauscht anreichern, als ob sie von dem in der Geröllage sich bewegenden und aufquellenden Grundwasser beein-flußt wären, wie auch die obersten Gerölle mit den Puppen zusammengebacken sind. (Die Körnung des Lösses vgl. unten.)

Zwischen beiden Lößlehmern ist nun eine Zwischenschaltung 1. der Anreiche-rung mit den Manganknöllchen mit 15 cm, welche an der freien Seite der Grube gut ausgewittert ist; 2. über dieser ein bis 20 cm starker dunkler gefärbter Lehm, dessen Färbungsursache kleine und mürbe Holzkohlensplitterchen sind (Oberer mitt-lerer Lößlehm).

Die Schlämmergebnisse und Kalkbestimmung der Lößabteilungen ergab fol-gendes (Dr. HENKEL):

	Steine %	Grobsand %	Sand %	Staub %	Toniges %	CaCO ₃ %
Verlehmter oberer Löß	—	3,5	4,4	34,6	57,5	10
Oberer mittlerer Lößlehm	—	11,0	16,0	26,8	52,2	—
Manganknollen-Zwischenschicht	22	18,0	14,0	18,6	49,4	—
Unterer Lößlehm	—	0,4	17,0	5,8	71,8	1

Die Prüfung der Körnungsabteilungen der Manganknöllchen-Zwischenschicht ergab, daß in dieser neben den Knöllchen, welche nicht den Eindruck unveränderter ursprünglicher Zusammenwachsungen machen, auch die größten Quarzkörner auf-treten, was auch für das Ergebnis größerer Verfrachtungsstärke spricht.

Es ist aus den Zahlen auch deutlich, daß der Obere mittlere Lößlehm am nächsten mit der Feinerde der Manganknöllchenschicht verwandt ist.

Auffällig ist die Gleichheit des unteren Lößlehms mit jenem von Gaustadt, wenn man besonders die beiden feinsten Abteilungen zusammenzählt.

Nicht minder bemerkenswert erscheint mir die Vergleichbarkeit der Körnungszahlen des verlehnten oberen Lösses mit einem in der Nachbarschaft Nassachaufwärts in einem Steinbruch an der Hammerschmiedmühle gesammelten Lösses, der als ein verschwemmter Löß betrachtet wurde; die entsprechenden Zahlen sind 2,0, 4,6, 36,6 und 56,8%.

Beim Absuchen der senkrechten, frisch abgepickelten Grubenwand trat ein länglich dreieckiger schmaler Querschnitt eines harten Gegenstandes hervor, der sich nach nicht schwieriger Abhebung und sofortiger Reinigung als keine Naturform, vielmehr als eine scharfkantige zweischneidige Klinge aus der Werkstatt und dem Gebrauch des diluvialen Menschen erwies. Zeuge des Fundes war Regierungsgeologe Dr. H. ARNDT.

Bei der der Gestalt entsprechenden flachen Lagerung war der Querbruch in der Fläche der Abbauwand gelegen, war also wohl beim Betrieb abgesplittet; die Nachsuche nach dem fehlenden Teil war vergeblich, da der abgehobene Lehm in der Ziegelei gleich verarbeitet wird. Die Umstände der Auffindung des Messerchens, das aus einem schwärzlichen Hornstein gespalten ist, schließen aus, daß das Gebilde nicht auf primärer Lagerstätte ruht; eine Erörterung darüber ist überflüssig.

Außer diesem Einschluß wurde bis jetzt nichts gefunden; der Betriebsleiter der Ziegelei erzählte von dem Fund eines einem Kalbsschulterblatt ähnlichen Knochens. Die zahlreichen färbenden Holzkohlensplittchen erhalten aber durch den Klingenfund eine besondere Bedeutung.

