JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LX. BAND 1910.

Mit 31 Tafeln.



Wien, 1910.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Inhalt.

Seite

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt (Dezember 1910) V

Korrespondenten der k. k. geologischen Reichsanstalt 1910 VIII

Heft 1.

Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse der Therme „Stubičke Toplice“ in Kroatien und deren chemisch-physikalische Eigenschaften. Von Hofrat Dr. Gorjanović-Kramberger, Feldzeugmeister Chr. Baron Steeb und Mag. der Ph. M. Melkus. Mit zwei Tafeln (Nr. I—II) und sechs Zinkotypien im Text . 1

Die Lemeš-Schichten. Ein Beitrag zur Kenntnis der Juraformation in Mitteldalmatien. Von Marthe Furlani. Mit zwei Tafeln (Nr. III—IV) und einem Profil im Text 67

Die Bruchlinie des „Vostry“ im Bereiche der SW-Sektion des Kartenblattes Zone 6, Kol. X, und ihre Umgebung. Von Dr. Adalbert Liebus. Mit einer geologischen Karte (Taf. Nr. V) und einer Zinkotypie im Text 99

Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg. Von Artur Scheit. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. VI) . . 115

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Von Walery Ritter v. Łoziński. Mit zwei Tafeln (Nr. VII—VIII) und vier Zinkotypien im Text 133

Miocän in Szczerzec bei Lemberg. Von Dr. Wilhelm v. Friedberg. Mit 8 Textfiguren 163

Heft 2.

Über den Untergrund der Kreide und über präkretazische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. Von W. Petrascheck. Hierzu drei Tafeln (IX—XI) und zwei Figuren im Text . 179

Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec. Von E. Böse und F. Toula. Mit zwei Tafeln (Nr. XII—XIII) 215

Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. Von F. Kossmat und C. Diener. Mit zwei Tafeln (Nr. XIV—XV) und sechs Textillustrationen 277

Geologie der Kammerker—Sonntagshorngruppe. Von F. Felix Hahn in München. I. Teil. Mit zwei paläontologischen Tafeln (Nr. XVI [I]—XVII [II]) und 20 Figuren im Text . 311

Heft 3.

Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Von Carl Renz. Mit 5 Tafeln (Nr. XVIII [I]—XXII [V]) und 38 Zinkotypien im Text . 421

Heft 4.

Seite

Geologie der Kammerker — Sonntagshorngruppe. Von F. Felix Hahn in München. II. Teil. Mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 (Tafel XXIII [I]), zwei Profiltafeln (Taf. XXIV [II]—XXV [III]), einer tektonischen Übersichtskarte (Tafel XXVI [IV]) und 16 Zinkotypien im Text 637

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1907—1909 von C. v. John und C. F. Eichleiter 713

Die Messungen der Erdwärme bei Stubičke Toplice in den Jahren 1909 und 1910. Von Christian Freiherr v. Steeb, k. u. k. Feldzeugmeister d. R. Mit drei Tafeln (Nr. XXVII [I], XXVIII [II] und XXIX [III] . . 751

Das Alter der Flöze in der Peterswalder Mulde und die Natur der Orlauer und der Michalkowitzer Störung im Mährisch-Ostrauer Steinkohlenrevier. Von W. Petrascheck. Mit zwei Tafeln (Nr. XXX und XXXI) und 3 Figuren im Text 779

Verzeichnis der Tafeln.

Tafel — Seite

I—II zu: Gorjanović-Kramberger, Baron Steeb und Ph. M. Melkus. Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse der Therme „Stubičke Toplice" in Kroatien und deren chemisch-physikalische Eigenschaften 1

III—IV zu: M. Furlani. Die Lemeš-Schichten 67

V zu: A. Liebus. Die Bruchlinie des „Vostry" im Bereiche der SW-Sektion des Kartenblattes Zone 6, Kol. X und ihre Umgebung . . 99

VI zu: A. Scheit. Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg . . 115

VII—VIII zu: W. R. v. Loziński. Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens . . 133

IX—XI zu: W. Petrascheck. Über den Untergrund der Kreide und über präkretazische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen . 179

XII—XIII zu: E. Böse und F. Toula. Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec 215

XIV—XV zu: F. Kossmat und C. Diener. Die Bellerophon[illegible] von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna

XVI—XVII zu: F. F. Hahn. Geologie der Kammerker — Sonnta[illegible] gruppe. I. Teil

XVIII—XXII zu: C. Renz. Stratigraphische Untersuchungen im griechisc[illegible] Mesozoikum und Paläozoikum

XXIII—XXVI zu: F. F. Hahn. Geologie der Kammerker — Sonntagsh[illegible] gruppe. II. Teil

XXVII—XXIX zu: Chr. Frh. v. Steeb. Die Messungen der Erdwärme Stubičke Toplice in den Jahren 1909 und 1910

XXX—XXXI zu: W. Petrascheck. Das Alter der Flöze in der Peterswalder Mulde und die Natur der Orlauer und Michalkowitzer Störung im Mährisch-Ostrauer Steinkohlenrevier 779

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Direktor:

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer des kaiserl. russischen Skt. Stanislaus-Ordens II. Kl., des Komturkreuzes II. Kl. des königl. schwedischen Nordsternordens und des Kommandeurkreuzes des Sternes von Rumänien, Ritter des portugiesischen Skt. Jakobsordens und des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., k. k. Hofrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, Ehrenpräsident der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Société géologique de Belgique in Lüttich, der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Geological Society of London, der königl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der rumänischen Geographischen Gesellschaft in Bukarest, der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau und des Naturh. und Kulturh. Vereines in Asch, korrespondierendes Mitglied der Geographischen Gesellschaft in Leipzig, [illegible]sellschaft Antonio Alzate in Mexiko etc., III. Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

[illegible]Michael, III. Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Teller Friedrich, Phil. Dr. hon. causa, k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kais. Akademie der Wissenschaften, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen, II. Schüttelstraße Nr. 15.

Geyer Georg, Ritter des kais. österr. Franz Josef-Ordens, III. Hörnesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v., III. Hansalgasse Nr. 3.
Rosiwal August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III. Kolonitzplatz Nr. 8.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnesberg Konrad, k. k. Regierungsrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen etc., II. Valeriestraße Nr. 50.

Geologen:

Dreger Julius, Phil. Dr., k. k. Bergrat, Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.
Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., XIII. Penzingerstraße Nr. 78.

Chemiker:

Eichleiter Friedrich, III. Kollergasse Nr. 18.

Adjunkten:

Kossmat Franz, Phil. Dr., a. o. Professor an der k. k. Universität und Privatdozent an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, III. Beatrixgasse Nr. 26.
Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII. Klostergasse Nr. 37.
Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII. Waidhausenstraße Nr. 16.
Schubert Richard Johann, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.
Waagen Lukas, Phil. Dr., III. Sophienbrückengasse Nr. 10.
Ampferer Otto, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., kais. Rat, Besitzer der kais. ottomanischen Medaille für Kunst und Gewerbe, III. Hauptstraße Nr. 33.

Assistenten:

Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., III. Geusaugasse Nr. 31.
Trener Giovanni Battista, Phil. Dr., II. Kurzbauergasse Nr. 1.
Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III. Hörnesgasse Nr. 24.

Praktikanten:

Beck Heinrich, Phil. Dr., III. Erdbergstraße Nr. 35.

Vetters Hermann, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben, XVII. Hernalsergürtel Nr. 11.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III. Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.

Skala Guido, III. Hauptstraße Nr. 81.

Fieß Otto, III. St. Nikolausplatz Nr. 14.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Oberrechnungsrat, III. Geologengasse Nr. 1.

In zeitlicher Verwendung:

Girardi Margarete, III. Geologengasse Nr. 1.

Diener:

Laborant: Kalunder Franz, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes mit der Krone, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Amtsdiener: Palme Franz, Ulbing Johann, III. Rasumofskygasse Nr. 23, Wallner Mathias, III. Schüttelstraße Nr. 55.

Präparator: Špatný Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyča Alois, III. Erdbergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Felix Johann, III. Lechnerstraße 13.

Korrespondenten

der

k. k. geologischen Reichsanstalt

1910.

Pater Leonhard Angerer, Gymnasialprofessor in Kremsmünster.

Alfons Freiherr Vesque von Püttlingen, k. u. k. Kämmerer, Wien.

Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse der Therme „Stubičke Toplice" in Kroatien

und deren chemisch-physikalische Eigenschaften.

Von Hofrat **Dr. Gorjanović-Kramberger**, Feldzeugmeister d. R. **Chr. Baron Steeb** und Mag. der Ph. **Milan Melkus.**

Mit zwei Tafeln (Nr. I—II) und sechs Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Die heißen Quellen von Stubičke Toplice (Stubica-Töplitz) — 20 *km* nördlich von Agram — sind schon lange bekannt. Als im Jahre 1205 König Andreas dem Comes Wratislaw die vom König Emmerich 1203 konfiszierten Besitzungen zurückgab, erwähnt die betreffende Urkunde beim Prädium „Zlubiza" (d. i. Stubica) speziell: „Tupliza"[1]). Dieser bezeichnende Name (Toplica oder Therme) bezieht sich auf „Stubičke Toplice".

Bis zum Anfang des 19. Jahrhunderts bestand aber kein Badeetablissement. Man badete in hölzernen Kisten im Freien und begnügte sich mit einigen primitiven Wirtshäusern. Erst als um 1820 der Agramer Bischof Maximilian Verhovacz v. Rakitovecs das gesamte Territorium in seinen Besitz brachte, entstanden die meisten der jetzt vorhandenen Gebäude. Eine Vergrößerung des Badetablissements erfolgte dann um das Jahr 1895.

Über die erste Einrichtung des Bades berichtete Baumbachs Buch: Physisch-chemische Untersuchung der Mineralquellen von Sztubitza in Kroatien (Agram 1820). Demselben liegt nicht nur eine Ansicht des Bades, sondern auch ein Situationsplan bei. Letzterer ist beiläufig im Maßstabe 1:3100 entworfen und in Kupfer gestochen.

Über die Veränderungen bis zur Gegenwart geben folgende Elaborate Aufschluß, welche sich im Archiv der Baronin Antonie Rauch'schen Herrschaft Golubovec befinden.

1. Franz Ritter v. Ernst, ein Plan des Bades 1:2880 vom Jahre 1861.

---

[1]) Tkalčić, Monumenta Episcopatus Zagrabiensis, Tomus I, pag. 17, Zagrabiae 1873.

2. J. Hochmayer, Ingenieur, drei Aufnahmen des Bades 1:1440 aus dem Sommer 1880 und wahrscheinlich bald danach.

In zwei dieser Pläne sind Nivellementkoten eingetragen Dieselben beziehen sich auf einen Nullpunkt knapp südöstlich der Kapelle und sind nach abwärts gezählt. Für die absolute Höhe des nicht näher bezeichneten Nullpunktes wurde 163·6 *m* angenommen. Dies dürfte auf 5—10 *cm* genau sein.

3. A. Piatki, Geometer, ein sehr genauer Plan des Bades 1:1000, mit verläßlichen Höhenkoten. Der Plan ist nicht datiert, dürfte etwa aus dem Jahre 1894 stammen.

Piatki benützte als Ausgangspunkt für das Nivellement die oberste Stufe beim Eingange an der Nordostfront des Hauptgebäudes. Er nahm für dieselbe die Höhe 170·000 *m* an. Die 1907 ausgeführte Trassierung der Eisenbahn Zabok—Stubica steht mit den Höhen der Militärmappierung in entsprechender Übereinstimmung. Um diesem Eisenbahnprojekt und daher auch der Militärmappierung die Höhenkoten anzupassen, wurden die von Piatki bestimmten Koten um 7·60 *m* verringert. Durch diese Veränderung bekommt der Boden an der Südwestecke des Hauptgebäudes die Kote 162·16.

4. Der Plan von Piatki ist 1896 und 1908 flüchtig reambuliert worden. In letzterem Jahre wurde auch eine große Zahl von Höhenkoten bestimmt. Der so ergänzte Plan, im Maße 1:2000 vervielfältigt, liegt als Tafel II bei. Auf derselben sind die für den vorliegenden Zweck wichtigsten absoluten Höhen besonders verzeichnet.

Nachfolgendes Elaborat war ursprünglich von Hofrat Gorjanović-Kramberger in einem etwas geringeren Umfang geplant. Die intensive Beteiligung des Barons Steeb an den Untersuchungen der Thermen, die von ihm und Prof. Dr. St. Škreb durchgeführten Bodentemperaturmessungen gestalteten diese Studie etwas umfangreicher. Die geologische Karte und die entsprechenden Textbilder hatte Hofrat Gorjanović zum leichteren Verständnis des geologischen Teiles beigelegt. Den chemisch-physikalischen Teil endlich besorgte Herr Milan Melkus, Adjunkt am Chemisch-analytischen Landesinstitut zu Agram.

Die Abhandlung zerfällt infolge der verschiedenen Gesichtspunkte, nach welchen die in Rede stehenden Thermen untersucht wurden, in drei Abteilungen:

I. Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse.

II. Die Wasserstände der heißen Quellen.

III. Die physikalisch-chemischen Untersuchungen.

Agram, im September 1909.

I. Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse.

Von Hofrat Dr. Gorjanović-Kramberger.

A. Allgemeine topographische und oroplastische Verhältnisse.

(Hierzu Tafel I.)

Das Bad Stubičke Toplice liegt in 45°—58′ nördl. Breite und 33°—36′ östl. Länge nach Ferro (siehe: Zone 22, Kol. XIV der Spezialkarte 1:75.000, Blatt: Zagreb [Agram]), dann in einer abs. Höhe von rund 162 *m*.

Das Bad befindet sich am SW-Abhange des Kamenjakberges und am NW-Abhange des Agramer-Gebirges, und zwar am Fuße der Nordspitze des Kapelšćakberges, jenem halbinselartigen Vorsprunge, den die beiden sich vereinigenden Bäche Vidak und Toplicabach bilden. Der Toplicabach, der hier hauptsächlich in Betracht kommt, erhält von O, resp. SO und S her mehrere Zuflüsse, von denen ich den Burnjak, Hum, Slani potok, Rijeka potok und den Vidak mit dem Lampuš erwähnen möchte. Der Toplicabach fließt zuerst in OW-Richtung, dreht sich aber, zum SO-Abhange des Kamenjak gelangend, nach SW bis zum Fuße des Kapelšćak, von wo er dann, das Bad links lassend, fast rechtwinkelig nach NW, respektive NNW abbiegt und dann, in das Krapinatal gelangend, in den gleichnamigen Fluß einmündet. Längs des Toplicabaches zieht ein romantisches, mit Dörfern, Schlössern und Orten besätes Tal. Das Stubicatal (so möchte ich nämlich den zwischen Bad Stubica und Gornja Stubica sich erstreckenden ziemlich abgeschlossenen Teil des Toplicabachtales nennen) ist beim Marktfleck Doljnja Stubica etwas über ein Kilometer breit, nahe beim Bade, und zwar zwischen der SW-Spitze des Kamenjakberges und Kapelšćak auf bloß etwas über 250 *m* eingeengt. Von da an dreht, wie gesagt, der Toplicabach nach NNW und gelangt da ins Oroslavjetal. In dieser Talwende und im südlichen Winkel des Oroslavjetales liegt das Thermalgebiet von Stubičke Toplice.

Die beiden Talstrecken des Toplicabaches, nämlich das Stubica- und das Oroslavjetal, werden, und zwar ersteres durch das hier sanft abfallende Gelände des Zagrebgebirges im Süden und den teilweisen Steilhang des Kamenjak im Norden, das zweite aber von den niederen Ausläufern des Zagrebgebirges im Westen und den des Kamenjak im Osten begrenzt. Die beiden in Rede stehenden Täler stehen so ziemlich aufeinander senkrecht und wenn wir sie ihrer Lage nach gegenüber dem Agramer-Gebirge bezeichnen wollen, so ist das Stubicatal ein Längs- und das Oroslavjetal ein Quertal.

Wie bereits erwähnt, liegt Stubičke Toplice beiläufig in 162 *m* abs. Höhe. Die bedeutendste Erhebung in der nächsten Umgebung des Bades bildet der nach NO hinziehende, steil gegen das Stubicatal abfallende Bergrücken Kamenjak mit der Kote 270 (Sv. Theodor). Gegen N ist die Abdachung dieses Berges bloß eine allmähliche, denn wir sehen, ausgenommen einige Erosionsfurchen und kürzere Taleinschnitte $^3/_4$ *km* nördlicher von Sv. Theodor, noch immer Erhebungen

bis 261 *m*. Der Kamenjakberg mit seinen nach Norden gegen das Krapinatal abfallenden Hügeln bildet gleichzeitig die rechtsseitige Begrenzung des Oroslavjetales, während das linksseitige Gelände des Tales eine mehrfach durchfurchte Terrasse mit bis 184 *m* abs. Höhe bildet. Die relative Erhebung derselben ober dem Tal von Oroslavje beträgt daher nur 15—22 *m*.

Die südliche Begrenzung des Stubicatales bilden, wie gesagt, die sanften nördlichen Ausläufer des Agramer-Gebirges, von welchen der Kapelšćakberg mit 247 *m* abs. Höhe die höchste Erhebung im näheren Umkreis des Bades darstellt. Eine Reihe verschieden großer, gegen Norden in den Gebirgskörper eingeschnittener und durch viele kleinere Erosionsfurchen zergliederter Quertäler verleihen der ganzen Gegend ein äußerst malerisches Gepräge, welches noch insbesondere durch die vielen zerstreut umherliegenden Häusergruppen und Kulturen erhöht wird.

B. Geologische Darstellung.

(Hierzu Fig. 1 und Taf. I.)

Das älteste aufgedeckte geologische Glied der näheren Umgebung des Bades Stubičke Toplice ist ein miocäner Lithothamnienkalk. Derselbe umkreist den östlichen Teil der Depression beim Bad und bildet den bereits erwähnten, von SW nach NO streichenden Steilhang des Berges Kamenjak. Ganz unvermittelt und knapp bei der Kapelle in der Nähe des Kurhauses sehen wir abermals einen bloß wenige Schritte betragenden Leithakalkfels auftauchen.

In stratigraphischer Hinsicht wäre zu bemerken, daß der Leithakalkzug des Kamenjakberges im allgemeinen ein NO—SW-Streichen bekundet, welches sich indessen an seiner SW-Spitze in O—W ändert. Da der Leithakalk noch in Bänke gesondert ist, so zeigt er auch bezüglich seiner übrigen Lagerungsverhältnisse sehr nennenswerte Erscheinungen. Er fällt nämlich im großen Steinbruch, östlich von der Kote 271 (bei einem Streichen von NO—SW), unter einem Winkel von 40° nach NW ein, während er gleichzeitig da, und zwar knapp am Abhange eine jähe knieartige Biegung gegen SO macht, wobei dieser Faltenschenkel einen steilen Winkel von 77° einschließt. An der SW-Spitze des Kamenjakberges fällt der dort O—W streichende Kalk, ähnlich wie im vorerwähnten Steinbruch, nach N, und zwar unter einem Winkel von 45°.

Jene 400 *m* vom Kamenjak entfernte und bei der Kapelle SW des Kurhauses befindliche Leithakalkklippe scheint ein ONO—WSW-Streichen und ein flaches Einfallen nach SSO per 25° aufzuweisen.

Auf dem Lithothamnienkalke lagern unterpontische gelblichweiße plattige Kalkmergeln mit *Limnaeus* und *Planorbis*, welche am Kamenjak transgredierend über jenen Kalk auftreten. Diese Süßwassermergeln streichen an der Borova Vis, westlich der Kote 271, von NO nach SW und fallen gegen NW ein; kurz sie lagern konform mit dem Leithakalk. Ebenso liegen solche Mergel auf jener Leithakalkklippe bei der Kapelle, nur daß sie hier entsprechend der Lage des Kalkes ebenfalls von ONO nach WSW streichen und gegen SSO unter einem

Winkel von 42° einfallen, während dieses Streichen etwas südöstlicher in ein NW—SO übergeht, wobei diese Süßwassermergel nach SW unter einem Winkel von 19° oder auch bloß nur 10° einfallen. Diese Süßwasserkalkmergeln zeigen also, was Streichen und Einfallen betrifft, ein verschiedenes Verhalten, welches offenbar von der jeweiligen Anlagerung auf den Leithakalk abhängig war.

Gegen den Kapelšćak heraufgehend, gelangen wir in die oberpontischen Mergel, welche ober dem Dorfe von O nach W streichen und gegen N unter einem Winkel von 21° einfallen.

Die Terrasse von Oroslavje stellt uns eine abradierte oberpontische Fläche dar, welche von Sand und Bachschotter überlagert ist. An der Serpentine westlich vom Kurhause streichen diese pliocänen verworfenen Mergel beiläufig von ONO—WSW und fallen gegen NNW ein.

Was endlich die Depression von Stubičke Toplice betrifft, so besteht dieselbe, nach den Aufschlüssen der Bachufer urteilend, aus einer 1—1·30 *m* dicken Lage eines sandigen gelben Lehmes. Unter letzterem sehen wir den älteren Bachschotter von variabler Mächtigkeit und unter (stellenweise auch über ihm) diesem endlich — lokal — einen zähen graublauen Tegel. Dieser Tegel ist das Produkt von Sedimentationen ruhiger Wasseransammlung, vielleicht auch von Thermaltümpeln. Noch möchte ich bemerken, daß bei der Mühle (NNO vom Bade) Bachschotter in verschiedener Höhenlage im Lehm in Gestalt von linsenartigen Einlagerungen zu beobachten ist. Dies ist auch selbstverständlich, da ja der Toplicabach, ins breitere Tal gelangend, des öfteren seinen Lauf änderte. Den besten Beweis dafür liefert uns die Terrasse von Oroslavje, die ja ein Werk der abradierenden Tätigkeit dieser Bäche ist.

Geotektonische Verhältnisse.

(Fig. 1, 2 und 3.)

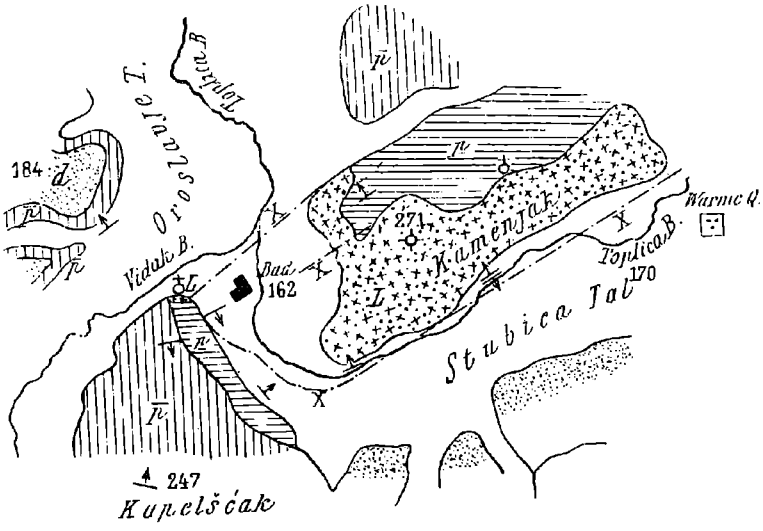
So klein auch unser in Rede stehendes Gebiet ist und obwohl da nur miocäne Strandbildungen, pliocäne Mergel und diluviale Schotter und Lehme zum Absatz gelangten, so weist uns doch die Art und Weise des Auftretens des Leithakalkes einerseits, dann das gegenseitige Verhalten der mio-pliocänen Bildungen und endlich das Vorhandensein von Thermen anderseits auf gewichtige tektonische Momente hin, welche sich im Gebiete der Thermen von Stubica in nicht ferner geologischer Vergangenheit abgespielt haben.

Zuerst wollen wir den Leithakalk ins Auge fassen.

Der Leithakalk, den wir in der Umgebung von Stubica beobachten, ist da zumeist in kleinen losen Partien vorhanden und ist entweder an die Kreidebildungen angelagert, wie bei Gornja Stubica, Pasansko und bei Slani Dol, oder er bildet selbständige größere oder kleinere Rücken, welche aus den sie umgebenden pliocänen Ablagerungen herausragen. So ist es bei Stubičke Toplice der Fall, wo uns der Leithakalk den von SW nach NO streichenden Bergrücken Kamenjak darstellt. Dieser Rücken bildet knapp an seinem SO-Steilrande eine antiklinale Knickung, deren SO-Schenkel nur im Bereiche des Steinbruches noch teilweise sichtbar ist, während an der SW-Spitze

des Berges bloß jener flache und nach N einfallende Schenkel vorhanden ist. Der SO-Rand des Kamenjak ist also abgebrochen und abgesunken. Sein unter einem Winkel von 77° nach SO einfallender Schenkel bildet aber den Gegenflügel jener Leithakalkzone, welche sich ober Slani Dol direkt auf den Körper des Agramer Gebirges lehnt. Ferner reichte der Leithakalk des Kamenjak weiter in SW-Richtung bis zur Kapelle (SW vom Kurhause), wo er jetzt eine bloß wenige Schritte lange und niedere Klippe bildet. Letztere ist also die SW-Spitze des einst da zusammenhängenden Leithakalkrückens. Von da zur NW-Ecke des Kamenjak — Borova Vis — zieht endlich die

Fig. 1.



Geologisch-tektonische Skizze der Gegend um Stubičke Toplice (1:25.000).
L = Leithakalk; $\underline{p}$ = unterpontische Süßwasserkalkmergel; $\overline{p}$ = oberpontische Brackwassermergel; d = Terrassendiluvium; x = Bruchlinien, die nördlichste davon bezeichnet zugleich den Verlauf der Thermalspalte (siehe auch Taf. I); $\underline{\uparrow}$ = Streichen und Einfallen der Schichten.

Thermalzone, die uns gleichzeitig das Vorhandensein einer tiefen Spalte augenscheinlich macht. Die einst zwischen der Klippe und dem SW-Rande des Kamenjakberges befindliche Leithakalkmasse ist zufolge der dieses Terrain umgrenzenden Spalten (x) abgesunken.