Hervorzuheben sei, daß der schwarze Hornstein, aus welchem das kleine Werkzeug abgespalten ist, in der näheren Umgebung, besonders Mainaufwärts nicht ansteht, daß auch jede Verwechslung mit dem weißgeäderten tiefschwarzen Kiesel-schiefer des Fichtelgebirges ausgeschlossen ist; es gibt indessen nach AD. WURM auch etwas weniger schwarze gelegentlich Kiesel-schiefer-artige Hornsteine in devonischen Schichten des Frankenwalds (vgl. Geolog. v. Deutschland, Bd. Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald, 1924, S. 129—132), welche dem Gesteine unseres Werkzeugs außerordentlich ähnlich sehen und welche auch als Gerölle in die Main-schotter hinein gelangen und sich da gut halten müssen; wir werden indessen unten ein mikroskopisches Merkmal erwähnen, welches ich bis jetzt sonst noch nicht beobachtet habe.

Die Oberfläche zeigt zwei breitere frischere Abspaltungsflächen und eine schmalere ältere Abwetzungsfläche; letztere ist glatt und besitzt überall zugerundete Flächenübergänge des ungleichmäßigen muscheligen Bruchs des Hornstein-artigen Gesteins, welche auf den beiden anderen Flächen noch recht scharfkantig oder unverändert erhalten sind. Der abgewetzte Flächenteil (älterer Oberflächenrest des Hornsteinfindlings) erscheint auch noch unter der Lupe recht feingrubig; es ist das der Einfluß einer Verwitterungsveränderung (Schwefelkies?), hiervon sind die beiden andern nicht abgewetzten Flächen frei. Sie sind vielmehr völlig dicht und es treten auf ihnen bei grellerer Beleuchtung eine größere Anzahl eng gesetzter, ziemlich gleichmäßig verteilter, matt schimmernder, unscharf begrenzter Fleckchen auf; daneben recht selten viel kleinere Körnchen aufblitzenden Schwefelkieses und Quarzes. Beide Gebilde zeigen sich auch noch auf der abgewetzten Fläche; die schimmernden

Fleckchen sind hier etwas weniger deutlich, die blitzenden Quärzchen an einzelnen Stellen etwas häufiger. Unter dem sogen. Metallmikroskop erscheinen diese Fleckchen nicht als „Einschlüsse“ sondern als rundliche dichte Gruppen etwas größerer Kriställchen der Mikrokristallisation des amorphen Kieselsäuregels (Entglasung des amorphen Hornsteins), welche bei Hornsteinen und Lyditen meist ein unregelmäßiges feinstes Netzwerk bilden; diese rundlich feinfleckige Art der Feinkristallisation habe ich bis jetzt in einheimischen Gesteinen dieser Entstehung nicht wiedergefunden; in Hornsteinen geologisch jüngeren Alters scheint die Entglasung wesentlich feinkörniger zu sein.

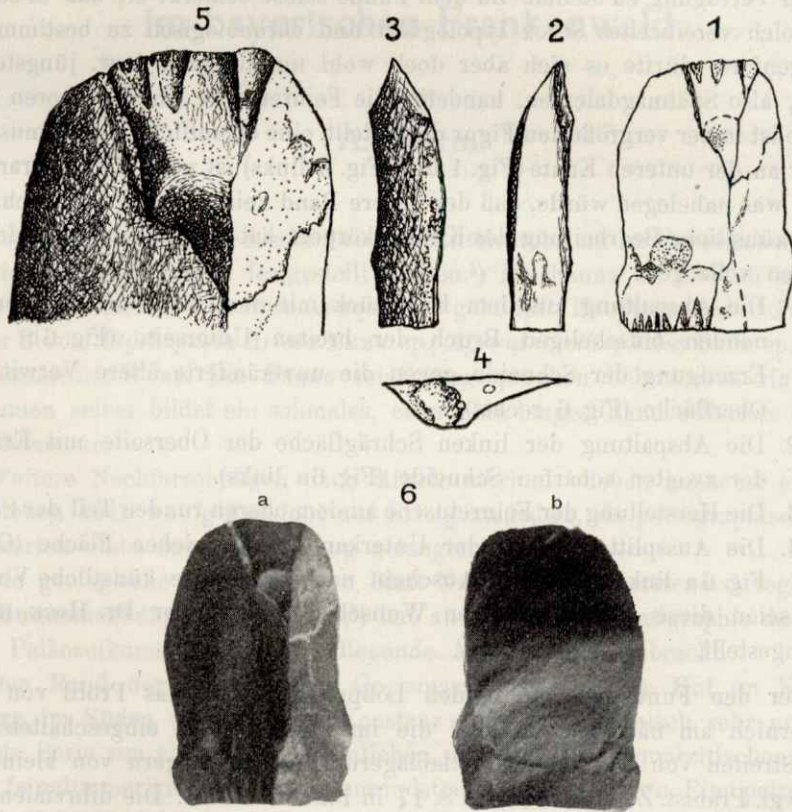


Fig. 1. Linienskizze (vgl. Fig. 6 links). — Fig. 2. Schmalansicht zu Fig. 1 links (abgespaltene Fläche). — Fig. 3. Ältere angewitterte Fläche des Hornsteinfindlings (Fig. 1 und Fig. 5 rechts, Fig. 6 a rechts). — Fig. 4. Unterer Querbruch mit einem Teil des rauhen Spaltenfüllungsbruches und zwei Brauneisenkörnchen. — Fig. 5. Vergrößerung der oberen Hälfte von Fig. 1. — Fig. 6. Photographische Aufnahmen der beiden Hauptflächen des Fundstücks in natürlicher Größe. (Dr. Hock.)

Zur gesteinskundlichen Beurteilung des Fundstücks sei noch darauf verwiesen, daß das Stückchen an dem gerundeten Oberende (Fig. 1 und 5) ein sehr dünnes, nicht glattflächiges Durchsprengungsäderchen aufweist, welches zum Teil mit einer gelblichen weißlichen Masse wieder fest zugeheilt ist; die gelblich-weißliche Füllung ist sehr feiner Quarz. Die braunen Einsprengungen im Ausstreichen der Fuge sind Brauneisen und können aufgesetzt sein. Auch der untere Querbruch (Fig. 4) zeigt zum Teil eine vorgebildete Spaltfläche, welche (links) der Bruchfläche entspricht, aber sehr spitzwinkelig in den Körper der Klinge hineinstreicht; sie ist mit vielen sehr kleinen Quärzchen besetzt. Es treten jedoch auf dem übrigen Teil dieser Bruchfläche zwei nicht sehr harte Brauneisenknöllchen auf, welche zu be-

weisen scheinen, daß diese Fläche schon während der Lagerung des Gegenstandes im Lößlehm gelockert war (wenn nicht überhaupt frei lag); sie entsprechen den erwähnten braunen Körnchen im Ausstreichen der oberen Fuge.

Das Fundstück, welches wohl weniger durch seine Gestalt und Größe eine Seltenheit ist, scheint mir um so wertvoller durch die Zuverlässigkeit und Verständlichkeit seiner Fundstelle, also durch die sichere stratigraphische Eingliederung.

Es wurde mit Genehmigung des Oberbergamtes der wohleingerichteten prähistorischen Teilsammlung des Luitpoldmuseums in Würzburg überlassen, deren Vorstand Prof. Dr. Gg. Hock so gütig war, zwei von ihm gemachte Photographien (Fig. 6) zur Verfügung zu stellen. Zu dem Funde selbst bemerkt er, daß es schwierig sei, ein solch vereinzeltetes Stück typologisch und chronologisch zu bestimmen. Bei der Klingensform dürfte es sich aber doch wohl um jüngeres bzw. jüngstes Paläolithikum, also Spätmagdalenien, handeln. Die Feinretusche an der oberen Schneid der Klinge ist in der vergrößerten Figur dargestellt, eine eigentliche Kantenmuschelung fehlt; nur an der unteren Kante (Fig. 1 und Fig. 6 links) ist noch etwas Derartiges zu erkennen, was nahelegen würde, daß der untere Rand kein neuerlicher Bruchrand ist.