Nun wollen wir das Verhältnis, welches zwischen den pliocänen Bildungen und dem Leithakalk besteht, ins Auge fassen. Vor allem muß betont werden, daß das Pliocän hier durch zwei Abteilungen vertreten ist: durch eine ältere Süßwasserfazies und eine jüngere brackische Abteilung. Erstere, nämlich jene hellen plattigen Kalkmergel überlagern den Leithakalk des Kamenjak an seiner NW-Flanke und langen bis auf den Bergrücken herauf. Dieselben Mergel überlagern auch die westliche Spitze — die Borova Vis — deren Basis

indessen aus Lithothamnienkalk besteht, doch scheint mir diese vorgelagerte Bergspitze eine vom Leithakalkkörper des Sv. Theodor abgesunkene Partie darzustellen, was uns die Einsattelung zwischen beiden Bergen anzudeuten scheint.

Die in Rede stehenden Süßwassermergel der unterpontischen Stufe sowie auch der Leithakalk streichen von SW nach NO und fallen, wie bereits erwähnt, nach NW ein. Auch jene Leithakalkklippe bei der Kapelle hat im direkten Gefolge jene Kalkmergel, die zuerst, und zwar am Leithakalk selbst, von ONO nach WSW streichen und nach SSO unter einem Winkel von 42° einfallen. Dieses Streichen ändert sich aber, in SO-Richtung gehend, in NW—SO, wobei sich der Einfallswinkel auf 19 und bloß 10° verkleinert. Das Verhalten des unterpontischen Kalkmergels als des direkt auf dem Leithakalk lagernden stratigraphischen Elements deutet unzweifelhaft darauf hin, daß *a*) zu Ende des Miocäns eine Senkung der hier vorhandenen Leithakalkmassen stattgefunden hat, derzufolge eine Transgression der unterpontischen Bildungen über den Leithakalk eingeleitet wurde (die sarmatischen Bildungen sind da nämlich verdeckt), und daß *b*) der miocäne Leithakalkrücken des Kamenjak während der Anlagerung des Süßwasserkalkmergels noch den Raum zwischen dem SW-Abhange des Kamenjak und der Kapellenklippe eingenommen hat. Dieser Raum wird im NW durch den Vidakbach begrenzt. Diese Grenzlinie fällt gleichzeitig mit jenem Verwurf zusammen, an welchem der Leithakalk samt dem ihm da aufgelagert gewesenen unterpontischen Süßwassermergel abgesunken ist. Diesen Verbruch markiert uns da speziell noch die Thermalzone von Stubičke Toplice.

Fig. 2

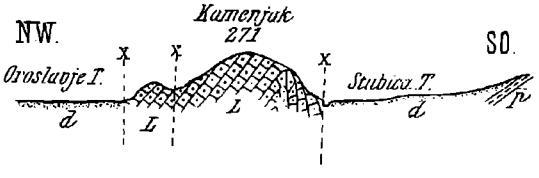
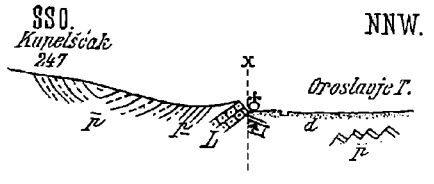


Fig. 3



Schematische Profilskizzen, und zwar: Fig. 2 durch den Kamenjak in NW—SO-Richtung und Fig. 3 über den Kapelšćak und die Leithakalkklippe bei der Kapelle ins Tal von Oroslavje in SSO—NNW-Richtung.

L = Leithakalk; $\underline{p}$ = unterpontische Kalkmergel; $\bar{p}$ = oberpontische Mergel; d = Diluvium; x = Verwürfe.

Der SO-Rand des Kamenjakberges, welcher zugleich einen Teil des rechten Ufers des Toplicabaches bildet, ist — wie ich dies bereits betont habe — ein Bruchrand, welcher parallel mit jenem soeben beschriebenen der Thermalzone verläuft und NO bei der Kote 170 (westl. des Weges nach Dol. Stubica) das Dasein einer Therme einleitete.

Die Umgebung der nördlichen Ecke des Kapelšćak, das ist die Leithakalkklippe samt jenen Kalkmergeln, bildet also einen integrierenden Teil der einstigen aus dem oberpontischen Meer herausragenden Leithakalkinsel des Kamenjakberges. Die nachträglichen postpliocänen Krustenbewegungen zerbrachen jene Leithakalkinsel und die durch Spalten getrennten Schollen sanken zum Teil in die Tiefe. Die beiden von SW nach NO verlaufenden Spalten an den entsprechenden Rändern des Kamenjakberges sind Parallelspalten zu jenen des NW-Abhanges des Agramer-Gebirges, welche bei Anfang des Oligocäns (?) längs der Linie Gornja Bistra—Kraljev Vrh die teilweise eruptive Tätigkeit daselbst bewirkte und auch später (postpliocän) jenen Leithakalkabbruch bewerkstelligte, der an der Linie Novaki—Pila vor unsere Augen tritt. Die oberpontischen Bildungen, welche die Basis der Terrasse Oroslavje westlich beim Bad bilden, lassen (an der Straßenserpentine) sehr deutlich die postpliocänen Verbrüche in einer Reihe von Verwerfern innerhalb der genannten oberpontischen Bildungen erkennen. Die Terrasse selbst und die Schichtenköpfe dieser Verwürfe sind mit diluvialem Bachschotter bedeckt. Es kann sein, daß dieser Schotter jener Schotterlage entspricht, welche wir unter der Lehmdecke der Talsohle beobachten, woraus sich die Sprunghöhe des Verwurfes mit beiläufig 23 *m* annehmen ließe. Nach erfolgtem postpliocänen — also diluvialen — Verbruch nämlich wurde die Erosionsbasis da tiefer gelegt und das jetzige Tal von Oroslavje respektive Stubica ausgewaschen und angeschwemmt.

Unsere geotektonischen Betrachtungen ergaben, daß das Thermengebiet von Stubica an eine von SW nach NO streichende Spalte gebunden ist und daß uns die in Rede stehenden Thermen demnach aus der Tiefe aufsteigende Spaltquellen darstellen. Die bereits erwähnten warmen Tümpel bei der Kote 170 (am Wege nach Dol. Stubica) bilden eine Parallelerscheinung zur Thermalzone von Bad Stubica, indem dieselben durch dieselbe Ursache, nämlich den von SW nach NO verlaufenden Leithakalkverbruch des Südostrandes des Kamenjak bedingt wurden.

C. Die hydrographischen Verhältnisse.

(Hierzu Tafel I und II.)

Wir haben dieselben schon teilweise berührt. Im nachfolgenden geben wir ein zusammenhängendes Bild aller in hydrographischer Hinsicht in Betracht kommenden Faktoren. Als solche sind zu nennen: die Bäche, die Kaltwasserquellen und Brunnen, dann die Thermen.

I. Die Bäche.

Diesbezüglich kommt bloß der Toplicabach mit seinem Zufluß Vidakbach und davon nur die in der Umgebung des Bades gelegenen Bachstrecken in Betracht.

Wir wissen bereits, daß beide Bäche beiläufig zu Anfang des Diluviums hier in einem etwa 22 *m* höher gelegenen Niveau sich windeten. Als sprechenden Beweis dafür sehen wir die Abrasionsterrasse von Oroslavje. Nach stattgehabtem Einsinken des SW-Endes des Kamenjak, wobei neben dem Leithakalk auch die demselben angelagerten alt- und jungpliocänen Mergel mit in die Tiefe gesunken sind, was uns die staffelförmig und mehrfach verworfenen oberpontischen Mergel der SO-Ecke der Terrasse von Oroslavje beweisen, wurden auch jene Bachläufe in ein enger umgrenztes Gebiet zwischen der genannten Terrasse und den stehengebliebenen Kamenjakrücken eingeschlossen. Nachdem die Bäche diesen oberen Teil des Oroslavjetales mittels Sedimente, Schotter und Sand, ausgeglichen und überdies die atmosphärischen Wässer von den anliegenden Abhängen die lehmigen Verwitterungsprodukte herabspülten und ablegten, erhielt dies Tal allmählich sein jetziges Antlitz.

Es wird nun notwendig sein, das jetzige Verhalten der beiden Bäche in Betracht zu ziehen, da es nicht ohne Belang für die Grundwasser- und Thermalverhältnisse sein dürfte. Feldzeugmeister Freiherr v. Steeb hat sich der mühevollen Arbeit unterzogen und alte, bis auf nahezu 100 Jahre zurückreichende kartographische Aufzeichnungen in bezug auf die stattgefundenen Änderungen der in Rede stehenden Bachläufe, insbesondere aber hinsichtlich einer etwa vor sich gegangenen vertikalen Verschiebung der Bachsohlen, nachgeprüft. Da es nicht geleugnet werden kann, daß die beiden genannten Bäche — speziell aber der Toplicabach — in bezug auf seine erosive Tätigkeit sowohl in vertikaler als horizontaler Richtung hin von eminenter Wichtigkeit hinsichtlich der Schwankungen der in dieser Depression angesammelten Grundwässer — ja zum Teil auch der Thermalwässer — ist, so glaube ich, daß es von Wichtigkeit sein dürfte, die von v. Steeb eruierten Ergebnisse in bezug auf die beiden Bäche Toplica und Vidak wörtlich folgen zu lassen:

a) Der Vidak.

„Der Vidak potok hat seinen Lauf während der letzten 100 Jahre nur wenig geändert. Vor dem Jahre 1861 bildete er bei der ehemaligen Therme *F* (Tafel II), 40 *m* nach N ausbiegend, eine Serpentine. Im Jahre 1880 soll der Vidak bei normalem Wasserstande eine Breite von 3·8—7·6 *m*, eine Tiefe von 0·8—2·0 *m* und eine Geschwindigkeit von 0·6 *m* gehabt haben, so daß in der Sekunde etwa 0·5 m^3 abflossen. Dies stimmt nicht mit dem gegenwärtigen Zustande. Bei etwas höherem Sommerwasserstande wurde nämlich[1]) zunächst des Steges, in der

[1]) Am 31. August 1909. Am 26. August 1909, bei einem um 0·03 *m* niedrigeren Wasserstande, ergab sich zunächst der untersten Brücke (bei 161·07) die in der Sekunde abfließende Wassermasse mit 0·04 m^3, die größte Tiefe mit 0·11 *m*.

Verlängerung der NO-Front des Hauptgebäudes, die Bachbreite mit 1·50 *m*, die durchschnittliche Tiefe mit 0·31 *m*, die größte Tiefe mit 0·59 *m*, die Geschwindigkeit mit kaum 0·2 *m* und die in der Sekunde abfließende Wassermasse mit etwa 0·08 m^3 — also zirka ein Sechstel der Bestimmung vom Jahre 1880 — ermittelt. Abwärts der Schleuse (160·650) ist die Wassermasse noch etwas geringer, da durch erstere Wasser durchsickert.

1880 sollen Hochwässer häufig die Ufer überschwemmt haben. Dies geschieht jetzt selten. Das Bachbett, welches im oberen Teile bis 6 *m* breit ist und über 1 *m* hohe Ufer besitzt, genügt gegenwärtig gewöhnlich, um die Hochwässer aufzunehmen. Dies ist um so mehr tunlich, als bei bedeutendem Wasserstande die Schleuse und das Überfallwehr daneben (160·650) einen Teil des Wassers, bei der Levinquelle vorbei, direkt in die Toplica fließen lassen. Nur beim Eisgang, wenn Stauungen vorkommen, oder nach anhaltendem starken Regen tritt jetzt der Vidak aus seinen Ufern [1]."

b) Die Toplica.

„Bei der Toplica ist der Abschnitt zwischen den beiden, erst 1903 erbauten Wehren bis etwa 30 *m* stromauf des oberen Wehrs seit 1820 fast unverändert geblieben. Noch weiter aufwärts war aber damals der Bach stark gegen Westen gekrümmt, so daß er sich bis auf zirka 20 *m* der Wiesenquelle näherte. Diese Serpentine wanderte stromauf. 1861 stimmte das Bachbett bereits bis auf 150 *m* südlich des oberen Wehrs mit dem jetzigen überein. 1880 wurde die Breite der Toplica mit 5·7—38·0 *m*, die Tiefe mit 1·6—2·4 *m*, die Geschwindigkeit mit 0·5 *m* bei Normalwasser angegeben. In einer Sekunde flossen 1·3 m^3 Wasser ab.

Dies weicht bedeutend vom jetzigen Zustande ab. Am 21. September 1909 wurde 115 *m* stromauf vom oberen Wehr die Bachbreite mit 5·65 *m*, die durchschnittliche Tiefe mit 0·85 *m*, die größte Tiefe mit 1·14 *m*, die Geschwindigkeit mit 0·03 *m* und die in einer Sekunde abfließende Wassermenge mit 0·14 m^3 ermittelt.

Am selben Tage war 14 *m* abwärts des Steges die Bachbreite 5·70 *m*, die durchschnittliche Tiefe 0·11 *m*, die Geschwindigkeit 0·5 *m* und die in einer Sekunde abfließende Wassermasse 0·29 m^3.

Die Wassermasse wäre also jetzt nur etwa der fünfte Teil von jener im Jahre 1880. Wenn man auch berücksichtigt, daß die neuen Daten sich auf das Herbstniederwasser beziehen — also vielleicht ein Minimum darstellen — so bleibt dieser Unterschied doch auffallend.

Die Hochwässer verursachten 1880 ausgedehnte Überschwemmungen. Bei abnorm hohen Inundationen kam das Wasser längs der Chaussee und floß durch das Badehauptgebäude wieder in das Toplicabett. Solche Überschwemmungen dürften im Raume innerhalb

[1]) Ein solches Hochwasser war Mitte Oktober 1909. Dasselbe zerstörte einen Teil der Schleuße beim Abflusse zur Levinquelle. Dieselbe wurde wieder hergestellt und bei dieser Gelegenheit das Überfallwehr daselbst verbreitert.

des Badeetablissements beinahe die Kote 162 *m* erreicht haben. Um diese sehr unangenehmen Hochwässer abzuwehren, wurde Ende 1880 oder vielleicht 1881 rings um das Bad die aufgedämmte Straße hergestellt, welche durchaus höher als 162 *m* liegt. Gleichzeitig beseitigte man die 150 *m* stromauf des jetzigen oberen Wehrs befindliche Serpentine durch einen Durchstich.

Gegenwärtig treten zwei- bis dreimal jährlich ein bis zwei Tage währende Hochwässer auf, welche beim oberen Wehr[1]) die absolute Höhe von 161·0 *m* bis vielleicht 161·3 *m* erreichen dürften. Beim Steg entspricht dies den Koten 159 *m* und 160·5 *m*[2]).

Oberhalb des jetzigen unteren Wehrs wendete sich die Toplica 1820 nicht nach rechts, sondern strömte gerade, in nördlicher Richtung weiter und vereinigte sich zwischen den zwei jetzt bestehenden Vidakbrücken mit diesem Bache. Derselbe mündete also nicht, wie heute unterhalb der Mühle in die Toplica, sondern letztere floß im Vidakbette — mit dem Vidak gemeinsam — zur Mühle.

Nur das überschüssige Wasser der Toplica gelangte über ein Wehr, in der Gegend der heutigen Schleuse (160·650), an der Levinquelle vorbei in einen tiefer liegenden Abfluß. Letzterer benützte beiläufig das heutige Bett der Toplica und mündete abwärts der Mühle in die vereinigten Vidak-Toplica-Bäche.

Die Gegend westlich und südwestlich des Levinbrunnens, wo die Vereinigung der Toplica und des Vidak stattfand, scheint (1820) sehr verwildert gewesen zu sein. Inselbildungen und tote Arme nahmen einen größeren Raum ein.

Im Jahre 1861 war dies bereits reguliert. Die Toplica floß in einem geraden Bette vom jetzigen unteren Wehr zum Vidak und vereinigte sich mit diesem in sehr spitzem Winkel, etwa 20 *m* stromab der jetzigen, untersten Vidakbrücke (161·07). Für den Abfluß des Toplicaüberwassers war im rechten Ufer ein 25 *m* langes Wehr eingebaut. Dasselbe erstreckte sich von der heutigen Mündung des Abflußkanals, des heißen Wassers (unterhalb des zweiten Wehrs), bis etwa 6 *m* westlich des Levinbrunnens. Rechts dieses Wehrs lag der tiefere Abfluß[3]). Reste dieses Wehrs, aus einer Pfostenwand hergestellt, bestehen heute noch neben der Levinquelle. Die Pilotenköpfe besitzen jetzt die Kote 159·43 m.

Im Jahre 1880 war dieses Wehr schon an einigen Stellen durchbrochen, insbesondere aber, bis auf 25 *m* stromaufwärts vom Wehr, das Ufer durchgerissen. Der Toplica war damit in einer langen Strecke der Weg in den tieferen Abfluß — also beiläufig in das heutige Toplicabett — eröffnet. Es gelangte daher damals nicht nur kein Toplicawasser in den Vidak, sondern floß sogar ein Teil des letzteren zurück gegen die Toplica.

---

[1]) Der Wehrbalken hat die Kote 159·82 *m*. Mitte Oktober 1909 wurde diese Stauhöhe auf 159·56 vermindert. Gleichzeitig ist das untere Wehr, welches nur aus einem Staubalken bestand, beseitigt worden.

[2]) Von den letzteren Angaben ist die zweite die verläßlichere. Seit Ende Oktober 1909 besteht 18·7 *m* stromauf vom oberen Wehr und 2·5 *m* vom linken Ufer ein Pegel in der Toplica. Der Nullpunkt desselben hat die Kote 159·52 *m*.

[3]) Der Abfall unmittelbar beim Wehr dürfte 0·9 *m* betragen haben.

Um den Betrieb der Mühle zu ermöglichen, mußte der Vidak gegen die Toplica abgesperrt werden, nur das Überwasser gelangte dahin. Hochwässer erweiterten die Öffnungen im rechten Toplicaufer und so entstand bis etwa 1886 im Prinzip das heutige Verhältnis, bei dem kein Toplicawasser zur Mühle gelangt. Dem entspricht auch eine Darstellung, welche etwa aus dem Jahre 1894 stammen dürfte. Nach derselben wendete sich die Toplica zu jener Zeit stromab des heutigen unteren Wehrs zuerst gegen Ost, dann gegen West — gegen den Vidak potok — und vereinigte sich mit diesem Bache, nach einem abermals gegen Ost gekehrten Bogen, an derselben Stelle wie gegenwärtig.

1895, oder im Frühjahre 1896, wurde die Bachkrümmung östlich der Mühle abgeschnitten und bald darauf der Bachteil zunächst des jetzigen Steges reguliert. Dabei ergab sich die Notwendigkeit, den Abfluß des Vidak Überwassers anders zu gestalten. Derselbe erfolgte nämlich bishin in einem schmalen Graben, welcher fast gegen die Laufrichtung der Toplica gerichtet war. Der neue Abfluß wurde mehr gegen Nordost gedreht und verbreitert. Diese Rinne gelangte dadurch in die Gegend der Levinquelle. Dieser Vidakabfluß ist durch eine Schleuse und daneben befindliches Überfallwehr (Kote 160·65 *m*) gegen die zirka 2 *m* tiefer liegende Toplica abgeschlossen, so daß gewöhnlich nur etwas Sickerwasser dahin gelangt. Bei Hochwasser im Vidak stürzen aber hier, bei der Levinquelle, bedeutende Wassermassen in die Toplica.

1902 trat ein außergewöhnlich großes Hochwasser ein. Dasselbe riß die Uferversicherungen in der Gegend des jetzigen Steges weg. Die Breite des Bachbettes, bishin 8—9 *m*, wurde dadurch in diesem Abschnitte verdoppelt, die Stegquelle freigelegt. Dasselbe Hochwasser demolierte das Wehr der Sermage'schen Mühle, zirka 1·5 *km* unterhalb der zum Bade gehörigen Mühle.

Vorstehendes kann dahin zusammengefaßt werden, daß die Toplica stromauf vom unteren Wehr seit etwa 30 Jahren beinahe im gleichen Bette fließt, während stromab obigen Wehrs bis in die jüngste Zeit mannigfache Veränderungen vorgekommen sind. Besonders der Raum etwa 30 *m* südlich und östlich des Levinbrunnens ist von dem stets wechselnden Abfluß des Vidak Überwassers vielfach durchwühlt. Die jetzige Stegquelle blieb bis 1894 östlich der Rinne — wenn auch manchmal nur einige Meter weit — dann lag sie westlich der Toplica und erst durch die Regulierung vom Jahre 1896, beziehungsweise Verbreiterung des Bachbettes gelegentlich des Hochwassers vom Jahre 1902 kam die Stegquelle in die Furche der Toplica. Im Sommer 1909 war bereits wieder in der Gegend der Stegquelle und 20 bis 25 *m* auf- und abwärts derselben das früher über 17 *m* breite Bachbett, durch eine 20—60 *cm* hohe Schotterablagerung am linken Ufer, auf 9 *m* verengt.

Die Levinquelle befand sich 1820 bis 1880 innerhalb des Vidak Überfallwasserabflusses, war dann 1894 nördlich dieser Rinne und ist durch die Regulierung von 1896 wieder in dieselbe gekommen.

Über die Niveauverhältnisse jenes Raumes, in dem seinerzeit das Toplicaüberwasser abgeflossen — also unterhalb der betreffenden Wehr vom Jahre 1861 — geben die Höhenkoten vom Jahre 1880 einen wenn auch nicht ganz verläßlichen Aufschluß. Sie sind nämlich an und für sich allerdings auf 5—10 *cm* richtig, es ist aber nicht immer tunlich, den Punkt verläßlich zu ermitteln, auf den sie sich beziehen.

Nach diesen Koten vom Jahre 1880 hätte der Bachgrund zwischen der Levin- und Stegquelle die absolute Höhe 158·91 *m*, er würde also 0·24 *m* über der ersteren und 0·52 *m* über der letzteren Quelle gelegen sein. Dies erscheint etwas zu hoch. Die Wassertiefe war an jener Stelle, beinahe wie jetzt, 0·2 *m*.

Mit Sicherheit lassen die vorhandenen Nivellements erkennen, daß der Grund der Toplica seit etwa 15 Jahren seine Höhenlage nicht bemerkenswert geändert hat. Sollte dies geschehen sein, so hat sich das Bachbett vielleicht um einige Zentimeter gehoben [1]).

Wir wollen diesen von v. Steeb gemachten Erhebungen vorläufig nur dies hinzufügen, daß wir in unseren nächsten Erörterungen über die Schwankungen des Thermalwassers hauptsächlich die Verhältnisse des Toplicabaches im Auge halten werden, als auch die Tatsache, daß das Bett dieses Baches seit mehreren Jahrzehnten (bestimmt aber seit zirka 15 Jahren) im vertikalen Sinne keine bemerkenswerten Oszillationen erlitten hat. Anderseits aber müssen wir auf den Umstand hinweisen, daß die Breite des Bachbettes beim Steg in neuester Zeit (1902) eine horizontale Ausbreitung im Niveau des Thermalhorizonts erfahren hat.

2. Die Quellen und Kaltwasserbrunnen.

Quellen gibt es um Stubičke Toplice nur wenige und diese liegen am NW-Abhange des Kamenjak in der Nähe und südlich bei der Kote 209. Es sind dies Schichtquellen, gebunden an die ober-

---

[1]) Der Toplicagrund hatte nach dem Nivellement von Piatki (aus dem Jahre 1894, vielleicht auch früher) vom jetzt bestehenden oberen Wehr 56 *m* stromauf die Kote 158·98 *m*, dann 120 *m* oberhalb desselben Wehrs die Kote 159·37 *m*. Für den Bachgrund ergibt sich daher ein Gefälle von 6 *mm* auf einen Meter, woraus für den Grund an der Stelle des jetzt bestehenden oberen Wehrs die Kote 158·64 *m* resultiert. Gegenwärtig entspricht dem Bachgrunde knapp unterhalb des Wehrs die Kote 158·72 *m*.

Piatki gibt weiters für den Toplicagrund 11 *m* abwärts vom jetzigen Steg die Kote 158·12 *m*. Heute entspricht der tiefsten Stelle des Grundes beim Stege die Kote 158·20 *m*. Dies würde ein Gefälle von 7 *mm* auf den Meter ergeben, was wahrscheinlich zu groß. Die Bachsohle liegt also hier voraussichtlich um 2—3 *cm* höher als früher.

Piatki bestimmte endlich bei der Mündung des Vidak potok in die Toplica die Kote des Bachgrundes mit 157·72 *m*. An dieser Stelle befindet sich jetzt eine Sandbank. 5 *m* stromabwärts davon, bei der Furt, besitzt die tiefste Stelle des Bachbettes gegenwärtig die Kote 157·74 *m*. Es liegt hier also die Bachsohle heute um 2 *cm* höher wie vor 15 Jahren, wenn man auch das Gefälle des Bachbettes (etwa 2 *cm*) gar nicht berücksichtigt.

pliocänen Bildungen. Dieselben stehen in gar keinem Zusammenhang, weder mit den Grund- noch den Thermalwässern. Wir können deshalb sogleich auf die Betrachtungen der Kaltwasserbrunnen übergehen. (Die Kotierungen und Wasserstände wurden von v. Steeb eruiert.)

Die Brunnen sind natürlich an die Wohnstätten der Menschen gebunden und wir finden sie auch dementsprechend am N- und NO-Abhang des Kapelšćak.

a) Der Kaltwasserbrunnen südlich der Kapelle. Es ist dies der den Thermen am nächsten gelegene, im Gebrauche stehende Kaltwasserbrunnen. Seine Entfernung vom Maximilianeum beträgt bloß 120 *m* und er liegt sozusagen in der SW-Verlängerung der Thermalspalte.

Die absolute Höhe des Bodens beträgt . . . 165·22 *m*,
Der Wasserspiegel befindet sich in einer abs. Höhe von 155·99 *m*,
Die Temperatur des Wassers fand ich = 14·5° C.

Der Brunnenschacht befindet sich bereits in der Zone der unterpontischen Mergel. Der Wasserspiegel dieses Brunnens liegt etwas über 2·5 *m* unter dem tiefsten Thermalhorizont (im Bache) oder etwas über 4·5 *m* unter dem mittleren Thermalwasserstandim Maximilianeum. Da dieser Brunnen überdies auch um über 3·5 *m* unter dem Wasserspiegel des Baches Toplica liegt, so ist dadurch seine vollständige Unabhängigkeit von den Fluktuationen sowohl des Wasserstandes des Baches, als auch den der Thermen evident. Die an die Thermallinie relativ stark genäherte Lage dieses Brunnenschachtes scheint die Ursache zu sein, daß die Temperatur des Wassers um zirka 1° C höher ist als die der übrigen Brunnen. Noch wäre zu bemerken, daß das Wasserquantum dieses Brunnens, wie man mir erzählte, teilweise vom Regenwetter und der Dürre abhängt[1]).

b) Der Brunnen des Gajski liegt südöstlich und am weitesten vom Maximilianeum.

Die Erdoberfläche liegt in 163·03 *m* abs. Höhe.
Der Wasserspiegel liegt in . . . 160·00 *m* „
Die Temperatur des Wassers = 13·4° C.

Nach dem Regen wird das Wasser trüb. Dieser Brunnen ist zirka 75 *m* vom Toplicabache entfernt.

c) Der Brunnen des Flegar (Norton) liegt etwa 100 *m* NW vom vorigen.

Die Erdoberfläche befindet sich in der abs. Höhe 163·0 *m*.
Der Wasserstand desselben liegt etwa in „ „ 159·5 *m*.
Die Temperatur des Wassers beträgt 12·4° C.

Dieser Brunnen ist zirka 60 *m* vom Toplicabache entfernt.

---

[1]) Baron Steeb hat noch einen aufgelassenen Brunnen, welcher nördlich und knapp bei der Kapelle steht, gemessen. Er fand: Bodenoberfläche = 164·0 *m*, Wasserspiegel 159·8 *m*. — Wasser stagnierend. Dieser Brunnen, 41 *m* vom Kapellenbrunnen ad *a*), liegt bereits in der diluvialen Depression und reiht sich den übrigen Grundwasserbrunnen an.

d) Der Brunnen des Šipek liegt 250 *m* westlich vom Maximilianeum und zirka 70 *m* vom Vidakbache entfernt.

Die Erdoberfläche liegt in 164·08 *m* abs. Höhe.
Der Wasserspiegel liegt in . . . . 161·86 *m* „
Die Temperatur des Wassers beträgt 13·4° C.

Nach einem Regen trübt sich das Wasser.

e) Der Brunnen des Majdić liegt vom vorigen westlich und zirka 120 *m* entfernt. Die Temperatur des Wassers beträgt 12·5° C, dasselbe ist stets klar.

3. Die Thermalquellen.

Das Thermalgebiet von Stubičke Toplice ist in so mancher Beziehung von Interesse. Die eingehenden Untersuchungen über die Oszillationen des Thermalwasserstandes einerseits, dann die gemachten Erhebungen über die Temperaturverhältnisse des Bodens im Bereiche der Thermen anderseits ergaben einige bemerkenswerte Data, welche zur näheren Erkenntnis der Natur dieser Thermen, insbesondere ihre Abhängigkeit von den tektonischen und meteorologischen Verhältnissen in mancher Hinsicht zu erkennen geben.

Um alle diese Erscheinungen möglichst übersichtlich zu gestalten, werde ich dieses Kapitel in drei Abteilungen zerlegen, wovon das erste die einzelnen Thermalquellen behandeln, ein zweites die Bodentemperaturen im Bereiche der Thermen veranschaulichen und endlich ein dritter Abschnitt einige allgemeinere Folgerungen besprechen soll.

a) Die Beschreibung der Thermen.

α) Die Thermen der Spalte des NW-Abhanges des Kamenjak.

Diese Thermen bilden das Bad Stubičke Toplice. Die nachfolgende Beschreibung der einzelnen Quellen verdanke ich Sr. Exzellenz Herrn Baron Steeb.

Das Maximilianeum.

„Das Maximilianeum ist ein im Badehauptgebäude befindliches Bassin, mit gewölbter Decke. Der Wasserspiegel mißt beiläufig 33 m^2. Der Boden liegt am Nordwestende in der absoluten Höhe 160·15 *m*. Er ist aus einem Pfostenbelag gebildet, durch Löcher in demselben quillt das warme Wasser. Besonders reichlich und heiß — etwa 50—56° C — ist dieser Zufluß am Südostende. Während der Badesaison wird von 6—8 Uhr abends das Wasser vollständig abgelassen, es steigt dann bis 6 Uhr früh gewöhnlich auf 38—45 *cm*. Dies entspricht einem Zuflusse von etwa 14 m^3 in 10 Stunden; doch erfolgt derselbe mit rasch abnehmender Geschwindigkeit. In der Nacht vom 1. auf den 2. Juni 1909 erreichte die Wasserhöhe

nach der 1. Stunde 13 *cm*
„ „ 2. 19

nach der 3. Stunde 24 *cm*
„ „ 4. „ 28 „
Nach der 9. Stunde war die Wasserhöhe 40 *cm*.

Sie wächst dann in der Regel noch weiters durch 12 Stunden bis zur durchschnittlichen Höhe von 51 *cm*[1]). Das Maximilianeum enthaltet dann zirka 16·5 m^3. Dieses Badebassin wurde um das Jahr 1820 erbaut. Sein Wasserinhalt ist damals „nach einer oberflächlichen Schätzung" mit 3 Kubikklaftern oder 20·46 m^3 angegeben worden. Dies würde der Wasserhöhe von 62 *cm* entsprechen. Piatki hat zirka im Jahre 1894 die absolute Höhe des Wasserspiegels und Bodens ermittelt. Danach war vor ungefähr 15 Jahren die Wasserhöhe im Maximilianeum 97 *cm*, also um 46 *cm* größer als jetzt[2]).

Etwa 15 *m* nördlich vom Maximilianeum, dort wo seit 1893 die Wannenbäder sind, war in einer Bodenvertiefung eine heiße Quelle.

Beiläufig 30 *m* nordwestlich vom Maximilianeum, im Hofe des Kurgebäudes, steht ein Brunnen, der (nach 10 Minuten Pumpen) zirka 50° C heißes Wasser liefert.

Die Hauptquelle.

Die Hauptquelle befindet sich in einem runden, mit Bruchsteinen ausgemauerten Brunnen von 3·08 *m* Durchmesser, also 7·45 m^2 horizontalem Querschnitt. Die Brunnenwände wurden vor etwa 15 Jahren auf der Außenseite mittels einer zirka 20 *cm* dicken Betonschicht gedichtet, welche bis über den Wasserspiegel reicht.

Die Sohle des Brunnens liegt in der absoluten Höhe 159·73 *m*. Die durchschnittliche Wasserhöhe kann mit 72 *cm* angenommen werden. Die Wassermasse im Brunnen beträgt dann 5·35 m^3. Die Temperatur desselben mißt 52—59° C.

Auf dem Brunnen steht ein achteckiger Turm. Derselbe enthält zirka 2·75 *m* über dem Quellenspiegel einen 3·7 m^3 großen Eisencaisson. In diesen wird das Quellwasser gepumpt und von dort in die verschiedenen Badeanlagen verteilt. Die Pumpe, von einer kleinen Dampfmaschine angetrieben, fördert mindestens 2·5 m^3 in der Stunde[3]).

---

[1]) Nach Beobachtungen vom 5. Juli bis 8. August 1909 erreichte die Wasserhöhe im Maximilianeum im Durchschnitte 8 Stunden nach dem Schließen des Abflusses 37 *cm*, nach abermals 8 Stunden stieg das Wasser um etwas mehr als 5 *cm* und in noch weiteren 6 Stunden um ein wenig mehr als 2 *cm*, so daß 22 Stunden nach dem Schließen des Abflusses die Wassertiefe durchschnittlich 45 *cm* betrug.

Das Steigen des Wassers mißt also im Mittel von der 4. zur 8. Stunde, nach Sperrung des Abflusses, 2·5 *cm*, von der 8. zur 16. Stunde etwas mehr als 0·5 *cm* und von der 16. bis zur 22. Stunde zirka 0·3 *cm* per Stunde.

[2]) Vor dem Jahre 1880 soll sich das Niveau des Maximilianeums plötzlich gesenkt haben, als man den Abfluß desselben reinigte. Man vermutete die undurchlässige Erdschicht an einer Stelle durchgeschlagen zu haben und bemühte sich dies wieder zu dichten, es soll aber nicht vollständig gelungen sein.

[3]) Im Frühjahre 1909 ist die Leistungsfähigkeit dieser Pumpe durch verschiedene Verbesserungen auf beinahe das Doppelte gestiegen.

In dieser Weise — aber ohne Pumpenanlage — bestand die Hauptquelle schon 1820. Damals umgab das Quellenhaus ein kleines Dunstbad — das Dianabad. In demselben wurde mittels Blechröhren der heiße Wasserdampf auf die leidenden Körperteile geleitet.

Die Mächtigkeit des Zuflusses zur Hauptquelle läßt sich schon danach beurteilen, daß die vorhandene Pumpe den Quellenwasserspiegel nur um etwa 20 *cm* zu erniedrigen vermag; dann übersteigt der Zufluß die Leistungsfähigkeit der Pumpe (2·5 m^3 per Stunde). Während des Pumpens sinkt die Quelle nicht jedesmal in derselben Weise; wahrscheinlich arbeitet die Maschine ungleich. Nach dem Einstellen des Pumpens steigt aber der Wasserspiegel scheinbar stets nach demselben Gesetze. Deutlich ist zu erkennen, daß der Zufluß um so stärker wird, je tiefer die Quelle ausgepumpt wurde.

Weitere Details sind aus der auf pag. 18 befindlichen Tabelle I zu entnehmen.

Das Niveau der Hauptquelle scheint sich im Laufe der Zeit geändert zu haben. Hochmayer gibt nämlich 1880 eine Kote 160·73 *m* an, welche sich auf den Wasserspiegel der Hauptquelle beziehen dürfte. Derselbe wäre demnach vor 30 Jahren um 0·28 *m* höher gewesen als jetzt.

Anderseits ist jedoch 1820 das Wasser der Hauptquelle im natürlichen Gefälle — ohne Pumpen — in das Bauernbad (heutiges Schweizerhaus) geflossen. Für den Wasserspiegel des letzteren ermittelte Piatki vor etwa 15 Jahren die absolute Höhe 160·34 *m*, das ist um 0·11 *m* weniger als das gegenwärtige Niveau der Hauptquelle. Dieselbe könnte somit auch heute noch in das Bauernbad fließen.

Die Wiesenquelle.

Die Wiesenquelle wurde 1902 erschlossen. Der etwa 2 *m* tiefe, runde Brunnen hat 1·56 *m* Durchmesser, also einen horizontalen Querschnitt von 1·91 m^2. Die Verkleidung besteht aus trockenem Bruchsteinmauerwerk. Die Sohle besitzt die absolute Höhe 159·16 *m*, die durchschnittliche Wasserhöhe 66 *cm*. Die Wassermenge im Brunnen mißt 1·3 m^3, die Temperatur der Quelle beträgt 44—52° C.

Der Brunnen ist nur lose mit Pfosten zugedeckt. Durch eine eiserne Saugleitung ist die Verbindung mit der zirka 65 *m* entfernten, bei der Hauptquelle stehenden Pumpe hergestellt.

Die Mächtigkeit des Zuflusses läßt die auf pag. 19 befindliche Tabelle II erkennen. Während des Pumpens ändert sich der Wasserspiegel unregelmäßiger als bei der Hauptquelle. Dies erklärt sich dadurch, weil die Wassermenge der Wiesenquelle etwa nur ein Viertel von jener der Hauptquelle ausmacht. Das Steigen der Wiesenquelle nach dem Einstellen des Pumpens findet vielleicht deshalb rascher statt, weil die Brunnenverkleidung durchlässig, bei der Hauptquelle aber abgedichtet ist. Bei der Wiesenquelle vermag die Pumpe den Wasserspiegel um etwas mehr zu erniedrigen, als bei der Hauptquelle.

Tabelle I. (Zu pag. 17.)

Hauptquelle.

Benanntlich					Am 25. Juni 1908 nach der														
					1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
					Stunde														
					gepumpt					nicht gepumpt			gepumpt				nicht gepumpt		
Wasser	Höhe	bei Beginn der Stunde		*cm*	69	56	50	50	46	46	60	64	66	57	53	51	48	62	66
		bis zum Ende der Stunde	abgenommen		13	6	0	4	0	—	—	—	9	4	2	3	—	—	—
			zugenommen		—	—	—	—	—	14	4	2	—	—	—		14	4	—
	heraus gepumpt			*m*³	2·5	2·5	2·5	2·5	2·5	—	—	—	2·5	2·5	2·5	2·5	—	—	—
	im Brunnen abgenommen				1·0	0·4	0	0·3	0	—	—	—	0·7	0·3	0·1	0·2	—	—	—
	in den Brunnen zugeflossen				1·5	2·1	2·5	2·2	2·5	1·0	0·3	0·1	1·8	2·2	2·4	2·3	1·0	0·3	—

Tabelle II. (Zu pag. 17.)

Wiesenquelle.

Benanntlich				Am 26. Juni 1908 nach der														
				1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
				Stunde														
				gepumpt					nicht gepumpt			gepumpt				nicht gepumpt		
Wasser	Höhe	bei Beginn der Stunde		cm	70	48	51	49	46	49	69	71	71	60	50	39	43	70	71
		bis zum Ende der Stunde	abgenommen	cm	22	—	2	3	—	—	—	—	11	10	11	--	—	—	--
			zugenommen	cm	—	3	—	—	3	20	2	0	--	—	—	11	27	1	—
	heraus gepumpt			m^3	2·5	2·5	2·5	2·5	2·5	—	—	—	2·5	2·5	2·5	2·5	—	—	—
	im Brunnen abgenommen			m^3	0·4	— 0·1	0·04	0·1	— 0·1	—	—	—	0·2	0 2	0·2	— 0·1	—	—	—
	in den Brunnen zugeflossen			m^3	2·9	2·6	2·4	2·4	2·6	0·4	0·04	0	2·3	2·3	2·3	2·6	0·5	0 02	—

Das Antonia-Schlammbad.

Das Antonia-Schlammbad wurde etwa 1893 an derselben Stelle erbaut, wo schon seit 1861 eine mit heißem Schlamm erfüllte Grube bestand. Dieselbe war damals etwa 19 *m* lang und 8 *m* breit. Nach dem Nivellement vom Jahre 1880 hatte der Wasserspiegel die absolute Höhe 160·55 *m*.

Am 1. Juni 1909, als das Schlammbad vollständig von Schlamm gereinigt war, besaß die Wasseroberfläche die absolute Höhe 160·04 *m*, also um 51 *cm* weniger als vor 30 Jahren. Die Tiefe des Wassers betrug 0·70 *m*, die Temperatur desselben 40—50° C.

Zirka 5 *m* nördlich vom jetzigen Antonia-Schlammbad bestand früher ein Bauernbad mit zwei Bassins. Das Wasser derselben stieg direkt aus dem Boden auf. Der Wasserspiegel soll 1880 die Kote 160·58 *m* gehabt haben.

Eine heiße Quelle liegt zirka 12 *m* südsüdöstlich des Antonia-Schlammbades, unter der Straße. Diese Quelle war bereits 1820 als „Quelle *D*" bekannt.

Der Levinbrunnen.

Der Levinbrunnen, ein 2·5 *m* tiefer Rammbrunnen (Nortonbrunnen), wurde vor beiläufig 10 Jahren geschlagen. In der letzten Zeit lieferte er kein Wasser. Im Frühjahre 1909 wurde das Rohr herausgezogen und konstatiert, daß die Sauglöcher desselben durch die Sedimente des Wassers verlegt waren. Das Rohr wurde gereinigt und die Pumpe funktioniert wieder. Die Spitze des Eisenrohres erreicht die Kote 158·30 *m*. Das Wasser ist sehr warm.

Die Levinquelle.

Die Levinquelle, wenige Meter südlich des Levinbrunnens, am linken unteren Rande der Rinne des Vidak Überwasserabflusses. Die Quelle liegt in der absoluten Höhe 158·91 *m*, also 0·6 *m* höher als das untere Ende des Levinbrunnens. Das sehr heiße Wasser hat die Temperatur 63—65° C.

Die Stegquelle.

Die Stegquelle wurde erst im Sommer 1908 beobachtet. Sie besitzt die absolute Höhe 158·63 *m* und die Temperatur 59—63° C. Die Stegquelle quillt aus einem etwa 15 *cm* tiefen Loche im linken, höheren, gewöhnlich trockenen Teile des Toplicabettes, zirka 0·20 *m* über dem Sommernormalwasser dieses Baches. Im Sommer 1909 war diese Quelle wieder mit Bachschotter überdeckt.

In den Toplicabach fließt an vielen Stellen heißes Wasser, so daß er in der Strecke vom oberen Wehr bis nahe zur Vereinigung mit dem Vidak eine erhöhte Temperatur aufweist, ja an einigen Stellen derart warm ist, daß man kaum darin stehen kann.

Besonders bemerkenswert sind folgende Stellen:

Beim oberen Wehr und etwa 10 *m* stromab davon tritt am linken Ufer sehr heißes Wasser reichlich in die Toplica. Früher war zirka 25 *m* aufwärts dieses Wehrs, am linken Ufer, auch eine heiße Quelle. Diese hat aufgehört, seit das Bachbett durch die Wirkung des Wehrs sich gehoben hat.

Der Abflußgraben für das Vidak Überfallwasser, bei der Levinquelle, führt sehr heißes Wasser, etwa 50° C.

Beim Steg waren im Sommer 1908 zunächst des rechten Ufers, im darauffolgenden Herbst beim linken Ufer der Toplica mehrere heiße Quellen.

1861 wird unter der Mitte des jetzt bestehenden Steges eine heiße Quelle gezeichnet. Das damalige Bachbett lag 20 *m* westlich von dieser Quelle. Diese floß in einem etwa 50 *m* langen Rinnsal in den Toplica-Überfallwasserabfluß. Beiläufig im Jahre 1866 soll in der Gegend des jetzt bestehenden Steges noch mehr heißes Wasser gewesen sein als heute, dagegen bei der Levinquelle vielleicht etwas weniger.

Etwa 25 *m* nordöstlich und 50 *m* nordnordöstlich vom rechten Ende des Steges sind flache Vertiefungen in der Wiese (Kote 160·16 und 160·10), die vor zirka 10 Jahren laues Wasser enthalten haben sollen.

Beiläufig 30 *m* unterhalb des Steges, nahe am rechten Ufer, ist das Bachwasser sehr warm.

Bereits versiegte Thermalquellen.

Heiße Quellen waren mehrere im Jahre 1820 vorhanden, von denen jetzt gar keine Spur mehr besteht. Es sind dies besonders die Quellen: *F*, *G*, *H* (Tafel II), von denen letztere die heißeste gewesen sein soll. Gegenwärtig wachsen dort Fichten. Um das Jahr 1875 soll es noch möglich gewesen sein, in der Quelle *H* Eier zu kochen. Sie war damals ein großes schlammiges Loch, später wurde dasselbe verschüttet.

In der Gegend des jetzigen oberen Wehrs, am rechten Ufer der Toplica, bestand 1820 ein Schlammbad, daher wahrscheinlich auch eine warme Quelle. Jetzt ist keine Spur davon zu finden.

Während des Erdbebens vom 9. November 1880 entstand 25 *m* nordwestlich vom Badehauptgebäude ein etwa 11 *m* tiefer Trichter von 5 *m* Durchmesser, welcher sich mit heißem Wasser füllte. An derselben Stelle war ehedem ein Brunnen, der später verschüttet worden ist. Das Füllmaterial hat sich offenbar durch die Erschütterung beim Beben gesetzt.

Das Einfließen des heißen Wassers verursachte kleinere Unterwaschungen, welche vom 9. auf den 10. November die Bildung eines zweiten Trichters von 6 *m* Durchmesser, zunächst des ersten, zur Folge hatten.

Am 17. und 18. November entstanden noch einige kleine Senkungen von 0·5 *m* Durchmesser, 19 *m* nördlich des ersteren Trichters. (Vergleiche Dr. Wähner, Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880, pag. 95; und Torbar, Izvješće o zagrebačkom potresu 9. studena 1880. Rad akademije Knj. I, Zagreb 1882, pag. 52.)

β) Die Thermen der Spalte des SO-Abhanges des Kamenjak.

Außerhalb des Baderayons, beinahe 2 *km* nordöstlich von Stubičke Toplice, zwischen der nach Stubica dolnja führenden Chaussee und dem Toplicabache, liegen zwei Tümpel mit warmem Wasser, „Jezerčica" genannt (Tafel I).

Der kleinere Tümpel ist eine fast rechteckige Vertiefung, 10·5 *m* lang, 5·5 *m* breit, etwa 0·5 *m* tief. Den moorigen Grund bedeckt mehrere Zentimeter hoch ein Wasser, dessen Temperatur Prof. Stephan Škreb am 15. Mai 1909 mit 34·2° C bestimmte.

Etwa 25 Schritte südwestlich davon liegt der größere Tümpel. Er ist oval, hat 12 *m* und 7·5 *m* Durchmesser, dann bei 0·75 *m* Tiefe. Das Wasser steht etwa 20 *cm* hoch, seine Temperatur wurde am selben Tage wie beim kleineren Tümpel von Prof. Škreb mit 32·0° C ermittelt.

b) Die Bodentemperatur im Bereiche der Thermen.

Die diesbezüglichen, sehr bemerkenswerten Erhebungen führten die Herren Baron Steeb und Prof. Stephan Škreb aus. Die erlangten Resultate bestätigen in schönster Weise die von mir auf geologischer Grundlage festgestellte Lage der Thermalspalte.

Über die Gestalt der Schichte heißen Wassers, welche nahe unter der Erdoberfläche liegt, schreibt Baron Steeb:

„Die obere Begrenzung dieser Wasserzone kann man, in beschränkter Ausdehnung, als eben annehmen. Werden der Wasserspiegel der Haupt-, Wiesen- und Stegquelle als Punkte dieser Ebene betrachtet, so ergibt sich für dieselbe der „kürzeste Fall" in der Richtung gegen Ostnordost und die Neigung desselben mit beiläufig 1 : 100 oder zirka 0° 35'. Diese Thermenebene befindet sich mit den meisten bestehenden oder bestandenen heißen Quellen in guter Übereinstimmung.

Die Spitze des Levinbrunnens liegt 0·6 *m*, die Levinquelle 0·1 *m* unter dieser Ebene, daher begreiflich, daß sich dort heißes Wasser findet. Die heiße Quelle beim Abfluß der Bäder, unter der Straße südöstlich vom Schlammbade, ist 0·2 *m* unter der Thermenebene.

Bei der kräftigen heißen Quelle am linken Ende des oberen Wehrs und unterhalb desselben liegt die Thermenebene 0·8 *m* über der Bachsohle. In der Gegend des Steges fällt die Thermenebene fast mit der Bachsohle überein, daher ist hier der Austritt des heißen Wassers so häufig.

Bei den 1820 bestandenen drei Quellen *F*, *G*, *H* liegt jetzt die Erdoberfläche 1·0—1·6 *m* über der Thermenebene. Beim Schlammbad vom Jahre 1820 — am rechten Ende des jetzigen Wehrs — befindet sich die Thermenebene 1·6 *m* unter der heutigen Erdoberfläche.

Die Vertiefungen am rechten Ufer der Toplica (160·16—160·10), beim Steg, welche einst laues Wasser enthielten, waren damals etwa 1 *m* tiefer und lagen dann nur etwa 0·9 *m* über der Thermenebene.

Alle bisher angeführten Stellen, welche mit der Thermenebene nicht in Widerspruch stehen, liegen nordöstlich der Hauptquelle. Südwestlich derselben kommt nur ein Objekt in Betracht: das Maxi-

milianeum — und dieses paßt nicht in die Thermenebene, denn sein Wasserspiegel befindet sich fast 0·3 *m* unter der Thermenebene. Die obere Begrenzung der heißen Wasserschicht scheint hier viel flacher anzusteigen als die Thermenebene. Erstere dürfte im Maximilianeum ihren höchsten Punkt erreichen und dann rasch gegen Südwest abfallen.

Jedenfalls befindet sich das Maximilianeum gegen die anderen Quellen in einer Sonderstellung."

Um die horizontale Ausdehnung der heißen Wasserschichte zu ermitteln, beantragte Baron Steeb, auf einer größeren Zahl von Punkten die Erdtemperatur zu ermitteln. Diese Messungen hat er tatsächlich Mitte Mai 1909 im Verein mit Prof. Stephan Škreb, Assistent des Agramer Meteorologischen Observatoriums, durchgeführt[1]). Das Resultat dieser 160 Erdtemperaturmessungen, auf 112 Punkten, sind die auf Tafel II rot eingezeichneten Isothermen für 0·5 *m* unter der Erdoberfläche. Die Linie für die Temperatur 15° C kann als verläßlich gelten, da sie nach vielen, nahe aneinanderliegenden Punkten entworfen worden ist. Diese 15°-Isotherme stellt beiläufig die Grenze für die Einwirkung des heißen Wassers dar. Die normale Temperatur, in 0·5 *m* Tiefe, bei Stubičke Toplice wurde nämlich für die Beobachtungstage mit etwa 10° C ermittelt.

Für die 25°- und besonders für die 30°-Isotherme standen nur eine geringere Zahl gemessener Punkte zur Verfügung. Der Toplicabach und die Gebäude hinderten die Bestimmung derselben. Bei diesen Isothermen beruht daher manches auf Kombination[2]).

Den Isothermen von 25° und 30° C in der Tiefe 0·5 *m* entsprechen in 1 *m* Tiefe Temperaturen von etwa 33°, beziehungsweise 41° C.

c) Allgemeine Folgerungen.

(Hierzu Tafel I und II.)