Die künstliche Bearbeitung des Klingenkörpers hat sich in folgenden drei (vier) Abschnitten vollzogen:

1. Die Abspaltung aus dem Kernstück mit dem für Hornstein kennzeichnenden muscheligen Bruch der breiten Unterseite (Fig. 6b) mit der Erzeugung der Schneide gegen die unveränderte ältere Verwitterungsoberfläche (Fig. 6 rechts).
2. Die Abspaltung der linken Schrägfläche der Oberseite mit Erzeugung der zweiten scharfen Schneide (Fig. 6a links).
3. Die Herstellung der Feinretusche an dem oberen runden Teil der Schneide.
4. Die Aussplitterung an der Unterkante der gleichen Fläche (Oberseite Fig. 6a links) ist allem Anschein nach auch eine künstliche Vornahme.

Es seien diese Punkte auf den Wunsch von Professor Dr. Hock nochmals zusammengestellt.

Unter den Fundstücke führenden Lößprofilen steht das Profil von Weglau bei Metternich am nächsten; es sind die im jüngeren Löß eingeschalteten lichtbraunen Streifen von Kies und Geröllablagerungen über Lagern von kleinen Lößkindeln (vgl. Prähist. Zeitschr. 1909 I. S. 17 in FRITZ WIEGERS: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß).

Wenn nun die zum Teil körnige Lage des Lösses, in welcher diese Manganknöllchen vorkommen, einer eluvialen Wirkung am Gebänge entspricht und hiermit auch das Werkzeug wohl von einer größeren Höhenlage herabgeschwemmt und vertragen ist, so müßte eine etwaige Wohnstelle in etwas größerer Höhenlage gelegen haben als die der Talung der Nassach sehr nahegelegene tiefe Fundstelle. Nach einem weiter östlich gelegenen mit Buschwerk bewachsenen Hohlweg zu schließen, rückt der unter dem Löß liegende Diluvialschotter nach Westen in die Höhe und kommt an der Straße nach Uchenhofen beim P. 244 m jetzt an die Oberfläche. Die dazwischen liegende von Löß bedeckte Fläche wäre der Nachsuche im Felde wert, da sie sehr wohl auch eher die Fläche eines Wohnsitzes gewesen sein konnte als der tief gelegene Fundpunkt, der eine Wohnstelle sicher nicht war.

Über weitere Funde von fossilführendem Mittelcambrium im bayerischen Frankenwald.

Von
A. Wurm.

Zum erstenmal konnte fossilführendes Mittelcambrium im Bayerischen Frankenwald südlich von Presseck festgestellt werden.¹⁾ Die Fauna ist hier an graue quarzitische Tonschiefer und Grauwackenquarzite geknüpft. Haupttypen sind *Paradoxides spinosus* BOECK, *Ptychoparia striata* EMMR. sp., *Agraulos ceticephalus* BARR. sp., *Agraulos frankenwaldensis* WURM. Die Fauna zeigt ausgesprochen böhmischen Habitus. Das Vorkommen selbst bildet ein schmales, etwa 2 km langes Band zwischen Premeusel und Wildenstein.

Weitere Nachforschungen nach Mittelcambrium blieben zunächst ergebnislos. Sie schienen auch wenig Aussicht auf Erfolg zu haben, da petrographisch ähnliche Schichtserien nicht zur Beobachtung gelangten.

Die geologische Aufnahme von Blatt Naila, die zum erstenmal regionaltektonische Zusammenhänge erfassen ließ,²⁾ hat auch über die Stratigraphie des Frankenwälder Paläozoikums weitere grundlegende Aufklärungen gebracht.