Im tektonischen Teil haben wir bereits erwähnt, daß sich die Thermalzone von Stubičke Toplice von der NW-Ecke des Kamenjaker Leithakalkrückens — der Borova Vis — in SW-Richtung zu jener kleinen Leithakalkklippe bei der Kapelle sv. Kata hinzieht, wo sie eben an den Abbruch dieser miocänen Strandbildung gebunden ist. Diese Thermalzone wurde noch — wie wir gesehen haben — durch Temperaturmessungen des Bodens festgestellt. Längs dieses von SW nach NO streichenden Verbruches sehen wir die Thermen emporquellen, und zwar in einer Ausdehnung von etwas über 300 *m*. Dabei ist zu bemerken, daß jetzt ein großer Teil der Thermen im Bette des Toplica- und im Überfallwasserabfluß des Vidakbaches in den vorerwähnten Bach unbehindert emporquillt. Diese von SW nach NO

[1]) Beide Herren beabsichtigen über die Methode und weiteren Ergebnisse dieser Untersuchungen anderwärts zu berichten.

[2]) Die Isothermen in der Gegend des Schlammbades und der Wiesenquelle wurden, auf Grund von Messungen in der Mitte des Septembers 1909, etwas modifiziert.

streichende Hauptthermalspalte verqueren kleinere in OSO-Richtung, worüber uns besonders die Wiesen- und Hauptquelle belehren, die ihre Zusammengehörigkeit gelegentlich des Pumpens auf eine unzweideutige Weise dokumentieren.

Das Thermalgebiet war aber seinerzeit größer gewesen! Während sich die jetzigen Thermalquellen vom Kurhause aus (Maximilianeum) bis etwas unterhalb des Steges, also etwas über 300 *m* erstrecken, langte vormals — wie es scheint — diese Zone noch etwa 110 *m* weiter nach NO. Diese nun nicht mehr vorhandenen Thermen aber lagen hauptsächlich in den einstigen Bachwindungen, die jetzt trocken liegen. Aber auch in querer Richtung war die Thermalzone einst ausgedehnter; sie reichte nämlich von dem jetzigen Maximilianeum und Schlammbad weiter in NW-Richtung bis zum Vidakbach (siehe Tafel II, *F*, *G*, *H*), war also hier an 120 *m* breit, während sie jetzt bloß eine Breite von 55 *m* aufweist. Eine der Hauptursachen des Eingehens, respektive der Verkleinerung des Thermalgebietes hat man in erster Linie in dem bereits erwähnten Umstand, daß eben ein großer Teil der Thermen im Bachbett einen freien Ausfluß findet, zu suchen. Da wir noch am Schlusse unserer Auseinandersetzungen auf dieses Thema zurückkommen werden, wollen wir zuerst die Lage des Thermalhorizonts ins Auge fassen. Diesbezüglich gibt uns der Toplicabach den gewünschten Aufschluß. Unter der Humusschicht folgt im angeschwemmten Depressionsgebiete von Toplica eine 1—1·3, ja 2 *m* dicke Schicht eines etwas sandigen Lehmes. In diesem Lehm sehen wir zuweilen (besonders gegenüber der Mühle) linsenartige Einlagerungen von Bachschotter und Sand. Unter der Lehmdecke liegt also das eigentliche Bachdiluvium. Diese Schotterlage entspricht wohl jenem Deckenschotter der Terrasse von Oroslavje, welchen seinerzeit die Bäche — jene pontischen Mergel abradierend — dort zurückgelassen haben. Durch das allmähliche Einsinken des Oroslavjetales wurden — wie schon bemerkt — die Bachläufe in letzteres eingelenkt, wo sie nun jene jetzt unter dem Lehm oder die in denselben gelagerten Schotterschichten hinterließen. Unter oder auch über dem Schotter sehen wir lokal einen zähen blaugrauen Tegel, welcher als Ablagerung ruhig stehender, zum Teil auch der thermalen Wasseransammlungen anzusehen ist. Über diesem Tegel oder auch unter ihm (Schlammbad) quillt das Thermalwasser hervor. Wo immer also in der Thermalzone jene Lehmdecke wegerodiert oder auch künstlich entfernt wurde, mußten eo ipso Thermalwässer angezapft werden.

Ohne dem chemischen Teil dieser Abhandlung zu präjudizieren, möchte ich nur einige Eigenschaften des Thermalwassers erwähnen. Vor allem die Temperaturverhältnisse desselben. Ich werde da nebst den drei in Gebrauch stehenden Thermen, nämlich: das Maximilianeum, die Haupt- und Wiesenquelle (Näheres darüber im Abschnitte über die Schwankungen des Thermalwassers), noch die im Bachbette befindliche und von mir untersuchte Stegquelleals auch die Thermen im Vidak-Überfallwasser, beim Levinbrunnen, in Betracht ziehen.

Jene drei im Gebrauch stehenden Thermalquellen zeigen folgende Temperaturen (ich habe den Aufzeichnungen des Herrn Melkus noch meine und jene von Baumbach hinzugefügt):

	Baumbach (1820)	Melkus (1908)	Gorjanović (1908)
Maximilianeum	40·2° C	50·0° C	56·0° C
Hauptquelle	53·7° C	59·4° C	51·5° C
Wiesenquelle	—	44·2° C	52·0° C

Da das Wasser dieser drei Thermalwasser in verschieden großen Bassins zur Aufsammlung gelangt, so ist es auch natürlich, daß diese Wässer auch verschiedene Temperaturen aufweisen werden, was ja mit der ungleichmäßigen Abkühlung des angesammelten Wassers zusammenhängt. Direkte Messungen an Quellen selbst sind da entweder unmöglich (Haupt- und Wiesenquelle), weil sich die Quellen in Schächten befinden, oder nur teilweise (Maximilianeum) durchführbar, insofern man nämlich imstande ist, das aufgesammelte Wasser abzulassen und so sich der eigentlichen Quelle zu nähern. Aber auch in diesem Falle verbleibt noch immer ein hinreichendes und bereits kühleres Thermalwasserquantum, welches dann das neu emporquellende Wasser sofort abkühlt. Ich ließ zum Beispiel im Maximilianeum an einer Stelle den Boden des Reservoirs heben und steckte in die emporquellende Therme das Thermometer hinein. Ich erzielte dadurch Temperaturen, welche gegen alle bisher gemessenen differierten. In eben diesem Umstande liegt die Tatsache, daß ein jeder Beobachter andere Temperaturbeträge fand.

Die höchste Temperatur der Therme Stubičke Toplice wäre nach obigen Aufzeichnungen 59·4° C.

Ich konnte indessen aus obigen Gründen die Temperatur der Therme per 59·4° C nicht für die maximale Temperatur ansehen. Ich suchte mir daher Quellen auf, die möglichst ohne Hinzutun von Grundwasser oder durch bereits aufgesammeltes Thermalwasser zum Teil abgekühlt wären, also solche Quellen, die frei aus dem Thermalhorizont herausfließen. Dieser Fall ist in reichlichem Maß im Bett des Toplica- und zum Teil im Bette des Vidak-Überfallwasserabflusses gegeben. Vor dem Stege grub ich in der unmittelbaren Nähe des Toplicabaches, und zwar im Bachschotter eine flache Grube; das herausfließende Wasser — die Stegquelle — zeigte eine Temperatur von 63° C (Melkus) oder 62·7° C (meine Beobachtung). Bei der Levinquelle knapp ober dem Bette des Vidak-Überfallwasserabflusses fand ich eine Temperatur von 64·5 C (Melkus 65° C). Es liegt demnach das pleistothermale Gebiet von Stubičke Toplice im Bette des Toplica- und des Vidak-Überfallwasserabflusses, wo auch, wie es scheint das meiste Thermalwasser ausfließt. Der (1908) linksseitig fließende Toplicaarm beim Steg zeigte am 22. Juli 1908 eine Temperatur von 52° C, etwas weiter oben 56·6 und 57·5° C und erwies sich dadurch als ein direkter Ausfluß der im Bachbette selbst hervorbrechenden Thermalquellen.

Mit dem Thermalwasser steigen zahlreiche Gasblasen empor. Am Stege stehend fühlt man oft einen deutlichen Geruch nach H_2S, den andere Beobachter nicht verzeichneten.

Das Ergebnis der Temperaturmessungen lieferte uns die Tatsache, daß die Therme von Stubica eine der heißesten Thermen

Kroatiens ist. Indem unsere Therme tiefreichenden Spalten ihr Dasein verdankt und da sie infolge ihrer chemischen Eigenschaften sich als unveränderlich erweist, muß man sie als eine sogenannte juvenile Therme bezeichnen. Wäre sie vadoser Herkunft, so hätte man — die mittlere Jahrestemperatur per 12° C angenommen — ihren Ausgangspunkt in eine Tiefe von beiläufig 1749 *m* zu verlegen (die geothermische Tiefenstufe per 33 *m* 1° C angenommen). Freilich ist dieser Wert ein ganz approximativer und kann hier — die vulkanische Ursache des Bestandes dieser Therme in Betracht ziehend — überhaupt kaum in Rechnung gezogen werden. Wir müssen uns die Entstehung unserer Therme als durch die Entgasung eines intrakrustalen Magmaherdes vorstellen. Eine weitere Folge einer derartigen Entstehungsweise der Therme gibt sich in ihrer Radioaktivität zu erkennen, die auch tatsächlich festgestellt wurde.

Es ist demnach die Therme von Stubica eine postvulkanische Erscheinung, wie man derartige gewöhnlich in vulkanischen Gebieten, respektive in einst gewesenen derartigen Gebieten beobachtet.

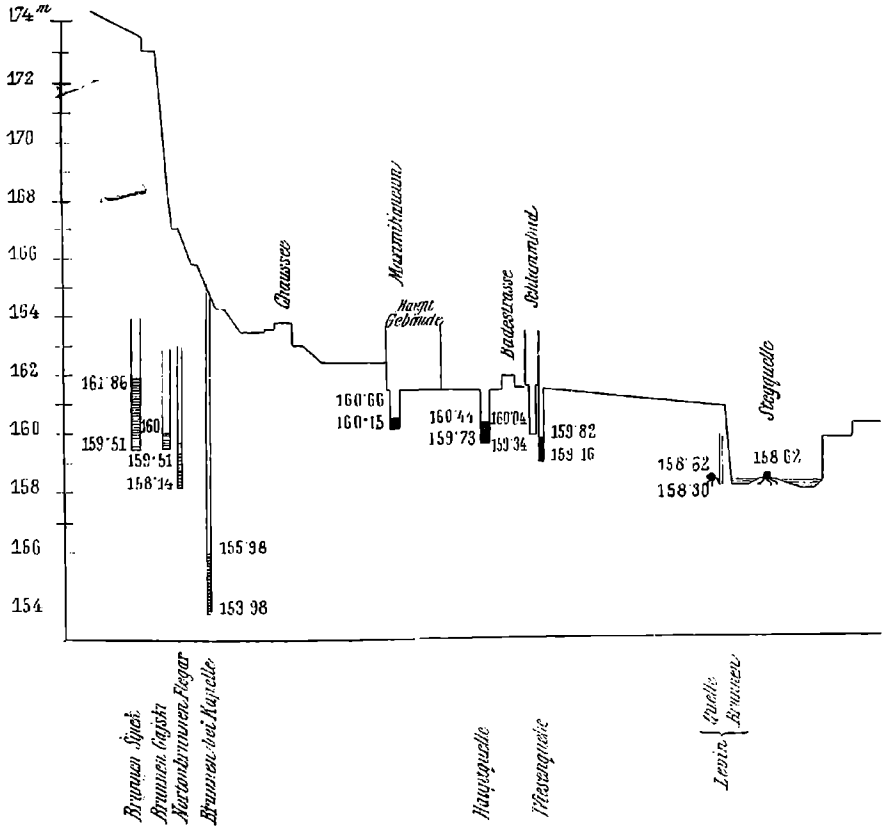
Die konstanten chemischen Eigenschaften dieser Therme haben wir bereits erwähnt; im chemischen Teile dieser Abhandlung sind die näheren Belege hierzu ersichtlich.

Was die Konstanz der Temperaturverhältnisse der Therme betrifft, so ergaben sich da sehr variable Aufzeichnungen, die aber — wie wir gesehen haben — nur auf unzulänglichen Beobachtungen fußen. Beweis dessen ist die einfache Tatsache, daß nach den Temperaturbeobachtungen von 1820 an und bis auf heute die Thermen von Stubica eine scheinbare Temperaturzunahme ergeben würden, was aber tatsächlich gänzlich ausgeschlossen werden muß, da man gerade das Gegenteil davon zu erwarten hätte. Richtig dürfte voraussichtlich die Annahme sein, daß mit den chemischen Eigenschaften auch die Temperatur unserer Therme bis auf heute unverändert verblieb.

Von besonderem Interesse ist wohl die Frage, ob die Ergiebigkeit der Thermen mit der Zeit abgenommen hat? Wir haben bereits einmal diese Frage berührt, indem wir die Verkleinerung des Thermalgebietes erwähnten. Wir haben bei jener Gelegenheit auch hervorgehoben, daß sowohl die Länge als auch die Breite des von den Thermen eingenommenen Areals sich reduziert hat. Die Reduktion dieses Gebietes längs der Thermalspalte geschah so, daß sich dasselbe in seiner NO-Strecke verkürzt, wobei gleichzeitig auch die seitwärts (NW) der Spalte liegenden Thermalquellen versiegten. Dieses Eingehen des Thermalgebietes geschieht nun in der Weise, daß die Nebenstränge der Thermalspalten infolge erleichterten Ausflusses des Thermalwassers aus der Hauptspalte eben durch diese letztere hervorbricht, demzufolge jene Nebenspalten versiegen. Die Ursache des Eingehens des Thermalgebietes erblicke ich darin, daß eben ein großer Teil der noch funktionierenden Thermalspalte im Bachbette sozusagen offen daliegt und so dem Thermalwasser ein unbehindertes Ausfließen gestattet. Wir haben bereits erwähnt, daß der Thermalhorizont 1—1·3 *m* unter der Oberfläche liegt und hier durch eine fast undurchlässige Lehmschicht bedeckt ist. Das Thermal-

wasser ergießt sich nun in jene unter dem Lehm gelegene Schotterlage. Wird nun innerhalb des Thermalgebietes durch einen künstlichen oder natürlichen Eingriff jenes Ausfließen des Thermalwassers erleichtert, indem der Widerstand, welcher gegen ein freies Emporquellen der Therme besteht, behoben wird, so wird an derartigen Stellen das Wasser auch entsprechend stärker hervortreten, was aber

Fig. 4.



Profil von SW gegen NO durch das Gebiet der heißen Quellen in Stubičke Toplice.

eine Verringerung der Ergiebigkeit der Thermen im bedeckten Terrain zur Folge haben muß. Daß dem wirklich so ist, beweist uns der einfache Vergleich des Thermalwasserstandes der gefaßten gegenüber demjenigen der frei im Bach emporquellenden Thermen. Der Thermalwasserstand der einzelnen Thermen fällt nämlich allmählich gegen das Bachbett schreitend so, daß der Wasserstand des vom Bache entferntesten Maximilianeums am höchsten ist, derjenige der Hauptquelle etwas niederer, jener der Wiesenquelle wiederum tiefer steht, bis

endlich im Bachbette selbst, also an der tiefsten Stelle der Depression, die Stegquelle ihren Ausfluß hat[1]).

Der Toplicabach ist es, den wir als den direkten Regulator der in der Depression von Bad Stubica sich befindlichen Grund- und Thermalwässer aufzufassen haben. Der Bach hat sich bereits sein Bett in das durchlässige Niveau der diluvialen Ablagerungen vertieft, damit würde auch das Niveau des Grundwasserspiegels direkt geregelt, insofern als das Grundwasser und mit ihm auch alle übrigen im Schotter zirkulierenden (Thermal)Wässer gegen den Bach fließen. Hebt sich der Wasserstand des Baches, so werden notwendigerweise auch sämtliche Grundwässer der in Rede stehenden Depression infolge des stauenden Einflusses der Wassersäule des Baches gehoben. Dadurch wird ein Druck auf die Thermalspalten ausgeübt und dadurch wiederum das Thermalwasser gehoben. Fällt der Wasserstand des Baches, so fällt mit ihm auch gleichzeitig der Grundwasserspiegel. Denken wir uns das Bett des Toplicabaches um einen halben Meter vertieft, so würde dementsprechend das Grundwasserniveau und mit ihm das der Thermen fallen. Es ist das gegenseitige Verhalten derartiger Heilquellen vom Stande des Grundwassers in mehreren Fällen in unzweifelhafter Weise festgestellt worden, wobei es sich gezeigt hat, daß „die Verminderung des Druckes, den der oberflächliche süße Grundwasserstrom auf die Spalten ausübt, auf denen das Mineralwasser emporsteigt, eine Verminderung des Auftriebes und damit eine Abnahme der Wasserfülle der Quelle zur Folge haben muß". (Kayser, Allgemeine Geologie, 1905, pag. 276.)

Die Ausbreitung des Bettes des Toplicabaches gerade in seinem pleistothermalen Gebiet, wodurch nicht nur die Wassersäule des Baches erniedrigt, sondern auch eine relativ bedeutende Strecke starker Thermalquellen direkt aufgedeckt wurde, bietet uns genügende Anhaltspunkte, um das Sinken des Niveaus der im Gebrauch stehenden Thermen als selbstverständlich zu machen. Da sich eben die Höhe des Toplicabettes seit mehreren Jahrzehnten kaum merklich geändert hat, die horizontale Ausbreitung des Bachbettes aber erst neueren Datums (zirka 15 und besonders 7 Jahre) ist, die absolute Abnahme des Thermalwasserstandes (wie er im Bassin des Maximilianbades genau nachweisbar ist) ebenfalls in diesen neueren Zeitabschnitt hineinfällt, so ist es eben die Bloßlegung eines bedeutenden Thermalgebietes

---

[1]) Der höhere Thermalstand der Wiesenquelle und auch der Hauptquelle gegenüber desjenigen des Maximilianeums findet seine Erklärung darin, daß die beiden vorerwähnten Thermalquellen aus einer die Hauptspalte diagonal verquerenden Nebenspalte emporquellen und ihren gegenseitigen Zusammenhang durch ein gleichsinniges Fluktuieren zu erkennen geben. Dabei wird noch die Wiesenquelle ihrer großen Nähe beim Toplicabach wegen von diesem bei hohem Wasserstande seitlich infiltriert. Das Maximilianeum dagegen sitzt auf der Hauptspalte und ist von dem vorher erwähnten anderen Einfluß (der seitlichen Bachinfiltration) entrückt. Außerdem bekundet das Maximilianeum überhaupt einen tieferen Thermalspiegel gegenüber dem der beiden übrigen — der Haupt- und Wiesenquelle — was offenbar mit einer tieferen Lage des Untergrundes jener Quelle zusammenhängt, da ja bekanntlich der Grundwasserspiegel und mit ihm auch der der Thermen von der Konfiguration des Bodens abhängt, respektive sich diesem anpaßt.

an der Hauptspalte und das dadurch eingeleitete unbehinderte Abfließen der Thermen eine der Hauptursachen der Verkleinerung des Thermalgebietes im allgemeinen und des niedrigeren Thermalwasserstandes der einzelnen Badeanlagen. Denn durch das freie Ausfließen der großen Menge Thermalwassers an der tiefsten Stelle des Thermalgebietes muß ja der Auftrieb des Thermalwassers an der ganzen übrigen Thermalstrecke verkleinert und demzufolge erniedrigt werden. Mit der Reduktion des Thermalgebietes in seiner Längs- und Quererstreckung mußten sich selbstverständlich auch die Temperaturverhältnisse des Bodens im Bereiche des Thermalgebietes geändert haben. Freilich lagen keine älteren diesbezüglichen Messungen der Bodentemperaturen vor, aber die einst an den Punkten *F*, *G*, *H* gelegenen heißen Quellen bezeugen zur Genüge, daß sich das durch die Thermen erwärmte Bodenareal verkleinert hat. In dieser Reduktion der Bodenisothermen könnte man vielleicht auch einen Beweis einer allgemeinen Abnahme der Thermen erblicken. Es ist doch selbstverständlich, daß gerade so wie die seinerzeitige vulkanische Tätigkeit in den nachbarlichen Gebieten von Stubičke Toplice ausgeblieben ist, daß einmal auch dieses letzte Lebenszeichen einstiger vulkanischer Tätigkeit, die sich noch in den Exhalationen heißer Wasserdämpfe, respektive Wassers kundgibt, allmählich aufhören wird. Dies wird ja das Ende aller juvenilen Thermen sein!

Anhang.

1. Mineralische Bestandteile des Thermalschlammes.

Es dürfte nicht ohne Interesse sein, auch die mineralischen Bestandteile des schlammigen Thermalabsatzes einiger im Gebrauch stehender Thermalquellen von Stubičke Toplice kennen zu lernen. Freilich kann auf Grund eines derartigen Befundes noch kein Schluß auf die etwaige Herkunft jener fraglichen Bestandteile aus abyssischen Erdräumen gezogen werden, da ja diese Bestandteile ebensogut auch durch die beiden Bäche Vidak und Toplica seinerzeit oberirdisch herbeigeschwemmt und jetzt von den Thermen mitgerissen worden sein können. Immerhin ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß diese feinen Mineralpartikelchen, die jetzt im Thermalschlamme vorhanden sind, wirklich auch von den Thermen mechanisch emporgehoben werden.

Die nachfolgende mikroskopische Schlammanalyse wurde von Herrn Ferdo Koch, Kustos am Geologisch-paläontologischen Nationalmuseum in Agram, durchgeführt.

a) Schlamm aus der Hauptquelle.

Überwiegend Quarz. Derselbe ist zumeist wasserhell und erscheint in größeren, oft abgerundeten Stückchen oder in kleineren scharfkantigen Bruchstücken. Gut ausgebildete Quarzkriställchen mit Prisma und den beiden Rhomboedern sind auch vorhanden. Dieselben entstammen von einer Druse, die sich wahrscheinlich in einer Kluft

eines Sandsteines ausbildete. Grünliche und gelbe abgerollte Jaspisse und Splitter von Feuerstein (?) kommen auch ziemlich häufig vor.

Feldspat, und zwar trikliner, ist selten und dann in säulenförmigen Stückchen, die an den Enden abgeschliffen sind.

Turmalin fand man nur in einem Kriställchen. Er ist von blaugrauer Farbe, gut pleochroitisch und voll schwarzer Einschlüsse.

Epidot erscheint häufiger als Feldspat; er ist gelb und scharfkantig.

Muskovit kommt in feinen Schüppchen vor.

Kalzit ist häufig, zumeist abgerundet. — Weiters findet man im Schlamme Bruchstücke von Tonschiefer mit Quarzadern, rötlichem grünem und gelbem Sandstein.

b) Schlamm aus dem Maximilianeum.

Im Schlamme dieser Quelle findet man dieselben Bestandteile wie im Schlamme der Hauptquelle, nur sind dieselben viel feiner.

Quarz ist auch hier überwiegend, wasserhell, scharfkantig. Manche feine Quarznädelchen kommen auch vor. Außerdem sah man auch einen Splitter von violettem Quarz — Amethyst.

Turmalin erscheint in kleinen prismatischen Kriställchen mit Terminalflächen. — Der Epidot ist gelb und nicht abgerundet. Der Kaliglimmer (Muskovit) kommt häufig, doch in sehr feinen Schüppchen vor. — Partikelchen eines grünen Minerals könnten einem Pyroxen entsprechen (so auch im Schlamme der Hauptquelle).

Außerdem sieht man zerriebenen Tonschiefer, erdige Partikel und Flocken, Holz und Wurzelreste. Feldspat (Plagioklas) erscheint in kleinen, meist zertrümmerten Körnern mit Zwillingslamellen.

c) Schlamm aus der Wiesenquelle.

Der Schlamm besteht aus sehr fein zerriebenen Bestandteilen und zwar hauptsächlich aus Quarz. Derselbe ist meist abgerundet.

Feldspat ist sehr selten, abgerundet oder auch hie und da kantig.

Turmalin ist selten, und zwar in stumpfen Säulchen vorhanden.

Glimmer (Muskovit) sehr häufig in feinen Schüppchen.

Epidot ist auch selten, gelb und abgerundet. Es kommen noch grüne Körnchen vor, die einer chloritischen Substanz angehören könnten. Abgerollte Kalk- und Tonschieferpartikel sind nicht selten. Erdige, oft durch Eisenoxyd gelbbraun gefärbte Partikel sind häufig. Pflanzenreste sind in Menge vorhanden.

2. Absätze der Hauptquelle.

Der gemauerte Schacht der Hauptquelle ist von einer Kruste eines Thermalabsatzes belegt, dessen chemische Zusammensetzung von Herrn Melkus erschlossen wurde. Die Analyse ergab in Prozenten:

	Prozent
Feuchtigkeit	0·59
Glühverlust	8·12
SiO_2	4·66
Fe_2O_3	1·72
Al_2O_3	0·27
CaO	44·47
MgO	2·01
SO_3	unbedeutende Spuren
Cl	Spuren
CO_2	37·72

II. Die Wasserstände der heißen Quellen.

Von Feldzeugmeister **Christ. Baron Steeb.**

Messungen zur Bestimmung der Wasserhöhe der heißen Quellen wurden, mit einigen Unterbrechungen, vom 25. Juni bis 27. September 1908, dann ununterbrochen vom 10. November 1908 bis 10. Mai 1909 vorgenommen[1]). In der Sommerperiode erstreckten sich die Beobachtungen nur auf die Haupt- und Wiesenquelle, in der Winterperiode außerdem noch auf das Maximilianeum. In ersterem Zeitabschnitte ist aus der Haupt- und Wiesenquelle für den Badebetrieb gepumpt worden. Gewöhnlich war die Pumpe (sie förderte 2·5 m^3 in der Stunde) vormittags 4—5 Stunden, nachmittags 4 Stunden in Tätigkeit. Manchmal pumpte man aber auch ununterbrochen Tag und Nacht, in einzelnen Fällen arbeiteten selbst zwei Pumpen. Anfangs schöpfte man vormittags aus der einen, nachmittags aus der anderen Quelle; später wechselte man diesbezüglich wochenweise und schließlich wurde vorwiegend nur die Hauptquelle benützt.