Den Rand der Münchberger Gneismasse begleitet von Hof im Norden bis Wirsberg im Süden in auffälliger Konstanz eine petrographisch sehr gut gekennzeichnete Serie von violettroten, grünlichen und gelblichen quarzitischen Schiefen, die mit feinglimmerigen, gelben Plattensandsteinen wechsellagern. Eine petrographisch ganz ähnliche Schichtfolge zieht mehr im Innern des Frankenwaldes von Elbersreuth über Schwarzenbach a. W. nach Culmitz. Über beiden Serien, die wohl mehrere Hundert Meter Mächtigkeit besitzen, lag bisher stratigraphisches Dunkel ausgebreitet. GÜMBEL hat die Rotschieferserie von Schwarzenbach a. W. ins Devon, die Serie am Rand der Gneismasse, die sogen. Randschieferserie, ins Untersilur gestellt.

Die Kartierung auf Blatt Naila hat nun über das Alter dieser Schichten überraschenden Aufschluß gebracht. In einer von der Schwarzenbacher Serie tektonisch abgetrennten Scholle gelang es bei Lippertsgrün an der Weidstaudenmühle eine fossilführende Schicht aufzufinden. Die grünlichen dünnblättrigen Schiefer führten hier in Nestern und Putzen verteilt einen geringen Kalkgehalt, und an ihn scheint hauptsächlich die Fauna gebunden zu sein. Es waren ursprünglich Kalkknollen-

¹⁾ A. WURM, Über ein Vorkommen von Mittelcambrium (Paradoxidesschichten) im Bayerischen Frankenwald bei Wildenstein südlich Presseck. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. LII. Bd. Abt. B. 1925.

²⁾ A. WURM, Geologie von Bayern, Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald S. 358. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. 1925.

schiefer, der Kalkgehalt ist jetzt allerdings ausgelöst und an seiner Stelle eine poröse, ockerige Masse zurückgeblieben. Die Fossilführung ist äußerst spärlich, die Reste selbst sind zum Teil stark verdrückt, die Erhaltung der Skulpturen aber im allgemeinen weit besser als bei Presseck.

Obwohl die Rotschiefer-Sandsteinserie sich von dem Pressecker Mittelcambrium petrographisch durchaus unterscheidet, kann nach dem Fossilgehalt schon jetzt kein Zweifel mehr bestehen, daß auch hier Mittelcambrium vorliegt. Nach den bisherigen Aufsammlungen konnten folgende Formen festgestellt werden: *Conocoryphe Heberti* MUN. CHALM. et J. BERG., *Conocoryphe coronata* BARR. sp., *Solenopleura* cf. *Ribeiroi* BARR. sp., Pleurenreste (zum Teil von *Paradoxides?*), *Trochocystites*.¹⁾ Im Vergleich mit dem Pressecker Cambrium treten hier also neue Faunenelemente auf. Es ist möglich, daß die beiden Vorkommen verschiedenartigen Zonen angehören. Damit ist das Alter der Rotschiefer-Sandsteinserie von Schwarzenbach a. W. und mit großer Wahrscheinlichkeit auch das der Randschieferserie als mittelcambrisch festgestellt.

Die faunistischen Beziehungen der neuen Fauna weisen zunächst wieder nach Böhmen; (*C. Heberti* scheint auch in Böhmen vorzukommen); ob auch Anklänge an südfranzösische Faunen vorhanden sind, müssen erst weitere Untersuchungen ergeben.

Die Auffindung dieser Fauna bestärkt noch mehr den fremdartigen Charakter der bayerischen Fazies des Paläozoikums im Süden gegenüber der thüringischen im Norden. Mittelcambrische Rotschiefer-Sandsteinserien sind in Thüringen ganz und gar unbekannt.

¹⁾ Zum Vergleich stand mir ein reichhaltiges Material der Münchener Staatssammlung zur Verfügung. Herrn Prof. BROILI sage ich dafür meinen besten Dank. — Die ausgezeichneten Trilobitenkennner R. u. E. RICHTER hatten die Freundlichkeit, meine Bestimmung der beiden *Conocoryphe*-Arten nachzuprüfen und zu bestätigen.