Durch dieses verschiedenartige Pumpen erleiden die Quellenwasserstände unregelmäßige Veränderungen. Diese erstrecken sich auch auf die Quelle, aus welcher nicht gepumpt wird.

Als am 25. Juni 1908 (siehe pag. 18) vormittags durch die Wasserentnahme die Hauptquelle um 20—23 *cm* gesunken war, trat bei der Wiesenquelle — aus welcher nicht gepumpt wurde — sofort eine Verringerung des Wasserstandes um 4—5 *cm* ein. Am Nachmittage desselben Tages senkte sich, unter den gleichen Verhältnissen, der Wasserspiegel der Hauptquelle um 21 *cm*, jener der Wiesenquelle um 3 *cm*.

Am nächsten Tage wurde bloß aus der Wiesenquelle gepumpt (siehe pag. 19). Dieselbe erlitt vormittags eine Erniedrigung um 23 *cm*, nachmittags um 30 *cm*. In beiden Fällen hatte die Hauptquelle 10 *cm* der Wasserhöhe verloren.

[1]) Im Juli und August 1909 wurde der Quellenstand auch beobachtet, diese Messungen konnten aber in vorliegender Abhandlung nur teilweise benützt werden.

Es scheint demnach die Wasserentnahme aus der höherliegenden Hauptquelle auf die Wiesenquelle weniger zu wirken, als im entgegengesetzten Falle die tieferliegende Wiesenquelle auf die Hauptquelle.

Das Maximilianeum ist an beiden Tagen, ganz unbeeinflußt vom Fallen der Haupt- und Wiesenquelle, gestiegen [1]).

Aus Vorstehendem folgt, daß eine etwaige Gesetzmäßigkeit im Wechsel der Wasserstände der heißen Quellen durch das Pumpen sehr beeinträchtigt wird, es werden daher hauptsächlich nur die Beobachtungen während der Wintersaison berücksichtigt, da in dieser Zeit aus den Quellen nicht gepumpt wurde.

Beim Maximilianeum blieb im Winterhalbjahr die Abflußöffnung von 6 bis 9 Uhr abends offen. Das Schließen derselben dürfte nicht stets im selben Moment geschehen sein, so daß in den betreffenden Daten kleinere Unsicherheiten vorkommen können.

Das Messen der Wasserstände geschah in der Sommersaison am Morgen, vor Beginn des Pumpens, und am Abend nach dem Einstellen desselben; in der Wintersaison nur zu Mittag. Es wurde dabei eine Latte stets auf denselben Punkt des Quellenbodens vertikal gestellt; der beim Herausziehen nasse Abschnitt bezeichnete die Wasserhöhe. Die im Winter benützte Latte war in Zentimeter geteilt. Bei diesem Vorgange dürfte das Resultat auf $+0{\cdot}5\,cm$ genau sein.

Am verläßlichsten erscheinen die Messungen bei der Wiesenquelle, da hier die Handhabung der Latte am leichtesten und ein Holzkreuz am Boden die Stelle für die Messung genau fixiert. Bei der Hauptquelle wurde beim Einsteigloch an der NW Seite, beim Maximilianeum am NW-Ende gemessen. Betreff der Wasserstände des letzteren ist zu beachten, daß das Wasser im Maximilianeum, nach dem Schließen des Abflusses, etwa durch 22 Stunden steigt [2]). Die Messung um die Mittagszeit — 15 Stunden nach dem Sperren des Abflusses — gibt daher nicht die endgültige Wasserhöhe des Maximilianeums.

Die Resultate der Wasserstandsmessungen in der Wintersaison 1908/09 enthält die Tabelle am Schlusse dieses Abschnittes. Diese Beobachtungen umfassen die Zeit vom 11. November 1908 bis 11. Mai 1909, also 181 aufeinanderfolgende Tage. Beim Maximilianeum konnte am 15., 16. und 17. April nicht gemessen werden, so daß für dieses nur 178 Beobachtungstage bestehen. In obige Tabelle wurden auch einige meteorologische Daten aufgenommen [3]).

Da in Stubičke Toplice keine meteorologischen Beobachtungen vorgenommen werden, mußten für die Temperatur und den Luftdruck

---

[1]) Beobachtungen vom 5. Juli bis 8. August 1909 ergaben ähnliche Resultate. Die Hauptquelle senkte sich durch das Pumpen (mit der verbesserten Maschine) um 10 bis 31 *cm*, die Wiesenquelle zeigte dieselbe Bewegung, wenn auch in vermindertem Maße, nämlich nur 5 bis 19 *cm*; das Maximilianeum stieg aber ohne Unterbrechung.

[2]) Vergleiche pag. 15.

[3]) Ich verdanke dieselben, sowie manche wertvolle, fachmännische Ratschläge der besonderen Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Dr. S. Škreb, Assistent des Agramer Meteorologischen Observatoriums.

die Erhebungen des Agramer Observatoriums zur Verwendung gelangen. Die betreffenden Ziffern repräsentieren Tagesmittel aus den drei Terminbeobachtungen (7^h vm., 2^h nm. und 9^h abds.). In Stubičke Toplice dürfte die Temperatur in der Wintersaison etwas niederer sein; beim Luftdruck können dagegen nur sehr kleine Differenzen vorkommen.

Die Angaben über die Niederschläge beziehen sich auf Zlatar, welcher Ort 20 *km* nordöstlich von Stubičke Toplice und nur etwa 20 *m* höher als letzteres liegt. Bei diesen Daten sind schon bedeutendere Unterschiede möglich. Schwächere Niederschläge, die in Zlatar stattgefunden, müssen sich nicht bis Stubičke Toplice erstreckt haben und die Zeit der Niederschläge in diesen zwei Orten mag manchmal verschieden sein.

Die mittleren Wasserstände, welche sich für die einzelnen Monate, sowie aus 180 — beim Maximilianeum nur 177 — Beobachtungen ergeben, enthält die folgende Tabelle.

Monatsmittel		Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Luftdruck *mm*
		Wasserstand zu Mittag in *cm*			
1908	11.—30. Nov.	48·12	66·15	64·45	751·88
	Dezember .	48·15	66·99	63·98	750·32
1909	Jänner	47·35	70·43	65·75	753·60
	Februar	44·01	67·86	62·21	748·31
	März	58·86	78·03	70·91	741·12
	April . . .	53·68	75·82	66·69	748·14
	1—10. Mai . .	66·06	82·28	76·28	747·90
Gesamtmittel .		51·03	71·76	66·30	—

Die äußersten Extreme aller vom 11. November 1908 bis 10. Mai 1909 beobachteten 180, beziehungsweise 177 Wasserstände liegen beim Maximilianeum und bei der Wiesenquelle 36 *cm*, bei der Hauptquelle 27 *cm* auseinander. Die geringsten Abweichungen — 4 bis 5 *cm* — zeigen die Quellen im Februar, in der Frostperiode, die größten Abweichungen im Anfang Mai.

Die absolute Höhe des „Gesamtmittel"-Wasserspiegels beträgt:

beim Maximilianeum	160·660 *m*
bei der Hauptquelle	160·448 *m*
bei der Wiesenquelle	159·823 *m*.

Es sei nochmals bemerkt, daß dies beim Maximilianeum nicht der höchste Wasserstand ist.

Betreff der Bewegung ihres Wasserspiegels stehen die drei Quellen im allgemeinen in guter Übereinstimmung. Vom 14. bis 25. Jänner, dann anfangs Mai hatten alle drei Quellen einen ausnehmend hohen Stand. Vor der ersteren dieser Hochstandsperioden

und nach derselben bis anfangs März befand sich der Wasserstand der Haupt- und Wiesenquelle um beiläufig 3 *cm* unter dem Gesamtmittel. Nach dem 3. März stieg die Hauptquelle um 6 *cm*, die Wiesenquelle um 3 *cm* über das Gesamtmittel. Beide Quellen blieben so — mit einigen geringen Senkungen — bis zur Hochstandsperiode im Anfang Mai.

Das Maximilianeum stimmte in der Bewegung bis zur Hochstandsperiode im Jänner mehr mit der Hauptquelle und nach jener Periode mehr mit der Wiesenquelle überein.

Um diese Schwankungen im Niveau der Thermen mit jenen des Grundwassers bei Agram[1]) vergleichen zu können, diene folgende Tabelle.

Zeitabschnitt		Monatsmittel des Wasserstandes			
		Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Grundwasser in Agram
		Differenz vom vorhergehenden Monat in *cm*			
1908	Dezember	0	— 1	0	3
1909	Jänner	1	— 3	— 2	— 4
	Februar .	3	2	4	14
	März	15	— 10	— 9	— 20
	April . .	5	2	4	— 23
	1.—10. Mai	— 12	— 6	10	6

Wird berücksichtigt, daß die Grundwasserstände ein Mittelwert aus zwanzigjährigen Beobachtungen sind, während für die Quellen nur einfache Messungen vorliegen, so kann man vielleicht eine Analogie in der Bewegung der beiden annehmen. Dies natürlich mit jenem Vorbehalt, welcher einem Schlusse aus einer kurzen Beobachtungsreihe stets zukommt. Die Änderungen im Grundwasserstande sind bedeutender als jene der Thermen, sie beziehen sich aber auch auf das breite, wasserreiche Savetal und nicht auf das kleine Nebental von Stubica.

Aus dem Sommerhalbjahr, der Zeit in welcher gepumpt wurde, enthält nachfolgende Tabelle einige Daten. Es sind dies Wasserstände, welche bei der Haupt- und Wiesenquelle am Morgen vor dem Beginn des Pumpens, beim Maximilianeum etwa 22 Stunden nach dem Schließen des Abflusses gemessen wurden. Der „mittlere" Wasserstand ist im Jahre 1908 der graphischen Darstellung der Quellenwasserstände entnommen, im Jahre 1909 aber gerechnet worden.

[1]) Im k. u. k. Garnisonsspital zu Agram wurde von 1884 bis 1902 täglich der Grundwasserstand beobachtet. Die bezüglichen Daten sind unter dem Titel: „Monatliche Übersichten der Ergebnisse von hydrometrischen Beobachtungen in 49 Stationen der Monarchie usw." im „Militärstatistischen Jahrbuch" (seit 1895: „Statistik der Sanitätsverhältnisse der Mannschaft des k. u. k. Heeres") veröffentlicht. Prof. Stephan Škreb hat hiernach die Monats- und Jahresmittel des Grundwasserstandes in Agram bestimmt.

Der tiefe Stand der Hauptquelle und die starken Schwankungen derselben Ende Juli und anfangs August 1908 erklären sich durch das forcierte Pumpen in dieser Zeit.

Zeitabschnitt		Maximilianeum			Hauptquelle			Wiesenquelle		
		Wasserstand in *cm*								
		Mittel	Maximum	Minimum	Mittel	Maximum	Minimum	Mittel	Maximum	Minimum
1908	25. Juni bis 26. Juli	—	—	—	66	69	61	65	75	56
	31. Juli bis 15. August .	—	—	—	55	66	44	64	70	61
	1.—26. September	—	—	—	67	70	61	69	72	63
1909	5.—31. Juli . .	45	59	41	70	76	65	57	64	47
	1.—7. August .	45	52	38	69	72	65	60	63	57

Kleinere Schwankungen der Quellenwasserspiegel finden beständig statt, abgesehen von den oben besprochenen größeren Veränderungen, welche die Quellen in längeren Perioden — etwa Monaten — erleiden.

Diese geringen Niveauänderungen betragen in 24 Stunden höchstens 3 *cm*, häufig kaum 1 *cm*. Die Bewegung des Wasserspiegels erfolgt durch einige Tage im selben Sinne und tritt dann in entgegengesetzter Richtung auf. Ein Beispiel dieser Schwankungen gibt die nachfolgende Tabelle auf pag. 36.

Vergleicht man in derselben die Veränderungen der Wasserstände mit jenen des Luftdruckes, so fällt eine Wechselbeziehung zwischen beiden auf.

Um dies deutlicher zu machen, sind auf nachstehender Tafel, Fig. 5 die Wasserstände und die meteorologischen Daten des Winterhalbjahres 1908/9 graphisch dargestellt. Die gezeichneten Wasserstände und Luftdrucke sind für je drei Tage „ausgeglichen“, wie man dies bei ähnlichen Untersuchungen öfter tut, um die kleinen Unregelmäßigkeiten der Messungsresultate zu beseitigen und das Hauptgesetz der Bewegung deutlicher erscheinen zu lassen.

Für den Tag *b* wurde also das arithmetische Mittel der Daten für die Tage *a*, *b*, *c* benützt, für *c* jenes der Daten für *b*, *c*, *d*, für *d* das Mittel der Tagesdaten für *c*, *d*, *e* usw.

Der Luftdruck wurde in entgegengesetzter Richtung gezeichnet, das heißt das Steigen desselben nach abwärts und das Fallen nach aufwärts aufgetragen.

Diese Darstellungen lassen deutlich erkennen, daß die Quellenwasserstände sich meistens in entgegengesetztem Sinne bewegen wie das Barometer. Die Veränderungen im Luftdrucke gelangen aber oft erst mit ein bis zwei Tage Verspätung bei den Quellen zur Geltung.

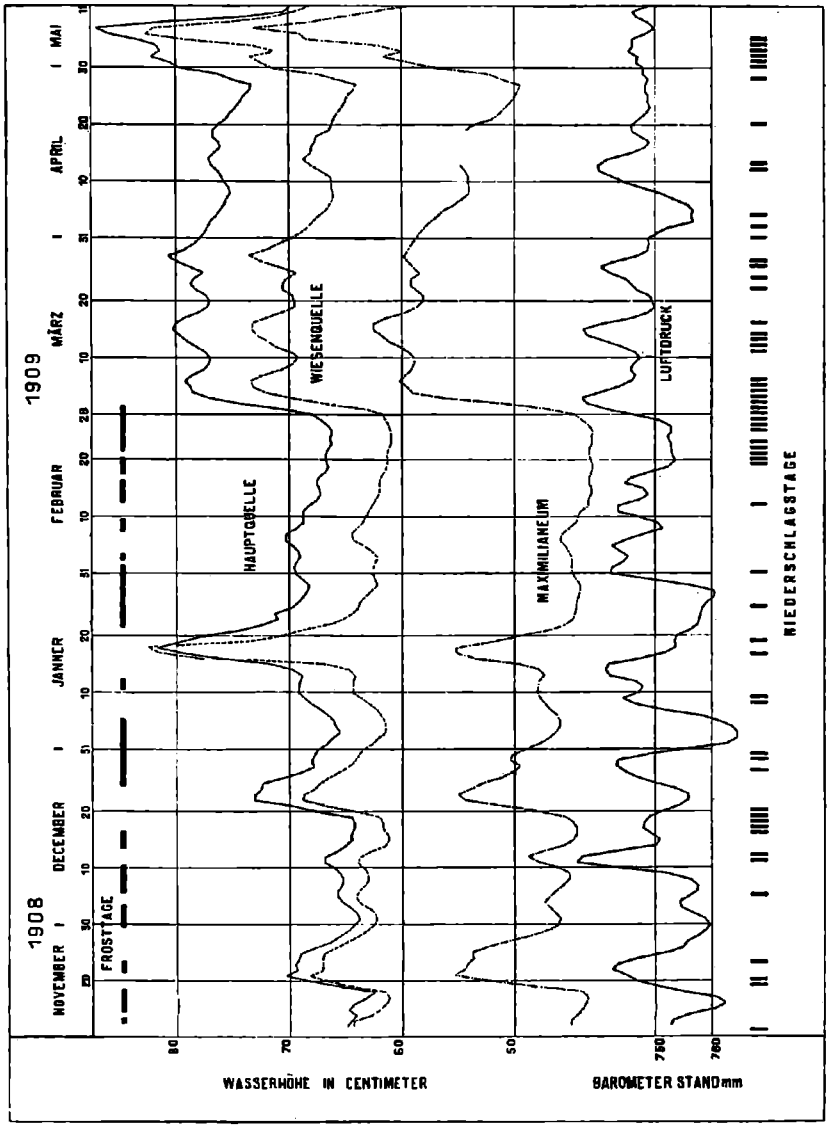
Datum		Temperatur in Agram C°	In den letzten 24 Stunden gestiegen (+) oder gefallen (—)				Niederschlag in Zlatar (● Regen, ✱ Schnee) in *mm*
			Luftdruck in Agram	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	
			mm	*cm*			
November 1908	25.	3	+ 6·7	— 1·5	— 1·5	— 1·0	
	26.	1	— 0·4	— 0·5	— 1·5	— 1·5	
	27.	3	+ 1·3	— 2·5	— 1·5	— 0·8	
	28.	4	+ 1·6	— 2·0	— 0·5	— 0·8	
	29.	3	+ 2·4	— 1·5	0·5	— 1·0	
	30.	— 2	+ 0·2	— 1·5	— 1·0	— 0·5	
Dezember 1908	1.	— 3	— 0·3	+ 0·5	— 0·5	— 0·5	
	2.	— 3	— 2·5	+ 0·3	+ 0·5	+ 0·3	
	3.	— 3	— 3·7	+ 0·8	+ 0·5	+ 0·8	
	4.	2	+ 0·5	+ 0·3	+ 0·5	+ 0·8	
	5.	2	+ 1·9	+ 0·5	+ 1·5	+ 0·8	✱ 0·1
	6.	— 1	+ 2·6	— 1·8	+ 1·0	— 0·5	
	7.	— 3	+ 0·2	— 1·0	— 0·5	— 1·0	
	8.	— 4	— 2·7	+ 1·0	+ 0·5	0	
	9.	0	— 1·9	— 1·5	— 0·5	0	
	10.	— 1	— 6·3	+ 0·3	+ 1·0	+ 0·3	
	11.	2	— 17·9	+ 4·0	+ 0·3	+ 0·3	● 12·0
	30.	— 6	+ 2·6	+ 1·5	0	0	✱ 0·6
	31.	— 7	+ 14·8	— 2·5	— 0·5	— 0·8	
Jänner 1909	1.	— 5	+ 5·2	— 1·0	— 0·5	0·2	
	2.	— 5	— 0·6	— 1·5	— 1·5	— 1·5	
	3.	— 3	+ 0·9	0	+ 0·5	+ 0·5	
	4.	— 2	0	— 0·5	— 1·0	— 1·0	
	5.	— 2	— 3·6	— 0·3	+ 1·5	+ 0·5	
	6.	2	— 2·9	+ 0·5	0	+ 0·5	
	7.	1	— 3·3	+ 0·3	0	0	
	8.	2	— 13·2	+ 1·0	+ 2·0	+ 0·5	● und ✱
	9.	1	+ 1·9	+ 0·5	+ 0·5	+ 1·5	12·6

Wechselt der Luftdruck kurz nacheinander seine Bewegungsrichtung — herrscht also keine ausgesprochene Tendenz — so verhalten sich die Quellen nicht gleichmäßig, während dies sonst gewöhnlich der Fall ist.

Schnee und Frost scheinen die Quellen „träg“ zu machen. Letzterer besonders dann, wenn der Boden beim Frieren naß gewesen. Im Februar 1908 änderte der Luftdruck in den ersten 20 Tagen siebenmal seine Bewegungsrichtung und erreichte (in Agram) 6—13 *mm* große Unterschiede. Die heißen Quellen fallen in dieser Zeit stetig, aber sehr langsam (etwa 2 *mm* pro Tag) und reagieren kaum auf die Änderungen des Luftdruckes.

Auch in der Sommersaison 1908 läßt sich — trotz des Pumpens — bei den heißen Quellen die dem Luftdruck entgegengesetzte

Fig. 5.


1908
1909
NOVEMBER
DECEMBER
JANNER
FEBRUAR
MÄRZ
APRIL
MAI
FROSTTAGE
HAUPTQUELLE
WIESENQUELLE
MAXIMILIANEUM
LUFTDRUCK
NIEDERSCHLAGSTAGE
WASSERHÖHE IN CENTIMETER
BAROMETER STAND mm
80
70
60
50
760
760

Bewegungsrichtung konstatieren. Den 14 Barometermaximas und 10 Barometerminimas[1]) in jener Zeit folgt sogleich oder längstens in zwei Tagen ein Fallen, beziehungsweise Steigen der Quellen. Auf ein Minimum (am 14. Juli) reagiert dagegen nur die Wiesenquelle und bei einem anderen Minimum (am 11. September) zeigt gar keine Quelle eine entsprechende Veränderung.

Eine Relation zwischen dem Maße der Bewegung des Barometers und des Wasserstandes ist nicht zu erkennen.

Für das Grundwasser in Budweis hat der k. k. Professor Franz Weyde durch 15jährige genaue Beobachtungen dieselben Wechselbeziehungen zwischen Luftdruck und Wasserstand gefunden, wie sie bei den heißen Quellen von Stubičke Toplice bestehen. Aus seinen Messungen folgert er aber auch, daß die Veränderungen im Barometerstande fünfmal so groß bei den Bewegungen des Wasserspiegels zum Ausdrucke kommen[2]).

Auch anderwärts wurde ein Zusammenhang zwischen dem Wasserstande der Quellen und dem Luftdrucke festgestellt. So schreibt der Ingenieur und Hydrotekt Friedrich König[3]): „Viele Beobachtungen haben ergeben, daß alle plötzlichen Barometerdepressionen bei zahlreichen Quellen eine Vermehrung ihrer Wassermenge hervorriefen, welche wieder nachließ, sobald das Barometer stieg."

Direktor Haedicke aus Siegen sagt[4]): „Die Schwankungen (des Grundwassers) entsprechen recht gut denen der relativen Luftfeuchtigkeit . . . Nahezu jedem Minimum oder Maximum der letzteren entspricht ein solches des Grundwassers . . Im Mittel (vergingen) 2·9 Tage, bevor sich zum Beispiel ein Luftfeuchtigkeitsmaximum durch ein solches am Grundwasserstande kennzeichnete. Die Resultate decken sich übrigens mit jenen, die beim Vergleich des Barometerstandes mit dem Grundwasserstande sich ergeben haben: Die Schwankungen des einen entsprechen denen des anderen."

Für diese Erscheinung läßt sich vielleicht im vorliegenden Falle folgende Erklärung geben:

Steigt der Luftdruck, so wird der Kraft, welche das Quellwasser hebt, in erhöhtem Maße entgegengewirkt; die Luft dringt aber auch stärker als bisher in die 1 bis 2 *m* dicke Erdschicht über

---

[1]) Unter Barometermaximum und Barometerminimum werden hier die extremen Stellungen des Barometers in einem kürzeren Zeitabschnitte verstanden.

[2]) Meteorologische Zeitschrift, Wien 1903, Heft 8, pag. 364. Wilhelm Krebs machte 1890—1891 ähnliche Beobachtungen in Altona, seine Schlußfolgerungen stimmen aber weniger mit den Erhebungen in Stubičke Toplice überein. Er fand nämlich auf den großen Schwankungen des Grundwasserstandes, welche halbjährig verlaufen, kleine Wellen aufgesetzt, die in Beziehung zum Luftdrucke standen. Die Kuppenhöhe dieser Wellen soll durchschnittlich 84·5 % der entsprechenden Abwärtsbewegung des Barometers betragen haben. (Meteorologische Zeitschrift, 8. Jahrgang, 1891, pag. 236.) In Stubičke Toplice ist die Bewegung der Quellen meist größer als die zugehörige Veränderung des Barometers.

[3]) Anlage und Ausführung von Wasserleitungen und Wasserwerken, Leipzig 1901, pag. 35.

[4]) Monatsschrift „Das Wetter", März 1909, pag. 56, im Aufsatze von J. F. Hoffmann, Die Veränderungen des Grundwasserstandes und die Volgersche Theorie.

dem heißen Wasser[1]). Aus dem Zusammentreffen dieser relativ kalten Luft, welche bei hohem Luftdrucke gewöhnlich trocken ist, mit dem Wasserdampfe, der die Erdschichten zunächst des Thermalwassers erfüllt, könnte sich vielleicht eine die Quellen hebende Wirkung ergeben. Dies sei jedoch nicht weiter untersucht, denn das Schlußresultat ist doch gewöhnlich ein Sinken der Quellenniveaus bei steigendem Luftdrucke.

Fällt der Luftdruck, so wird der Kraft, welche die Quellen hebt, weniger entgegengewirkt. Weiters werden sehr warme und feuchte Luftschichten an die kältere Erdoberfläche gesaugt und dadurch Kondensationswasser gebildet. Dies wird noch dadurch gefördert, daß die Verminderung des Luftdruckes und die Ausdehnung der Bodenluft Wärme bindet. Bei fallendem Luftdrucke wirkt somit alles zusammen, um ein Steigen der Quellen zu bewirken. Eine Barometerdepression müßte sich daher im Quellenstande kräftiger markieren als ein Luftdruckmaximum. Das Reagieren geschieht aber im ersteren Falle auch rascher, da die wärmere Luft schneller in die kältere strömt als umgekehrt[2]).

Die Periode der Luftdruckzunahme ist nach Bouvard[3]) im Durchschnitte fast dreimal so lange als die Zeit der Luftdruckabnahme, dies wäre ein Grund, daß das Fallen der Quellen langsamer erfolgt als das Steigen derselben.

Ist die Erdoberfläche in nassem Zustande gefroren oder mit Schnee bedeckt, so dürfte die Zirkulation der Luft sehr erschwert sein, es kann daher eine Veränderung im Luftdrucke nur eine geringe Wirkung auf die Quellen äußern.

Findet ein Niederschlag — besonders Regen — statt, so steigen sehr oft die heißen Quellen plötzlich um mehrere Zentimeter oder es tritt wenigstens eine Verminderung der etwa herrschenden fallenden Tendenz ein. So ein Anschwellen dauert gewöhnlich nicht länger, ja manchmal selbst kürzer als der Regen. Bei Schnee äußert sich die Veränderung bei den Quellen bisweilen etwas langsamer.

Diese Wirkung der Niederschläge ist während des Winterhalbjahres 1908/9 bei 27 Regenperioden 20mal eingetreten, und zwar siebenmal sofort, 13mal erst nach einem oder zwei Tagen, nur einmal bei steigendem Luftdrucke. Unter den sieben Fällen, in denen die

---

[1]) Nach Dr. F. Renk strömen durch eine 0·5 *m* dicke Schichte „Mittelkies“, mit einer Korngröße bis 7 *mm*, bei einem Drucke, welcher einer 20 *mm* hohen Wassersäule — also einer Barometerdifferenz von etwas über 1·5 *mm* — entspricht, in einer Minute per Quadratzentimeter 0·791 Liter Luft.

Durch einen Quadratmeter dringen daher unter denselben Verhältnissen fast 8 m^3 Luft.

(Tonindustrie-Zeitung, Berlin, 15. Oktober 1894, Nr. 41, Vortrag des Ingenieurs G. Weigelin aus Stuttgart.)

[2]) Professor Wolpert, „Prinzipien der Luftheizung und Ventilation“, pag. 88: Die theoretische Ausflußgeschwindigkeit der Luft aus einem Heizkanal. Die Bewegung der Luft in den Poren der Erde dürfte nach analogen Gesetzen vor sich gehen.

[3]) Zeitschrift „Gaea“, XVI. Bd., 1880, pag. 711.

Quellen nicht reagierten, waren fünf bei steigendem Luftdruck und einer bei der geringen Niederschlagshöhe 1·1 *mm* (in Zlatar).

In der Sommersaison 1908 waren in der Beobachtungszeit 22 Regentage. Mit 15 derselben — das ist 68% — fällt ein Steigen der Haupt- und Wiesenquelle zusammen (hiervon ist in zwei Fällen nur je eine Quelle gestiegen). Inwieweit das Pumpen das Nichtreagieren der Quellen bewirkt hat, läßt sich nicht ermessen.

In diesem Anschwellen der Quellen während eines Niederschlages müßte eine Resultierende des Einflusses, des Luftdruckes und der Wirkung des Regens vermutet werden. Ein direktes Eindringen des letzteren in die Quellen scheint ausgeschlossen. La Hire hat schon vor 200 Jahren durch seine Versuche gefunden, daß atmosphärische Niederschläge kaum 0·60 *m* tief in den Boden eindringen. Dr. Volger hat in neuerer Zeit bewiesen, daß Wasser in Sandboden selbst dann nicht tiefer einsinkt, wenn es auch mehrere Monate über demselben steht. Trotzdem ist nicht selten ein schwacher Regen mit einem Steigen der Quellen innerhalb eines Tages in Verbindung. Dabei zeigen die Quellen weder eine Temperaturabnahme, noch eine Trübung, welche Erscheinungen das direkte Einfließen des Regenwassers hervorrufen müßte.

Für obige Wirkung der Niederschläge auf den Quellenstand ist es schwer eine Erklärung zu finden. Naheliegend wäre es in der Abkühlung der Erdoberfläche durch den Regen die Ursache zu suchen. Gegen dies spricht aber die Tatsache, daß sich Temperaturänderungen in der Erde nur langsam und abgeschwächt fortpflanzen.

Mehrere Ausnahmen, bezüglich Einfluß des Luftdruckes und der Niederschläge, finden sich in der Tabelle auf pag. 42 und 43, welche alle Niederschläge vom 17. November 1908 bis 10. Jänner 1909 enthält. Vielleicht entsteht ein Teil dieser Widersprüche dadurch, daß die meteorologischen Aufzeichnungen nicht in Stubičke Toplice selbst erfolgten. Auch kann sich in den 24 Stunden Intervalle zwischen den Messungen der Quellen manche Veränderung im Wasserspiegel der Beobachtung entziehen.

Professor Franz Weyde hat zum Beispiel konstatiert, daß das Grundwasser in Budweis vormittags und vormitternacht steigt, nachmittags und nachmitternacht aber fällt. Diese Bewegung beträgt allerdings gewöhnlich weniger als 1 *cm*[1]).

Die Niederschlagsperiode I (pag. 42) beginnt mit einer fallenden Tendenz der Quellen. Unmittelbar vorher, am 16. November, ist ein Barometermaximum gewesen. Am 19. November regnet es vormittags und die Quellen haben mittags einen 1·5—2 *cm* höheren Stand als Tags vorher. Vielleicht steht dies auch mit dem fallenden Luftdruck in Verbindung.

Am 20. November regnet es weiter, der Luftdruck fällt weiter und die Quellen steigen stark.

Am 21. November hört der Regen auf und die Quellen fallen, obwohl beim Luftdruck noch eine — wenn auch schwache — fallende Tendenz vorhanden ist.

[1]) Meteorologische Zeitschrift, Wien 1903, Heft 8, pag. 364.

Die Niederschlagsperiode II zeigt im Anfang bei allen Quellen eine fallende Tendenz, welche bereits am 21. November begonnen hatte. Nach dem stärkeren Niederschlag vom 23. November steigen aber sofort alle Quellen, obwohl der Luftdruck schnell zunimmt. Erst zwei Tage später erfolgt das der Barometerbewegung entsprechende Fallen der Quellen.

In der III. Niederschlagsperiode befinden sich die Quellen im Steigen. Am 3. Dezember ist ein Luftdruckminimum gewesen. Der schwache Niederschlag am 5. Dezember vermehrt die steigende Tendenz. Am 6. Dezember beginnt — entsprechend dem Gange des Barometers — das Fallen der Quellen.

In der IV. Niederschlagsperiode herrscht bei den Quellen, dem Luftdrucke entsprechend, eine steigende Tendenz. Der im gleichen Sinne wirkende Niederschlag kommt nicht deutlich zum Ausdrucke. Die Temperatur dürfte unter Null gewesen sein.

In der Periode V fällt der stärkere Niederschlag mit der Zunahme des Luftdruckes überein. Ein bemerkenswerteres Steigen der Quellen tritt erst einen Tag nach den Niederschlägen ein. In Stubičke Toplice dürfte Frost geherrscht haben.

Dasselbe dürfte auch während der VI. und VII. Periode der Fall gewesen sein. Während derselben reagieren die Quellen kaum auf die Niederschläge in Form von Schnee.

Abnorm starke Niederschläge, welche Hochwässer in der Toplica hervorrufen, stehen meist mit ausnehmend starkem Steigen der heißen Quellen in Verbindung. Diese Erscheinung wurde dreimal genauer beobachtet: in der Mitte August 1908, dann Mitte Jänner und Anfang Mai 1909. Die darüber erhobenen Daten enthält die weiter unten folgende Tabelle (pag. 44 und 45).

In der Niederschlagsperiode vom Sommer 1908 wurde bereits am 12. August ein Regen in Stubičke Toplice konstatiert, welchen die meteorologische Station Zlatar nicht registrierte. Am 14. August regnete es abermals und an den folgenden zwei Tagen fielen überaus starke Regen. Diese bedeutenden Niederschläge verursachten am 15. August ein Steigen der Toplica um fast 1 *m*. Bei der oberen Wehr erreichte das Hochwasser die absolute Höhe 160·59 *m*, beim Steg zirka 159·20 *m*. Der normale Wasserstand (159·82 *m* beim Wehr) trat erst wieder am 18. August ein.

Vom 15. auf den 16. August stiegen die Haupt- und die Wiesenquelle bedeutend, letztere aber am meisten. Gefördert wurde dies Steigen wahrscheinlich durch den fallenden Luftdruck. Die Wasserhöhe der Hauptquelle erreichte 94 *cm*, jene der Wiesenquelle 110 *cm*.

Am 16. August begannen die Quellen zu sinken, während das Toplicahochwasser erst am 17. August abgenommen hat. Ein Regen in der Nacht auf den 19. August hinderte nicht das weitere Sinken der Quellen, so daß dieselben am 20. August beiläufig das Niveau erreichten, welches sie vor der Regenperiode gehabt hatten.

Vom 16. August an stehen die Bewegungen des Luftdruckes und der Quellen im gewöhnlichen, umgekehrten Verhältnis zueinander.

Zu pag. 40.

Datum		Niederschlag in Zlatar			Temperatur C°	Gestiegen (+) oder gefallen (−) in den letzten 24 Stunden			
		Periode	Gattung und Zeit ● Regen, ✻ Schnee, h Uhr, ' Minuten	Tägliche Menge *mm*		Luftdruck *mm*	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle
					in Agram		*cm*		
November 1908	17.		—	—	− 5·7	− 6·6	+ 0·5	− 2·3	− 0·5
	18.		—	—	− 0·8	− 3·0	− 1·0	− 1·5	0
	19.	I	● 11—11h 30' vm., dann ● von 5h nm. an	10·0	1·2	− 8·0	+ 2·0	+ 1·5	+ 1·5
	20.		● bis 7h dann 9—10h 45' vm.	0·4	2·3	− 2·8	+ 11·0	+ 8·0	+ 7·0
	21.		—	—	2·4	1·1	0·5	− 1·0	− 1·5
	22.		—	—	− 0·2	− 0·7	− 0·8	0	− 1·0
	23.	II	✻ 7h 30—9h vm, dann ● bis 3h nm.	8·3	− 0·7	− 6·0	− 2·3	2·0	− 0·8
	24.		—		3·8	+ 9·8	+ 2·5	+ 2·5	+ 1·7
	25.		—	—	3·2	+ 6·7	− 1·5	− 1·5	− 1·0
Dezember 1908	4.		—	—	2·4	+ 0·5	+ 0·3	+ 0·5	+ 0·8
	5.	III	✻ bis 7h fr.	0·1	1·8	+ 1·9	+ 0·5	+ 1·5	+ 0·8
	6.		—	—	− 1·2	+ 2·6	− 1·8	− 1·0	− 0·5
	10.		—	—	− 1·5	0·3	+ 0·3	+ 1·0	+ 0·3
	11.	IV	● von 11—11h 30' vm. und ● von 3h nm. an	12·0	2·4	− 17·9	+ 4·0	+ 0·8	+ 0·3
	12.		● und ✻ von 9h vm. bis 4h nm.	0·8	2·2	+ 0·8	+ 1·8	+ 0·8	+ 1·5
	13.		—	—	2·1	+ 16·7	− 3·5	− 1·5	− 2·5

Dezember 1908	16.	V.	● um 5^h nm.	2·8	0·2	− 1·4	− 0·5	− 0·5	+ 0·5		
	17.		● bis 8^h fr., dann 11—12^h vm.	1·2	1·1	− 0·9	0·5	0·5	0		
	18.		● in der Nacht, 9^h 45′—10^h 15′ vm., ● von 7^h 30′ abds. an	2·0	1·1	− 2·2	+ 1·0	+ 0·5	+ 0·5		
	19.		● und ✲ von 3^h nm. an	8·3	0·9	+ 3·7	+ 0·5	− 0·5	− 0·5		
	20.		● von der Nacht bis 1^h nm.	5·0	2·8	+ 1·8	+ 0·5	+ 0·8	+ 1·0		
	21.		—	—	4·0	+ 2·9	+ 6·3	+ 8·8	+ 6·0		
	22.		—	—	2·7	+ 1·9	+ 3·7	+ 0·5	+ 1·0		
	23.		—	—	2·6	+ 0·4	− 1·0	− 2·0	− 1·0		
	27.	VI.	✲ vor Mitternacht	—	− 2·4	− 1·0	− 3·0	− 4·0	− 1·3		
	28.		✲ von Mitternacht bis 1^h nm.	8·4	5·3	− 1·9	+ 0·5	+ 0·8	− 1·0		
	29.		✲ von 5^h fr. bis 3^h nm.	0·4	− 4·7	− 0·9	+ 0·5	0	− 0·5		
	30.		✲ von 8—12^h vm.	0·6	− 5·5	+ 2·6	+ 1·5	0	0		
	31.		—	—	− 6·7	+ 14·8	− 2·5	− 0·5	− 0·8		
Jänner 1909	7.	VII.	—	—	1·4	− 3·8	+ 0·2	0	0		
	8.		● von 7^h 30′ fr. bis in die Nacht, zuletzt ✲	12·5	1·6	− 13·2	+ 1·0	+ 2·0	+ 0·5		
	9.		✲ bis 6^h fr., dann 7^h 30′—8^h 30′ vm.	0·1	1·2	+ 1·9	+ 0·5	+ 0·5	+ 1·5		
	10.		—	—	0·4	+ 5·0	− 0·5	− 0·5	0		

Zu pag. 41.

Datum		Niederschlag in Zlatar: Gattung und Zeit • Regen, ✱ Schnee, h Uhr, ' Minute	Niederschlag in Zlatar: Menge *mm*	Toplica-Wasserstand (absolute Höhe beim oberen Wehr *m*)	Temperatur C°	Gestiegen (+) oder gefallen (—) in den letzten 24 Stunden: Luftdruck *mm*	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle
					in Agram		*cm*		
August 1908	12.	• in Stubičke Toplice	?	—	14·8	+ 3·3		+ 3·0	— 3·0
	13.	—	—	—	15·7	— 1·1	—	— 1·0	+ 2·0
	14.	• von 10h 30' vm. bis in die Nacht	21·5	—	14·2	— 1·7	angeblich	— 3·0	— 1·5
	15.	• den ganzen Tag	84·8	Hochwasser	15·1	— 0·3	etwa 30 *cm*	+ 1·0	— 0·5
	16.	—	11·6	(160·6)	14·7	— 1·4	höher als	+ 40 5	+ 45·5
	17.	—	—	Wasser fällt	16·6	+ 3·4	gewöhnlich	6·5	— 5·5
	18.	• in Stubičke Teplice	?	—	17·8	+ 2·6	—	16·0	30·0
	19.	• bis 7h früh	14·2	—	18·2	+ 1·6	—	— 8·0	— 5·0
	20.	—	—	—	18·9	— 0·2	—	— 8·5	— 4·5
	21.	—	—	—	21·2	— 1·6	—	+ 7·5	0
Jänner 1909	12.	—	—	—	— 0·7	— 4·2	— 0·8	— 1·3	— 1·0
	13.	—	—	—	1·3	— 1·0	— 0·8	— 0·3	0·3
	14.	—	—		5·2	— 8·1	+ 0·5	+ 0·5	+ 0·8
	15.	—	—	—	4·8	+ 6·5	+ 1·5	+ 2·5	+ 1·0
	16.	—	—	—	9·3	+ 3·2	+ 3·5	+ 3·0	+ 4·5
	17.	• und ✱ bis 7h früh	15·5	Hochw. (160·4)	2·6	+ 7·5	+ 6 5	+ 9·5	+ 27·0
	18.	—	—	Wasser fällt	3·0	+ 2·1	— 5·0	— 4·0	— 19·5
	19.	✱ vor Mitternacht	0·6	—	0·8	— 4·0	— 1·5	+ 1·0	— 4·5
	20.	—	—	—	0·9	+ 1·6	— 3·0	— 3·5	— 3·0
	21.	—	—	—	1·4	+ 3·3	— 3·0	— 3·0	— 1·5
	22.	—	—	—	— 3·7	+ 1·8	— 1·5	— 3·0	— 2·3
	23.	—	—	—	— 5·8	— 0·5	0	— 0·5	— 1·3

Jänner 1909	24.	—	—	—	— 6·4	— 0·5	— 0·5	— 0·5	— 0·8
	25.	✱ von 9h 45′ abends an	0·4	—	— 9 3	+ 1·6	0	— 1·0	— 0·3
	26.	—	—	—	— 6·2	+ 0·3	0	— 0·5	— 0·5
	27.	—	—	—	— 5·4	+ 0 8	0	0	0
April 1909	26.	—	—	—	19·6	+ 1·1	— 0·5	0·5	— 0·5
	27.	—	—	—	19·8	— 0·6	— 0·5	— 0·5	— 1·0
	28.	● von 8h bis 9h 15′ vm. und von 4h bis 4h 15′ nm., dann nachts	27·8	—	15·3	— 0·7	0	+ 0·5	+ 0·5
	29.	—	—	—	13·2	+ 3·1	+ 5·0	+ 5·0	+ 5·0
	30.	● von 6h 15′ abds. an	16·8	—	12·9	— 5·7	— 1·5	— 1·5	0
Mai 1909	1.	● von 3h 45′ bis 5h nm.	0·4	—	9·4	+ 3·1	+ 11·0	+ 6·5	+ 7·5
	2.	● von 4h bis 4h 30′ nm. und nachts	8·5	—	8·6	— 1·5	— 3·0	— 2·5	— 4·5
	3.	● bis 3h nm.	20·1	—	6·8	+ 2·8	— 0·5	+ 1·0	0
	4.	● von 6h früh bis in die Nacht	34·9	—	9·4	— 6·5	— 1·0	— 1·0	— 2·0
	5.	● bis früh		—	12·4	+ 2·8	+ 8·0	+ 1·0	+ 8·0
	6.	—	—	Hochw. (160·2)	9·2	+ 3·7	+ 12·5	+ 4·5	+ 12·0
	7.	—	—	—	7·6	+ 3·0	— 8·5	+ 2·5	— 10·0
	8.	—	—	—	8·0	— 2·0	— 2·0	— 3·5	— 4·0

Anmerkung.

Die Wasserhöhe der Quellen wurde im August 1908 in der Früh, im Jänner und Mai 1909 zu mittag gemessen.

Der normale Wasserstand der Toplica hat beim oberen Wehr die absolute Höhe von 159·82 *m*.

In der Niederschlagsperiode vom Jänner 1909 nahmen die Quellen am 14. Jänner die steigende Tendenz an, nachdem bereits zwei Tage früher der Luftdruck zu fallen begonnen hatte. Auf den sehr starken Niederschlag vom 17. Jänner reagieren sogleich alle drei Quellen bedeutend, die Wiesenquelle aber weitaus am stärksten.

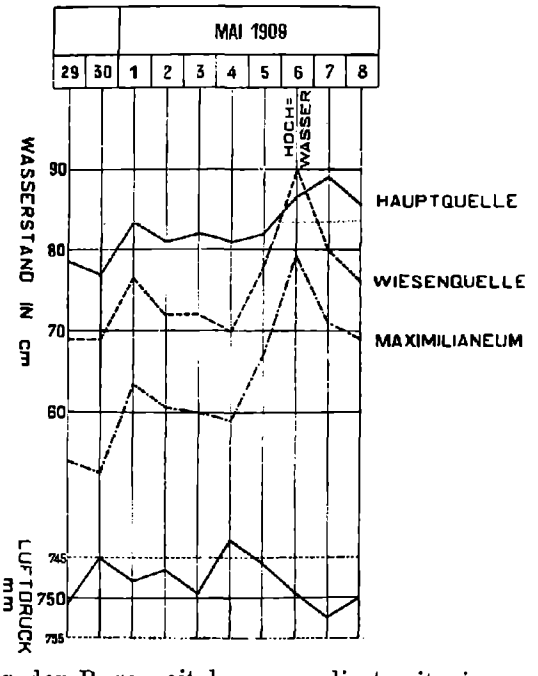
Der seit 15. Jänner wachsende Luftdruck dürfte aber bald dem Steigen der Quellen entgegengewirkt haben.

Die Wasserhöhen betrugen beim Maximilianeum 59 *cm*, bei der Hauptquelle 84 *cm*, bei der Wiesenquelle 97 *cm*. Die beiden letzteren Quellen waren also um 10 *cm*, beziehungsweise 13 *cm* tiefer als im August 1908.

Das Hochwasser der Toplica erreichte am 17. Jänner bei der oberen Wehr die absolute Höhe 160·39 *m*. Am nächsten Tage war das Wasser bereits gefallen.

In der Niederschlagsperiode anfangs Mai 1909 regnete es fast ununterbrochen eine Woche lang. Die gesamte Niederschlagsmenge in dieser Zeit beträgt in Zlatar 108·5 *mm*. Diese Regenperiode ist durch relativ geringere Niederschläge am 1. und 2. Mai in zwei Maximas geteilt, von denen das erstere (mit 44·6 *mm*) etwas geringer erscheint als das letztere (mit 55·0 *mm*).

Fig. 6.



Diese Teilung der Regenzeit korrespondiert mit einem geringen Steigen des Barometers[1]) am 1. und 3. Mai, welches auch die Luft-

[1]) In der Figur ist das Fallen des Barometers nach aufwärts eingetragen und das Steigen nach abwärts.

druckdepression vom 30. April bis 4. Mai unterbricht (siehe die vorstehende Figur 6).

Diese Rückfälle im Niederschlag und im Luftdruck kommen auch in der Bewegung der Quellen zum Ausdrucke. Ihr Wasserspiegel hat am 1. und 6. Mai einen hohen, am 4. Mai einen tieferen Stand. Diese Unterbrechung war jedoch zu kurz, um das erste Quellenhochwasser vollständig ablaufen zu lassen, daher das zweite Regenmaximum und Barometerminimum, vereint wirkend, besonders hohe Wasserstände hervorriefen.

Letztere finden am 6. Mai gleichzeitig mit einem Hochwasser der Toplica statt, welches beim oberen Wehr die absolute Höhe 160·22 *m* erreichte. Am nächsten Tage hatte die Toplica wieder den normalen Stand, die Hauptquelle ist aber noch um 2·5 *cm* gestiegen, während die beiden anderen Quellen bereits im Fallen begriffen waren. Am 8. Mai nimmt bei allen drei Quellen der Wasserstand ab, entsprechend der steigenden Tendenz des Luftdruckes.

Um den Vergleich der vorstehend angeführten drei Hochstandsperioden zu erleichtern, diene folgende Zusammenstellung.

Zeitabschnitt	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Toplicabach	Niederschlagsmenge *mm*	
	absolute Höhe des Hochwassers in *m*				in der ganzen Periode	am Tage unmittelbar vor dem Hochwasser
Mitte August 1908 . .	—	160·67	160·26	160·6	118	84·8
Mitte Jänner 1909	160·74	160·57	160·13	160·4	15·5	
Anfang Mai 1909	160·95	160·62	160·06	160·2	109	34·9
Durchschnitt im Winterhalbjahr 1908/9 .	160·66	160·45	159·82	159·8	—	—

Aus diesen Daten ergibt sich, daß zwischen dem Wasserstande des Maximilianeums und der Toplica kein Zusammhang zu bestehen scheint[1]). Darauf deutet auch die Tatsache, daß das Pumpen aus der Hauptquelle gar keinen Einfluß auf den Wasserstand des Maximilianeums übt. Der dreimal so weit entfernte Toplicabach kann daher noch viel weniger eine solche Wirkung äußern.

[1]) Sehr deutlich spricht auch Folgendes dafür. Am 8. Dezember 1909 wurde das obere Wehr von der Toplica unterwaschen. Die Oberfläche dieses Baches senkte sich infolgedessen plötzlich um 54 *cm*. Im Maximilianeum war am 7. Dezember die Wasserhöhe 63 *cm* und am 9. Dezember nach dem Sinken des Baches — 66 *cm*.

Am 21. Oktober 1909 und am 21. Dezember 1909 hatte die Toplica denselben Wasserstand. Im Maximilianeum betrug aber die Wasserhöhe am ersteren Tage 42 *cm*, am letzteren Tage 67 *cm*.

Die Wiesenquelle bewegt sich dagegen analog wie die Toplica, nur bleibt ihr Niveau stets unter jenem der Hochwässer, und zwar um so mehr, je bedeutender die letzteren. Nachdem die Wiesenquelle während der Bachhochwässer auch eine Trübung erfahren soll, ist wohl anzunehmen, daß letztere direkt in die kaum 30 *m* entfernte Quelle strömen. Jedenfalls ist das Erdreich dort sehr durchlässig, macht sich doch das Pumpen in der Hauptquelle sofort in der 60 *m* davon liegenden Wiesenquelle bemerkbar. Sonst fließt das Grundwasser viel langsamer und gilt eine Fortbewegung desselben um einen Meter in der Stunde schon als eine bedeutende Geschwindigkeit[1]). Die obersten Erdschichten sind jedoch nicht durchlässig — Lehm — und dies erklärt die relativ geringere Einwirkung der bedeutenderen Hochwässer.

Dieses direkte Einfließen der Toplica-Hochwässer ist auch die Ursache, daß während derselben die Wiesenquelle sich über das Niveau der Hauptquelle erhebt, während sie sonst immer unter derselben liegt.

Bei der Hauptquelle bleibt der Einfluß der Toplica-Hochwässer zweifelhaft. Sie soll manchmal bei hohem Bachwasserstande auch getrübt sein. Jedenfalls kommen die Hochwässer mindestens indirekt zur Geltung, da ja auch die Niveauänderungen, welche das Pumpen in der Wiesenquelle verursacht, in der Hauptquelle bemerkbar sind. Gewiß wird aber der Einfluß der Hochwässer sehr abgeschwächt, denn einem Höhenunterschiede derselben von 40 *cm* entsprechen bei der Hauptquelle nur 5 *cm*.

Die Hauptursachen der starken Niveauveränderungen beim Maximilianeum und bei der Hauptquelle müssen daher der Regen und der Luftdruck sein. Bei ersterem scheint es weniger auf die Dauer, als auf die Intensität des Niederschlages anzukommen. Die 84·8 *mm*, welche während des ganzen 15. August 1908 fallen, korrespondieren mit demselben Wasserstand der Hauptquelle wie die 15·5 *mm*, welche am 17. Jänner 1909, aber wahrscheinlich in der halben Zeit gefallen sind. Allerdings stieg im ersteren Falle die Hauptquelle um 40·5 *cm*, während sie sich am 17. Jänner nur um 9·5 *cm* hob. Im August war aber auch der Luftdruck dem Steigen günstig und dürfte während des schlechten Wetters der Wasserverbrauch — durch Pumpen — abgenommen haben.

Jedenfalls kommt der Einfluß der Toplica auf den Wasserstand der Quellen, nicht immer deutlich zur Geltung. Dies zeigt eine Niederschlagsperiode im Anfange August 1909. Es regnete am 4., 5. und 6. August sehr stark (in Zlatar wurden im ganzen 109·2 *mm* gemessen). Der größte Niederschlag war auf den 5. August (in Zlatar um 7 Uhr früh 57·2 *mm* gemessen). An diesem Tage hatte die Toplica Hochwasser, beim oberen Wehr etwa 0·30 *m* über dem Normale oder 160·1 *m* absolute Höhe. Am 6. August war dieses Hochwasser fast ganz abgelaufen. Das Maximilianeum und die Wiesenquelle erreichten am 7. August, die Hauptquelle am 6. August den höchsten Stand[2]).

---

[1]) Baurat G. Tolkmitt, Grundlage der Wasserbaukunst, Berlin 1898 pag. 18.

[2]) Maximilianeum 52 *cm*, Hauptquelle 72 *cm*, Wiesenquelle 63 *cm*.

Derselbe überragte die durchschnittliche Wasserhöhe der Quellen im Winterhalbjahr 1908/9 beim Maximilianeum um nur 1 *cm*, bei der Wiesenquelle um 3 *cm*. Bei der Hauptquelle bestand keine Differenz mit diesem mittleren Wasserstande. Gegen den Stand am 3. August, vor Beginn des Regens, beträgt allerdings die Zunahme der Wasserhöhe beim Maximilianeum 13 *cm*, bei der Hauptquelle 7 *cm*, bei der Wiesenquelle 5 *cm*. Diese Ziffern lassen vermuten, daß das Toplica-Hochwasser keinen entscheidenden Einfluß auf das Steigen der Quellen hatte, nachdem bei der vom Bache entferntesten Therme der Wasserstand am meisten und bei der Wiesenquelle, welche der Toplica zunächst liegt, am wenigsten gewachsen ist.

Im Verlaufe längerer Zeiten — Jahrzehnten — scheint sich der Wasserstand der Thermen bedeutender zu ändern. So liegt jetzt der Wasserspiegel des Maximilianeums unzweifelhaft etwa 46 *cm* tiefer als vor 15 Jahren (pag. 16). Auch bei der Hauptquelle ist es ziemlich sicher (pag. 17), daß dieselbe vor 30 Jahren einen um zirka 28 *cm* größeren Wasserstand hatte. Beim Antonia-Schlammbad ergibt der Vergleich mit dem Nivellement vom Jahre 1880 ebenfalls eine Senkung des Wasserspiegels um etwa 51 *cm*. Eine heiße Quelle, welche 1861 unter der Mitte des jetzigen Steges konstatiert wurde, dürfte wahrscheinlich 40 *cm* über der Stegquelle gelegen sein. Die Vertiefungen am rechten Toplica-Ufer (160·18 und 160·10), nordöstlich vom Steg (pag. 21), welche einst laues Wasser enthielten, deuten auch auf ein Sinken der Thermen.

Diese Erscheinung glaubte man bald nach der Toplica-Regulierung vom Jahre 1896 und noch mehr nach dem Hochwasser vom Jahre 1902 (pag. 12) feststellen zu können. Als Ursache des Fallens der Thermen nahm man damals die Bachregulierung, dann das Wegreißen des Wehrs der Sermage'schen Mühle an. Hierdurch sollte eine Senkung des Bachgrundes, wie auch des Wasserspiegels eingetreten sein, so daß der Abfluß des heißen Wassers in die Toplica in erhöhtem Maße stattfindet.

Der Grund der Toplica hat sich aber nicht gesenkt (siehe pag 13).

Anders ist es mit dem Wasserspiegel. Die normale Wassertiefe war früher 0·5 bis 1·0 *m*, jetzt dürfte sie nur 0·3 bis 0·5 *m* betragen. Die bedeutende Verbreiterung des Bachbettes — besonders 1902 — dann das Wegreißen des Wehrs der Sermage'schen Mühle können dies verursacht haben.

Zur Verbesserung dieser mißlichen Verhältnisse — man glaubte damals auch noch an das Sinken des Bachgrundes — wurde 1903 das jetzt bestehende obere Wehr gebaut. Durch dasselbe hat sich unmittelbar oberhalb der Wasserspiegel um etwa 0·12 *m* gehoben. Weiters wurde daselbst durch Anschlemmen der Bachgrund um 1 *m* und zirka 20 *m* weiter oberhalb um etwa 0·15 *m* erhöht. Unterhalb des Wehrs ist jedoch der Wasserspiegel gesunken, also gerade in einer Gegend, wo heißes Wasser in das Bachbett austritt.

Die Menge des Thermalwassers, welches in die Toplica fließt, ergibt sich, wenn man die Wassermasse dieses Baches oberhalb

und unterhalb der Thermalzone vergleicht. Das Resultat wird allerdings mit jenen nicht unbedeutenden Fehlern belastet sein, welche bei solchen Bestimmungen mit primitiven Mitteln unvermeidlich sind.

Die Toplica bringt in die Thermalzone — 115 *m* stromauf vom oberen Wehr gemessen (pag. 10) — 0·140 m^3 Wasser in der Sekunde. Nahe am unteren Ende jener Zone — 14 *m* stromab vom Steg — liefert die Toplica 0·295 m^3 Wasser in der Sekunde. Dieser Bach hat also in der Thermalzone um 0·155 m^3 Wasser per Sekunde zugenommen.

Die Temperatur der Toplica betrug, nach mehrfachen Messungen Ende August 1909, vor dem Eintritte in die Thermalzone etwa 18° C und nach dem Austritte aus derselben 33° C [1]). Damit die 0·140 m^3 Wasser, welche die Toplica per Sekunde in die Thermalzone bringt, von 18° C auf 33° erwärmt werden, müssen die in jenem Gebiete per Sekunde zufließenden 0·155 m^3 Wasser eine Temperatur von 46° C haben [2]). Das Thermalwasser ist aber gewiß wärmer. Fast alle Quellen, die mehr oder weniger ausgekühlt gemessen wurden, haben über 50° C, jene in der Nähe des Steges über 60° C. Es muß daher im Thermalgebiete außer dem heißen Wasser auch noch kaltes Wasser in den Bach fließen. Die Menge desselben kann mit einem Viertel des gesamten Zuflusses angenommen werden, wenn man beim Thermalwasser eine Temperatur von 55° C und beim kalten Wasser von 20° C voraussetzt. Aber auch die danach verbleibende Menge des per Sekunde zufließenden heißen Wassers, von 0·116 m^3, ist noch zu groß. Es wurde nämlich die Temperaturerhöhung nicht berücksichtigt, welche die Toplica durch das Fließen im warmen Boden der Thermalzone erfährt. Dieser Bach bewegt sich über 300 *m* in diesem Gebiete und zwei Drittel dieser Strecke liegen innerhalb der Isothermen von 25° aufwärts.

Von dem warmen Wasser, welches der Toplica zufließt, liefert der Abfluß der Bäder und der Quellen zunächst des Schlammbades 0·009 m^3; der Vidakabfluß, beziehungsweise das Gebiet der Levinquelle 0·008 m^3 in der Sekunde [3]). Es bleibt somit noch ein Bedarf von weniger als 0·1 m^3 Thermalwasser in der Sekunde, oder rund

---

[1]) Etwa 120 *m* stromauf vom oberen Wehr, bei Kote 161·46, 50 *m* außerhalb der 15°-Isotherme hatte das Toplicawasser am 21. August 1909, zunächst des linken Ufers 19·2° C und am 26. August 1909 am rechten Ufer 17·4° C.

Etwa 8 *m* stromauf der Vidak-Toplica-Vereinigung, zirka 55 *m* stromab der 15° C Isotherme hatte das Wasser am 26. August 1909 am linken Ufer 32·5° C, am rechten Ufer 33·0° C.

Am 21. August 1909 ergab sich 70 *m* weiter stromauf, in der Mitte zwischen der 15°- und 20° C-Isotherme, dann noch 20 *m* weiter stromauf, bereits innerhalb der 20° C-Isotherme, an diesen beiden Stellen die gleiche Wassertemperatur von 32·6° C. Während der Messungen hatte die Luft am 21. August 25° C und am 26. August — nach einer sehr kühlen Nacht — kaum 20°.

[2]) $0{\cdot}155x + 0{\cdot}140 \times 18 = (0{\cdot}155 + 0{\cdot}140)\ 33$, wobei x die Temperatur des zufließenden Wassers ist.

[3]) Am 31. August 1909 war beim Abflußkanal, im Mittel von 2 Bestimmungen, der Inhalt des Wasserquerprofils 0·03 m^2, die Geschwindigkeit 0·3 *m*.

Am 21. August 1909 hatte dieser Abflußgraben, nahe der Mündung in die Toplica, ein Querprofil von 0·038 m^2, eine Geschwindigkeit von 0·2 *m*.

8000 m^3 in 24 Stunden. Dieses heiße Wasser fließt in der ganzen Strecke vom oberen Wehr bis etwa 20 m unterhalb vom Steg in die Toplica. Ein größerer Wasserstand ist dafür kein wesentliches Hindernis, denn gerade an mehreren tieferen Stellen ist die Toplica — am Grunde — sehr heiß. Auch Schotter beeinträchtigt kaum das Einfließen des Thermalwassers. Die von 1908 auf 1909 erfolgte ausgedehnte Anschwemmung am linken Toplicaufer, beim Steg (pag. 12), welche zahlreiche Ausflüsse von heißem Wasser verlegte, blieb ohne jede Rückwirkung auf den Stand der Thermen.

Wird die Fläche der Thermalzone mit 60.000 m^2 angenommen, so repräsentieren die 8000 m^3, welche in 24 Stunden in die Toplica abfließen, eine 13 cm hohe Wasserschicht auf jenem Gebiete, also soviel als das Maximilianeum in der ersten Stunde steigt (pag. 15)[1]).

Zwischen Grundwasser und Thermen wurde bereits (pag. 34) ein Zusammenhang, betreffs der monatlichen Niveauschwankungen vermutet. Es scheint aber auch in diesen Bewegungen während längerer Zeiträume eine Analogie zu bestehen. Professor S. Škreb hat die Jahresmittel des Grundwasserstandes in Agram wie folgt bestimmt:

Im Jahre	Zentimeter
1887	338
1888	351
1889	348
1890	284
1891	324
1892	316
1893	279
1894	256
1895	271
1896	285
1897	274
1898	279
1899	258
1900	249
1901	233
1902	190

Der Grundwasserstand in Agram nimmt also im allgemeinen seit 1888 ab und fällt besonders vom Jahre 1898 bis 1902 beständig, in letzterem Zeitabschnitte im ganzen um 89 cm.

[1]) Gegen diese Wassermassen verschwindet die Wirkung des Pumpens. So wurde am 9., 10. und 11. August 1908 mit zwei Pumpen gearbeitet, am 4. und 5. desselben Monats ohne Unterbrechung und am 29. desselben Monats auch bei Nacht gepumpt und an allen diesen Tagen zeigten die Haupt- sowie die Wiesenquelle eine aufsteigende Tendenz, trotzdem ihnen 50 m^3 und mehr Wasser in 24 Stunden entnommen worden sind.

Dieses Sinken des Grundwassers scheint noch anzudauern. In Velika Gorica, zirka 14 *km* südöstlich Agram und etwa 7 *km* von der Save, wird seit dem Jahre 1901 das Wasserniveau eines Brunnens beobachtet. Nach einem Graphikon [1]), welches die bezüglichen Messungen darstellt und die Wasserhöhen im Maße 1 : 50 verzeichnet, kann angenommen werden, daß in Velika Gorica der Grundwasserstand von 1901 bis 1908 um etwa 70 *cm* gesunken sei [2]).

Diese Verminderung des Grundwassers in der Save-Ebene bei und nahe unterhalb Agram muß sich, wenn auch in geringerem Maße, im Save-Seitentale bei Stubica bemerkbar machen. Es erscheint daher erklärlich, daß man in Stubičke Toplice nach dem Jahre 1896 und besonders seit 1902 ein Sinken der Thermen zu bemerken glaubte.

Auf das Sinken des Grundwassers in den letzten Jahrzehnten deutet auch die auffallend große Abnahme der Wassermasse der Toplice und des Vidak (pag. 9 und 10), nach den Ermittlungen vom Jahre 1880 und 1909. Die bekannte Unsicherheit derartiger Bestimmungen genügt nämlich nicht, um jene bedeutenden Differenzen (jetzt etwa ein Sechstel der früheren Wassermasse) zu erklären.

Vorstehendes laßt sich dahin zusammenfassen, daß wahrscheinlich die größeren Schwankungen im Niveau der Thermen, welche sich auf längere Perioden — Monate und Jahre — verteilen, hauptsächlich mit der Bewegung des Grundwassers zusammenhängen; während die kleineren Oscillationen des Wasserspiegels der Thermen durch den Luftdruck und die Niederschläge — ab und zu bei einzelnen Quellen auch durch die Toplica-Hochwässer — hervorgerufen werden. Voraussichtlich wirken aber noch Naturkräfte mit, deren Erkenntnis bisher nicht gelungen.

Die nachstehenden Tabellen auf pag. 53—56 geben uns ein übersichtliches Bild über die Wasserhöhen der heißen Quellen in Stubičke Toplice in der Zeit vom November 1908 bis Mai 1909.

---

[1]) Dieses Graphikon gehört zu dem in Druck befindlichen offiziellen Werke: „Oborine i vodostaji kraljevine Hrvatske i Slavonije u godini 1908“ (Niederschläge und Wasserstände im Jahre 1908 in den Königreichen Kroatien und Slawonien). In den Monaten Jänner, Februar und November 1901 wurde nicht beobachtet.

[2]) Ähnliche Schwankungen im Grundwasserstande wurden unter andern auch im Conventbrunnen des Stiftes St. Thomas zu Brünn beobachtet. Die jährlichen Niveauänderungen betragen dort 0·39 bis 1·02 *m* und innerhalb eines Zeitraumes von 16 Jahren ergab sich eine Differenz von 2·02 *m*. (Liznar, Die periodischen Änderungen des Grundwasserstandes. Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie, XVII. Band, pag. 369.)

Die Wasserhöhen der heißen Quellen in Stubičke Toplice.

(Gemessen um die Mittagsstunde, durch Peter Gajski.)

Luftdruck und Temperatur sind Tagesmittel der Terminbeobachtungen in Agram.

Der Niederschlag wurde in Zlatar um 7 Uhr früh gemessen, ist aber hier bei jenem Tage eingetragen, an dem der Niederschlag stattfand.

Datum		Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Luftdruck	Temperatur	Niederschlag (● Regen, ✱ Schnee)
		Wasserhöhe in *cm*			*mm*	C°	*mm*
November 1908	11.	45·0	65·8	62·3	52·4	0·0	✱ 6·5
	12.	45·0	65·5	67·0	53·0	1·6	—
	13.	45·0	63·5	63·5	53·1	— 2·7	—
	14.	44·8	64·3	62·5	53·7	0·8	—
	15.	43·5	64·5	62·0	61·9	— 1·7	—
	16.	43·5	65·3	61·5	66·4	— 4·9	—
	17.	44·0	63·0	61·0	59·8	— 5·7	—
	18.	43·0	61·5	61·0	56·8	— 0·8	—
	19.	45·0	63·0	62·5	48·8	1·2	●
	20.	56·0	71·0	69·5	46·0	2·3	● 10·4
	21.	55·5	70·0	68·0	44·9	2·4	—
	22.	54·8	70·0	67·0	44·2	— 0·2	—
	23.	52·5	68·0	66·3	38·2	— 0·7	✱ ● 8·3
	24.	55·0	70·5	68·0	48·0	3·8	—
	25.	53·5	69·0	67·0	54·7	3·2	—
	26.	53·0	67·5	65·5	54·3	0·7	—
	27.	50·5	66·0	64·8	55·6	3·4	—
	28.	48·5	65·5	64·0	57·2	3·8	—
	29.	47·0	65·0	63·0	59·6	2·5	—
	30.	45·5	64·0	62·5	59·8	— 2·2	—
Dezember 1908	1.	46·0	63·5	62·0	59·5	— 3·4	—
	2.	46·3	64·0	62·3	57·0	— 3·4	—
	3.	47·0	64·5	63·0	53·3	— 3·0	—
	4.	47·3	65·0	63·8	53·8	2·4	—
	5.	47·8	66·5	64·5	55·7	1·8	✱ 0·1
	6.	46·0	65·5	64·0	58·3	— 1·2	—
	7.	45·0	65·0	63·0	58·5	— 3·3	—
	8.	46·0	65·5	63·0	55·8	— 3·7	—
	9.	44·5	65·0	63·0	53·9	— 0·6	—
	10.	44·8	66·0	63·3	47·6	— 1·5	—
	11.	48·8	66·8	63·5	29·7	2·4	●
	12.	50·5	67·5	65·0	30·5	2·2	● ✱ 12·8
	13.	47·0	66·0	62·5	47·2	2·1	—
	14.	45·0	64·0	61·0	52·7	— 2·9	—
	15.	45·0	65·0	61·0	50·5	— 2·8	—
	16.	44·5	64·5	61·5	49·1	— 0·2	●
	17.	44·0	64·0	61·5	48·2	1·1	● 2·8
	18.	45·0	64·5	62·0	46·0	1·1	● 1·2
	19.	45·5	64·0	61·5	49·7	0·9	● ✱ 2·0
	20.	46·0	64·8	62·5	51·5	2·8	● 13·3
	21.	52·3	73·5	68·5	54·4	4·0	—
	22.	56·0	74·0	69·5	56·3	2·7	—
	23.	55·0	72·0	68·5	56·7	2·6	—
	24.	54·0	7·30	68·0	54·5	1·0	—
	25.	52·5	72·5	67·0	49·4	— 0·3	—
	26.	52·0	71·3	66·8	45·9	— 1·0	—

Datum		Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Luftdruck *mm*	Temperatur C°	Niederschlag (● Regen, ✱ Schnee) *mm*
		Wasserhöhe in *cm*					
Dezember 1908	27.	49·0	67·3	65·5	44·9	— 2·4	✱ 3·4
	28.	49·5	68·0	64·5	43·0	— 5·3	
	29.	50·0	68·0	64·0	42·1	— 4·7	✱ 0·4
	30.	51·5	68·0	64·0	44·7	— 5·5	✱ 0 6
	31.	49·0	67·5	63·3	59·5	— 6·7	—
Jänner 1909	1.	48·0	67·0	63·0	64·7	— 5 2	—
	2.	46·5	65·5	61·5	64·1	— 4·6	—
	3.	46·5	66·0	62·0	65·0	— 3·2	—
	4.	46·0	65·0	61·0	65·0	— 2·2	—
	5.	45·8	66·5	61·5	61·4	— 2·1	—
	6.	46·3	66·5	62·0	58·5	1·8	—
	7.	46·5	66·5	62·0	54·7	1·4	—
	8.	47·5	68·5	62·5	41·5	1·6	● ✱ 12·5
	9.	48·0	69·0	64·0	43·4	1 2	✱ 0·1
	10.	47·5	68·5	64·0	48·4	0·4	—
	11.	48·5	70·0	65·0	49·6	— 0·1	—
	12.	47·8	68·8	64·0	45·4	— 0·7	—
	13.	47·0	68·5	63·8	44·4	1·3	—
	14.	47·5	69·0	64·5	36·3	5·2	—
	15.	49·0	71·5	65·5	42·8	4·8	—
	16.	52·5	74·5	70·0	46·0	9·3	—
	17.	59·0	84·0	97·0	53·5	2·6	● ✱ 15·5
	18.	54·0	80·0	77·5	55·6	3·0	—
	19.	52·5	81·0	73·0	51·6	0·8	✱ 0·6
	20.	49·5	77·5	70·0	53·2	0·9	—
	21.	46·5	74·5	68·5	56·5	1·4	—
	22.	45·0	71·5	66·3	58·3	— 3·7	—
	23.	45·0	71·0	65·0	57·8	— 5·8	—
	24.	44·5	70·5	64·3	57·3	— 6·4	—
	25.	44 5	69·5	64·0	58·9	— 9·3	✱ 0·4
	26.	44·5	69·0	63·5	59·2	— 6·2	—
	27.	44·5	69·0	63·5	60 0	— 5·4	—
	28.	44·0	68·0	62·5	62·4	— 7·1	—
	29.	44·0	68·0	62·0	58·9	— 6·1	—
	30.	44·5	68·5	62·0	46·1	— 7·5	—
	31.	45 0	70·0	63·0	41·8	— 4·3	✱ 1·5
Februar 1909	1.	45·0	69·8	62·8	38·3	— 1·9	—
	2.	44·8	69·0	62·0	46·9	0·9	—
	3.	45·0	69·0	62·3	47·8	— 0·3	—
	4.	45·0	69·0	62·3	41·2	6·7	—
	5.	45·5	69·5	63·5	42·0	6·9	—
	6.	46·0	70·5	64·3	44·1	7·6	—
	7.	46·5	71·0	65·0	48·9	2·9	—
	8.	45·0	69·0	64·0	51·7	— 1·4	—
	9.	44·0	68·0	63·0	53·2	— 1·5	—
	10.	44·5	69·0	63·3	46·1	0·1	—
	11.	44·3	69·0	63·0	42·4	5·4	—
	12.	43·8	68·0	62·5	42·0	0·4	● ✱ 1·1
	13.	43·5	67·5	62·3	45·8	— 0·9	—
	14.	43·0	67·0	62·0	54·0	— 2·6	—
	15.	43·0	67·0	62·0	46·8	— 2·6	—

Datum		Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Luftdruck	Temperatur	Niederschlag (● Regen, ✱ Schnee)
		Wasserhöhe in *cm*			*mm*	C°	*mm*
Februar 1909	16.	43·3	68·0	62·0	42·7	— 0·1	—
	17.	43·5	67·5	62 0	44·7	0·7	—
	18.	43·0	66·5	61·5	50·2	— 1·5	—
	19.	42·8	66·0	61·0	54·2	— 1·6	✱ 1·5
	20.	43·3	67·0	61·5	53·1	— 1·1	✱
	21.	43·5	67·0	61·5	53·3	0·5	✱ 0·6
	22.	43·0	66·0	61·0	53·0	— 2·6	✱ 1·2
	23.	43·3	66·5	61·0	52·4	— 5·6	✱ 5·0
	24.	43·0	66·0	61·0	52 9	— 6·4	—
	25.	43·0	66·3	61·0	52·2	— 5·0	✱
	26.	43·0	66·0	61·0	53·7	— 2·2	✱ 5·3
	27.	44·0	67·0	61·5	52·6	— 0·3	✱ 0·7
	28.	44·8	68·0	61·8	46·4	— 0·6	✱ 0·5
März 1909	1.	45·0	68·5	61·8	40·6	— 0·4	✱ ● 4·6
	2.	51·5	75·0	66·0	27·6	6·1	● 5·5
	3.	59·0	79·5	72·5	35·5	4·1	● 3·9
	4.	58·0	77·0	71·0	38.0	4·3	● 0·9
	5.	60·0	79·0	73·0	37·6	6·1	● 0·1
	6.	60·5	80·0	75·5	45·5	1·1	✱ 2·0
	7.	60·0	78·5	71·5	44·4	2·1	—
	8.	58·5	77·0	70·5	39·5	3·1	—
	9.	59·0	77·0	69·5	43·2	4·6	—
	10.	59·0	77·0	69·0	45·9	4·8	—
	11.	58·5	77·0	69·0	43·2	5·4	●
	12.	60·5	78·0	71·0	41·0	4·2	● 3·2
	13.	61·5	79·5	72·5	38·7	5·9	● 1·3
	14.	61·5	79·5	72·5	38·7	5·2	● 6·1
	15.	62·5	80·0	73·5	31·5	7·3	—
	16.	63·5	81·0	74·0	37·1	3·5	● ✱ 7·1
	17.	61·5	79·0	72·0	43·2	2·5	—
	18.	59·5	77·5	70·0	47·1	3·5	—
	19.	58·5	77·0	69·5	45·8	5·1	—
	20.	58·0	77 0	69·0	46·8	9·2	—
	21.	58·0	77·0	70·0	46·0	12·2	—
	22.	58·0	78·0	70·0	44·6	9·6	● 10·9
	23.	60·0	79·5	71·5	40·2	10·4	—
	24.	59·5	78·5	70·0	43 3	10·7	● 0·4
	25.	58·0	77·0	69·0	41·1	9·8	—
	26.	57·8	77·0	69·0	32·1	9·8	● 1·1
	27.	60·0	82·0	75·0	38·1	7·4	● 5·5
	28.	60·0	80·5	73·0	46·9	7·9	—
	29.	59·5	79·5	72 5	45·0	9 0	—
	30.	59·0	78·0	70·5	44·3	13·1	—
	31.	59·0	77·8	70·0	47·3	12·2	● 0·7
April 1909	1.	58·5	77·5	69·0	44·9	12·4	—
	2.	58·0	77·0	68·0	48·9	7·3	● 4·8
	3.	57·5	77·0	68·0	53·8	2 0	—
	4.	57·0	76·8	67·5	57·6	1·4	✱ ● 0·2
	5.	56·0	75·5	66·5	57·1	2·6	—
	6.	56·0	76·0	66·0	55·6	6·2	—
	7.	54·0	75·5	66·3	54·6	8 9	—

Datum		Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Luftdruck *mm*	Temperatur C°	Niederschlag (● Regen, ✱ Schnee) *mm*
		Wasserhöhe in *cm*					
April 1909	8.	54·0	75·0	66·0	52·3	12·7	—
	9.	54·0	75·0	66·0	43·5	14·3	—
	10.	54·0	76·0	66·5	44·2	14·6	—
	11.	54·3	76·0	66·0	43·3	18·1	—
	12.	54·0	76·0	66·5	39·0	13·1	●
	13.	55·0	77·0	69·0	38·1	9·5	● 9·8
	14.	55·5	77·5	69·0	42·2	11·8	—
	15.	—	76·8	68·0	44·6	14·6	—
	16.	—	75·5	67·0	50·4	11·9	—
	17.	—	76·0	69·0	49·3	15·8	—
	18.	54·0	77·0	67·0	47·6	18·0	
	19.	56·5	77·0	66·5	45·2	18·5	—
	20.	52·5	76·0	66·0	45·0	17·8	● 6·2
	21.	52·0	75·5	66·0	47·2	15·1	—
	22.	51·5	75·0	66·0	48·8	10·9	—
	23.	50·5	74·5	65·0	49·1	14·0	—
	24.	50·5	74·0	65·0	49·6	16·3	—
	25.	50·0	74·0	65·0	47·8	19·0	—
	26.	49·5	73·5	64·5	48·9	19·6	—
	27.	49·0	73·0	63·5	48·3	19·8	—
	28.	49·0	73·5	64·0	47·6	15·3	● 27·8
	29.	54·0	78·5	69·0	50·7	13·2	—
	30.	52·5	77·0	69·0	45·6	12·9	●
Mai 1909	1.	63·5	88·5	76·5	48·1	9·4	● 16·8
	2.	60·5	81·0	72·0	46·6	8·6	● 0·4
	3.	60·0	82·0	72·0	49·4	6·8	● 8·5
	4.	59·0	81·0	70·0	42·9	9·4	● 20·1
	5.	67·0	82·0	78·0	45·7	12·4	● 34·9
	6.	79·5	86·5	90·0	49·4	9·2	—
	7.	71·0	89·0	80·0	52·4	7·6	—
	8.	69·0	85·5	76·0	50·4	8·0	—
	9.	65·0	70·0	72·0	46·6	10·6	—

Anmerkung.

Jener Punkt des Quellenbodens, von dem vorstehende Wasserhöhen gemessen wurden, besitzt folgende absolute Höhe:

beim Maximilianeum	160·15 *m*
bei der Hauptquelle	159·73 *m*
bei der Wiesenquelle	159·16 *m*

Die zwei Hochwässer im Toplicebache, welche in vorstehendem Zeitabschnitte stattgefunden hatten, erreichten beim oberen Wehr die absolute Höhe:

am 17. Jänner 1909 von	160·39 *m*
am 6. Mai 1909 von	160·22 *m*

Gepumpt wurde am 9. Mai 1909 aus der Hauptquelle.

III. Die physikalisch-chemischen Untersuchungen

ausgeführt im königl. chemisch-analytischen Landesinstitut zu Agram
von Mag. der Ph. M. **Milan Melkus.**

Einleitung.

Bereits im Jahre 1820 wurde das Thermalwasser von Stubičke Toplice (wahrscheinlich der Hauptquelle) durch Friedrich Baumbach untersucht[1]).

Im Jahre 1856 hat Karl Ritter v. Hauer das Wasser der „Mineralquelle“, sowie der „Schlammquelle“ analysiert[2]). Erstere Quelle dürfte mit der heutigen „Hauptquelle“ identisch sein.

Am 7. und 8. August 1908 hat Melkus behufs abermaliger Untersuchung dem Maximilianeum, der Haupt-, Wiesen- und Stegquelle Wasserproben entnommen. Weiters sammelte er das Gas, welches den Quellen reichlich entweicht, beim Maximilianeum und bei der Stegquelle, endlich grub er etwa 0·5 *m* tief Schlamm aus einer warmen Quelle im Toplicabette, unter dem rechten Ende des Steges. Während dieser zwei Tage regnete es fast ununterbrochen. Die Lufttemperatur betrug 20° C, der Luftdruck 751 *mm*.

Das Thermalwasser.

Die Temperatur der Quellen ermittelte Melkus folgendermaßen:

Maximilianeum	50·0° C
Hauptquelle	59·4° „
Wiesenquelle	44·2° „
Stegquelle	63·0° „
Levinquelle	63·5° „

Fr. Baumbach machte 1820 nachstehende Temperaturangaben:

Maximilianeum (wahrscheinlich ausgekühlt) .	38·7—40·0° C
Hauptquelle („am Ursprung“)	58·7°

Karl v. Hauer bestimmte 1856 die Temperatur der „Quelle I“ (Hauptquelle?) mit 58·7° C.

Prof. Škreb ermittelte am 15. Mai 1909 bei 13° C Lufttemperatur die Wärme des Maximilianeums mit 47° C, der Wiesenquelle mit 37·5° C und der Stegquelle mit 59·1° C.

Im allgemeinen sei zu diesen Messungen bemerkt, daß es kaum möglich erscheint, das Thermometer an eine Stelle zu bringen, wo das Thermalwasser noch nicht abgekühlt wäre. Das Ergebnis der Temperaturbestimmung ist verschieden, je nach der Entfernung von jener Stelle. Dies erklärt die bedeutenden Differenzen der verschiedenen Messungen.

Das spezifische Gewicht des Thermalwassers bei 15° C beträgt — destilliertes Wasser derselben Temperatur als Einheit

[1]) Phisisch-chemische Untersuchung der Mineralquelle von Sztubitza in Croatien, Agram 1820.

[2]) Jahrbuch der k. k. geol. R.-A., Jahrg. VII, 1856, pag. 663 und 838.

genommen — beim Maximilianeum 1·00045, bei der Hauptquelle 1·00047, bei der Wiesenquelle 1·00050 und bei der Stegquelle 1·00044.

Die Erniedrigung des Gefrierpunktes wurde mit dem Beckmanschen Apparat ermittelt, im Vergleich mit destilliertem Wasser, bei dem ein Zusatz von 1% Kochsalz (*Na Cl*) den Gefrierpunkt um 0·59° C herabsetzt. Es ergab sich für das Maximilianeum 0·026, für die Hauptquelle 0·027, für die Wiesenquelle 0·026 und für die Stegquelle 0·027. Daraus folgt die Konzentration

$$\left(\frac{\triangle}{1{\cdot}85}\right)$$

für obige Quellen mit 0·0142, bezw. 0·0149, 0·0142 und 0·0149.

Der Leitungswiderstand für Elektrizität wurde nach der Methode von Kohlrausch bestimmt. Mit den kupfernen, versilberten Elektroden von 150 cm^3 ergab eine gesättigte Lösung von $Ca\,SO_4$ (K 18 = 0·001891) 30·5 Ohm, folglich war die Kapazität des Widerstandsgefäßes bei 18° C 0·0576755.

Beim Maximilianeum zeigte das Wasser bei 18° C einen Widerstand von 102 Ohm, was einer Leitungsfähigkeit K 18 = 0·0005654 entspricht. Bei 50·2° C beträgt der Widerstand K 50·2 = 0·0011513, somit ist der Temperaturkoeffizient 0·0000151, oder die Leitungsfähigkeit für Elektrizität

$$K = \frac{0{\cdot}0151\,t + 0{\cdot}5624}{1000}$$

In analoger Weise ergab sich die Leitungsfähigkeit für Elektrizität beim Wasser

der Hauptquelle mit $K = \dfrac{0{\cdot}0140\,t + 0{\cdot}5492}{1000}$

der Wiesenquelle mit $K = \dfrac{0{\cdot}0212\,t + 0{\cdot}5126}{1000}$

der Stegquelle mit $K = \dfrac{0{\cdot}0124\,t + 0{\cdot}5626}{1000}$

Wie direkt wahrnehmbar, ist das Wasser aller Thermen vollständig klar, farblos und geruchlos. Es behält diese Eigenschaften auch nach längerem Stehen. Wird das Wasser abgedampft und der Rückstand ausgeglüht, so bildet sich keine Kohle, es fehlen somit organische Beimengungen.

Das Wasser reagiert sehr schwach alkalisch (auf Lackmus).

Die qualitative Analyse ergab in den 4 Thermen: größere Mengen von Kalium, Natrium, Kalzium und Magnesium, weiters kleinere Mengen von Eisen, Mangan und Aluminium, endlich Spuren von Lithium und Phosphorsäure. Vorstehende Elemente befinden sich in Verbindung mit einer oder der anderen der folgenden Säuren: Kohlen-, Silizium-, Schwefel-, Chlorwasserstoff- oder Jodwasserstoffsäure.

Die quantitative Analyse ergab untenstehendes Resultat.

Die Gesamtmenge der im Wasser befindlichen Kohlensäure wurde gravimetrisch bestimmt. Hierzu sind bei den Quellen Glasflaschen gefüllt worden, welche bestimmte Mengen Kalziumchlorid und Kalziumhydrooxyd enthielten.

Bestandteile	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Stegquelle
	enthält Gramm			
	in je 2000 cm^3 Wasser			
Alkalische Chloride, $KCl, NaCl, LiCl$.	0·15442	0·15922	0·15866	0·15950
	in je 4000 cm^3 Wasser			
Kalk (bei 15·5° C), $CaCO_3$	0·56298	0·56303	0·55902	0·56246
Magnesium, $Mg_2P_2O_7$	0·46770	0·46631	0·46446	0·46574
Mangansulfid, MnS .	0·00106	0·00110	0·00113	0·00111
Eisentrioxyd, Fe_2O_3 .	0·00100	0·00110	0·00086	0·00099
Aluminiumtrioxyd, Al_2O_3	0·00063	0·00070	0·00066	0·00071
Siliziumdioxyd, SiO_2 .	0·16677	0·16750	0·16785	0·16732
	in je 1000 cm^3 Wasser			
Halogene, $AgCl + AgJ$	0·04611	0·04200	0·04410	0·04490
	in je 50.000 cm^3 Wasser			
Jod, J .	0·00080	0·00085	0·00065	0·00075
	in je 2000 cm^3 Wasser			
Bariumsulfat, $BaSO_4$	0·46124	0·45790	0·45635	0·45791
Kohlendioxyde, CO_2	in 315·72 cm^3 0·06781	in 355·60 cm^3 0·07652	in 360·00 cm^3 0·07732	in 340·42 cm^3 0·07351
	in 296·48 cm^3 0·06369	in 298·46 cm^3 0·06438	in 330·44 cm^3 0·07099	in 326·48 cm^3 0·07019
	in je 1000 cm^3 Wasser			
Abdampfrückstände bei 180° C getrocknet . .	0·3842	0·3890	0·3876	0·3900
Neutrale Kontrollsulfate aus den Abdampfrückständen .	0·4621	0·4640	0·4571	0·4607

Aus vorstehenden Resultaten der Analyse resultiert folgende Zusammensetzung des Thermalwassers:

Bestandteile	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Stegquelle
	10.000 Gramm Wasser enthalten Gramm			
Kaliumoxyd, K_2O .	0·09009	0·09035	0·09014	0·09010
Natriumoxyd, Na_2O	0·34248	0·34558	0·34426	0·34651
Kalziumoxyd, CaO .	0·78818	0·78832	0·78619	0·78749
Magnesiumoxyd, MgO .	0·42014	0·42002	0·41948	0·42011
Eisentrioxyd, Fe_2O_3	0·00251	0·00255	0·00214	0·00249
Manganoxyd, MnO . .	0·00208	0·00208	0·00201	0·00211
Aluminiumtrioxyd, Al_2O_3	0·00158	0·00175	0·00164	0·00178
Siliziumdioxyd, SiO_2	0·41693	0·41875	0·41138	0·41832
Chlor, Cl .	0·11401	0·10386	0·10471	0·11037
Jod, J	0·00016	0·00017	0·00013	0·00015
Schwefeltrioxyd, SO_3 .	0·78601	0·78559	0·78412	0·78562
Kohlendioxyd, CO_2 . .	2·14833	2·15199	2·14793	2·15954

Kombiniert man der Kontrolle wegen die einzelnen Bestandteile als Sulfate, so erhält man:

Bestandteile	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Stegquelle
	10.000 Gramm Wasser enthalten Gramm			
K_2SO_4	0·16655	0·16703	0·16664	0·16656
Na_2SO_4	0·78382	0·79480	0·78785	0·79263
$CaSO_4$	1·91414	1·91448	1·90953	1·90559
$MgSO_4$	1·26043	1·26004	1·25838	1·29396
$MnSO_4$	0·00429	0·00442	0·00428	0·00449
Fe_2O_3	0·00251	0·00255	0·00214	0·00249
Al_2O_3	0·00158	0·00175	0·00164	0·00178
SiO_2	0·41693	0·41875	0·41138	0·41832
Zusammen	4·55025	4·56382	4·54184	4·58583
Direkt gefunden	4·62175	4·64071	4·57185	4·60718
Differenz	0·07150	0·07689	0·03001	0·02136

Werden die gefundenen Basen und Säuren zu wahrscheinlichen Salzen zusammengestellt, so erhält man nachstehendes:

Bestandteile	Maximilianeum	Hauptquelle	Wiesenquelle	Stegquelle
	10.000 Gramm Wasser enthalten Gramm			
Kaliumsulfat, K_2SO_4	0·16655	0·16703	0·16664	0·16656
Natriumsulfat, Na_2SO_4	0·78382	0·79480	0·78785	0·79623
Kalziumsulfat, $CaSO_4$	0·47583	0·44147	0·44885	0·44138
Kalziumkarbonat, $CaCO_3$	1·07207	1·08439	1·11314	1·08146
Magnesiumjodid, MgJ_2	0 00018	0·00019	0·00014	0·00017
Magnesiumchlorid, $MgCl_2$	0·18476	0·16246	0·16348	0·17262
Magnesiumkarbonat, $MgCO_3$	0·73337	0·75894	0·74643	0·75153
Eisenkarbonat, $FeCO_3$	0·00458	0·00465	0·00390	0·00428
Mangankarbonat, $MnCO_3$	0·00327	0·00338	0 00325	0·00341
Aluminiumtrioxyd, Al_2O_3	0·00158	0·00175	0·00164	0·00178
Siliziumdioxyd, SiO_2	0·41693	0·41875	0·41138	0·41832
Kohlendioxyd, CO_2, halbgebunden	0·85915	0·88313	0·90633	0·87458
Kohlendioxyd, CO_2, freies	0·43000	0·37573	0·33527	0·41038
Zusammen, feste Bestandteile	3·84294	3·83781	3·84670	3·83774
Gefundener Abdampfrückstand	3·86273	3·89019	3·87643	3·90098

Nach der Methode von Than kann man das Verhältnis der einzelnen Bestandteile zueinander in folgender Weise darstellen:

Benanntlich	Maximilianeum		Hauptquelle		Wiesenquelle		Stegquelle	
	Relatives Äquivalent	%	Relatives Äquivalent	%	Relatives Äquivalent	%	Relatives Äquivalent	%
$^1/_2$ *Ca* .	0·028157	45·30	0·028313	45·28	0·028078	45·24	0·028111	45·14
$^1/_2$ *Mg*	0·021091	33·73	0·021039	33·74	0·021010	33·85	0·021043	33·83
$^1/_2$ *Mn* .	0·000058	0·09	0·000058	0·09	0·000056	0·09	0·000057	0·09
$^1/_2$ *Fe* .	0·000062	0·09	0·000063	0·09	0 000053	0·09	0·000060	0·09
Na .	0·011032	17·72	0·011131	17·71	0·011085	17·65	0·011132	17·79
K . .	0·001904	3·07	0·001917	3·09	0·001912	3·08	0·001901	3·06
Summe .	0·062304	100·00	0 062521	100·00	0·062194	100·00	0·062304	100 00
J . .	0·000001	—	0·000001	—	0·000001	—	0·000001	—
Cl . .	0·003113	5·01	0·002928	4·30	0·002953	4·56	0·003113	5·01
$^1/_2$ SO_4	0·019903	31·49	0·019650	31·34	0·019602	31·51	0·019767	31·68
HCO_3	0·039487	63·50	0·039942	64·36	0 039638	63·93	0 039423	63·31
Summe	0·062504	100·00	0·062521	100·00	0·062194	100·00	0·062304	100·00
SiO_2 .	0·007257	9·80	0·006979	9·32	0·006856	9·19	0·006972	9·64
CO_2 .	0·009772	13·30	0·008339	11·70	0·007614	10·48	0·009348	12·26
Al .	0·000030	0·03	0·060033	0·04	0·000031	0·03	0·000035	0 05

Zum Vergleiche der jetzigen Analyse mit jener von Karl Ritter v. Hauer diene folgende Tabelle:

Bestandteile	Analyse von		
	1856 durch Hauer		1908 durch Melkus
	Mineralquelle	Schlammquelle	Hauptquelle
	10.000 Gramm Wasser enthalten Gramm		
Kaliumoxyd, K_2O	0·141	0·139	0·090
Natriumoxyd, Na_2O	0·349	0·361	0·345
Kalziumoxyd, CaO	0·953	0·958	0·788
Magnesiumoxyd, MgO .	0·402	0·450	0·420
Eisentrioxyd, Fe_2O_3 .	Spuren	Spuren	0·002
Manganoxyd, MnO . .	„	„	0·001
Aluminiumtrioxyd, Al_2O_3	0·002	0·013	0·001
Siliziumdioxyd, SiO_2 .	0·366	0·359	0·418
Chlor, *Cl* .	0·095	0·130	0·103
Jod, *J*	—	—	0·0001
Schwefeltrioxyd, SO_3	0·759	0·849	0·785
Kohlendioxyd, CO_2 .	2·32	2·608	2·151
Abdampfrückstand in neutrale Sulfate verwandelt .	4·651	4·630	4·563

Die Unterschiede zwischen vorstehenden Analysen vom Jahre 1856 und 1908 bestehen hauptsächlich darin, daß erst jetzt Jod, Mangan und Phosphorsäure konstatiert und erstere zwei auch quantitativ bestimmt werden konnten. Dieses sowie andere geringfügige Differenzen sind in der Verschiedenheit der Untersuchungsmethoden begründet. Es ist somit anzunehmen, daß sich die Zusammensetzung der Thermen in den letzten 60 Jahren nicht geändert habe.

Die Analyse von Fr. Baumbach vom Jahre 1820 ist ganz verschieden von den modernen Methoden durchgeführt. Ihr Ergebnis weicht so stark von den neueren Resultaten ab, daß ein Vergleich kaum tunlich erscheint.

Baumbach benützte als Maßeinheit den Kubikzoll, als Gewichtseinheit das Gran. Umgerechnet auf die modernen Maße ist das Ergebnis seiner Untersuchung folgendes:

In 2822·7 cm^3 Thermalwasser sind enthalten:

Freie Kohlensäure	56·40 cm^3
Sauerstoff	2·82
Atmosphärische Luft	26·80 „
Zusammen	86·02 cm^3

	Gramm
Kalziumchlorid	0·50
Natriumchlorid	0·10
Magnesiumsulfat	1·13
Natriumsulfat	1·46
Kalziumsulfat	0·86
Magnesiumkarbonat	1·70
Kalziumkarbonat	1·96
Eisenkarbonat	0·04
Siliziumsäure	0·08
Aluminiumtrioxyd	0·13
Zusammen	7·96

Nach den Analysen sind die Thermen von Stubičke Toplice als chemisch indifferent, bei genauerer Prüfung aber als alkalisch erdige Akratothermen zu bezeichnen.

Die Thermalgase.

Die Gase, welche im Maximilianeum und bei der Stegquelle, aufgefangen worden sind, gelangten zusammen gemischt zur Untersuchung.

Etwa 100 cm^3 Gas wurden in der eudiometrischen Röhre über Quecksilber eingeschlossen. Nachdem das Gas durch ein Stück ge-

schmolzenes Chlorkalzium getrocknet und letzteres entfernt worden war, wurde die Gasmenge gemessen. Sie hatte bei 13·2° C und 754 *mm* Luftdruck ein Volumen von 97·9 cm^3. Dies entspricht bei 0° C und 760 *mm* dem Volumen 93·34 cm^3.

Die Kohlensäure wurde hierauf durch starke Kalilauge absorbiert. Es blieben danach, bei 13·2° C und 754 *mm*, noch 86·8 cm^3 Gas, oder bei 0° C und 760 *mm* 82·13 cm^3. Kohlendioxyd sind sonach 11·21 cm^3 oder 24·34 Volumprozente vorhanden gewesen.

Weiters wurde der Sauerstoff, aus demselben Gasquantum, durch in Wasser gelöste Pirogalussäure (1 : 5) absorbiert. Es verblieben hierauf bei 13·2° C und 754 *mm* nur noch 86·70 cm^3 Gas. Der Sauerstoff war daher 0·10 Volumprozent der ursprünglichen, trockenen Gasmenge.

Schließlich wurden aus dem Gasreste die Kohlenwasserstoffe durch rauchende Schwefelsäure entfernt. Hierdurch verminderte die Gasmenge, bei 13·2° C und 754 *mm*, auf 85·9 cm^3 oder 0·92 Volumprozente der ursprünglichen Gasmenge.

Ein Liter getrocknetes und von Kohlendioxyd befreites Gas wurde über glühendes Kupferoxyd, sowie durch Chlorkalzium und Kalilauge geführt. Das Gasgewicht änderte sich dadurch nicht. Die Leitungsfähigkeit für Elektrizität war bei dieser Gasmenge dieselbe wie jene der atmosphärischen Luft.

Ein von Feuchtigkeit, Kohlendioxyd und Sauerstoff befreites Gasquantum wurde (nach Rayleigh und Ramsay) über glühendes Magnesium geleitet, um möglichst viel Stickstoff zu entfernen. Sodann wurde das Gas mit 5 *mm* Druck in der Plückerschen Röhre mit Magnesiumelektroden eingeschmolzen.

Nach mehrstündigem Überspringen starker elektrischer Funken verschwanden im Spektrum die Linien vom Stickstoff und erschienen jene von Argon. Besonders schön zeigte sich die rote Linie mit Wellenlängen 707 und 696 *mm*, dann gleichlaufend damit die anderen für Argon charakteristischen Linien.

Quantitativ wurde der Stickstoff nach der Methode von Th. Schloesing fils bestimmt. Aus 954 cm^3 (0° C, 760 *mm*) Gas ergaben sich 51·20 cm^3, das ist 5·36 Volumprozente Argon.

Die Zusammensetzung des untersuchten Gases in Volumprozenten ist somit:

Kohlendioxyd	24·34
Sauerstoff.	0·10
Kohlenwasserstoff (Methan)	0·92
Argon	5·36
Stickstoff	69·28

Der Thermalschlamm.

Die Schlammprobe war teils von grauer, teils von schwarzer Farbe; feinsandig, oder auch fettig und plastisch.

Nach der mikroskopischen Untersuchung durch Universitätsprofessor Dr. Kišpatić besteht der Schlamm hauptsächlich aus Teilchen von: Kalzit, Glimmer und Quarz, dann aus sehr wenig Feldspat, Epidot, Turmalin, Zirkon und etwas organischen Substanzen.

Der frisch ausgegrabene Schlamm reagiert schwach alkalisch, durch Stehen an der Luft bekommt er einen schwachen Geruch nach Schwefelwasserstoff. Mit Wasser vermengt filtriert sich der Schlamm schwer und klärt sich durch Stehen erst in einigen Tagen.

Die wässerige Schlammischung reagiert nicht auf Nitrate (Difenilamin) und Gerbsäure (Ferichlorid), sie reagiert schwach auf Ammoniak (mit Nessler).

Der Schlamm enthält keine in kaltem Wasser lösliche Eisenverbindungen, keine Ameisensäure und keinen freien Schwefel.

Durch weitere Untersuchung des Schlammes wurden durch die gewöhnlichen Methoden die in Salzsäure löslichen Bestandteile, dann der gebundene Schwefel und die vorhandene Kohlensäure ermittelt. Die Bestimmung des Stickstoffes geschah nach der Methode von Kjeldahl.

Das sogenannte Wachs des Schlammes ergab sich aus dem Extrakt desselben — im Soxhlets-Apparat hergestellt — und Behandlung dieses Extrakts mit Schwefelkohlenstoff. Dieses „Wachs" ist eine weiße, zähe Substanz, welche durch Erwärmen flüssiger wird.

Aus all diesen Untersuchungen ergab sich nachstehende Zusammensetzung des Thermalschlammes in Gewichtsprozenten.

In Salzsäure (HCl) lösliche Stoffe:

Eisentrioxyd (Fe_2O_3)	2·74
Manganoxyd (MnO)	0·06
Aluminiumtrioxyd (Al_2O_3)	2·92
Kalziumoxyd (CaO)	4·30
Magnesiumoxyd (MgO)	1·64
Kaliumoxyd (K_2O)	0·16
Natriumoxyd (Na_2O)	0·08
Schwefeltrioxyd (SO_3)	0·09
Siliziumdioxyd (SiO_2)	0·14
Kohlendioxyd (CO_2)	3·10
Zusammen	15·53

In Salzsäure (HCl) unlösliche Stoffe:

Eisendisulfid (Fe_2S_2)	1·24
Mergel, Sand usw.	77·26
Zusammen	78·50

Bestimmbare organische und flüchtige Stoffe.

Ammoniak (NH_3)	0·09
Humussäure	0·16
Humin	0·09
Sogenanntes Wachs	0·11
Zusammen	0·45

Unbestimmbare organische Stoffe und Verluste repräsentieren daher . . . . . 5·52
Durch Ausglühen ergab sich direkt als Verlust 7·74

Die Lösung des Schlammes in Wasser enthielt folgende Bestandteile in Gewichtsprozenten:

Kalziumoxyd (CaO)	0·04
Magnesiumoxyd (MgO)	0·02
Schwefeltrioxyd (SO_3)	0·05
Siliziumsäure (SiO_2)	0·01
Abdampfrückstände	0·18
Ausgeglühter Rückstand	0·14

Außerdem war qualitativ zu konstatieren, aber quantitativ nicht bestimmbar: Spuren von Alkalien und Chlor, dann geringe Spuren von Eisen, Mangan und Aluminium, endlich etwas Kohlendioxyd.

Der Thermalschlamm gehört somit in die Gattung „Mineralbadschlamm".

Die Radioaktivität.

Das Thermalwasser wurde an Ort und Stelle auf Radioaktivität untersucht. Die angewendete Methode beruhte auf der Tatsache, daß sich die Luft in Gegenwart radioaktiver Stoffe ionisiert und dadurch für Elektrizität besser leitend wird. Das Maß dafür und damit auch für die Radioaktivität wird in Mache-Einheiten[1]) ausgedrückt.

Das Resultat der Untersuchung war:

Thermalwasser aus	Wassertemperatur in Celsius-Graden	Radioaktivität in Mache-Einheiten
dem Maximilianeum	50·0	2·2
der Hauptquelle	59·4	0·8
der Wiesenquelle	44·2	2·7
der Stegquelle	63·0	1·9

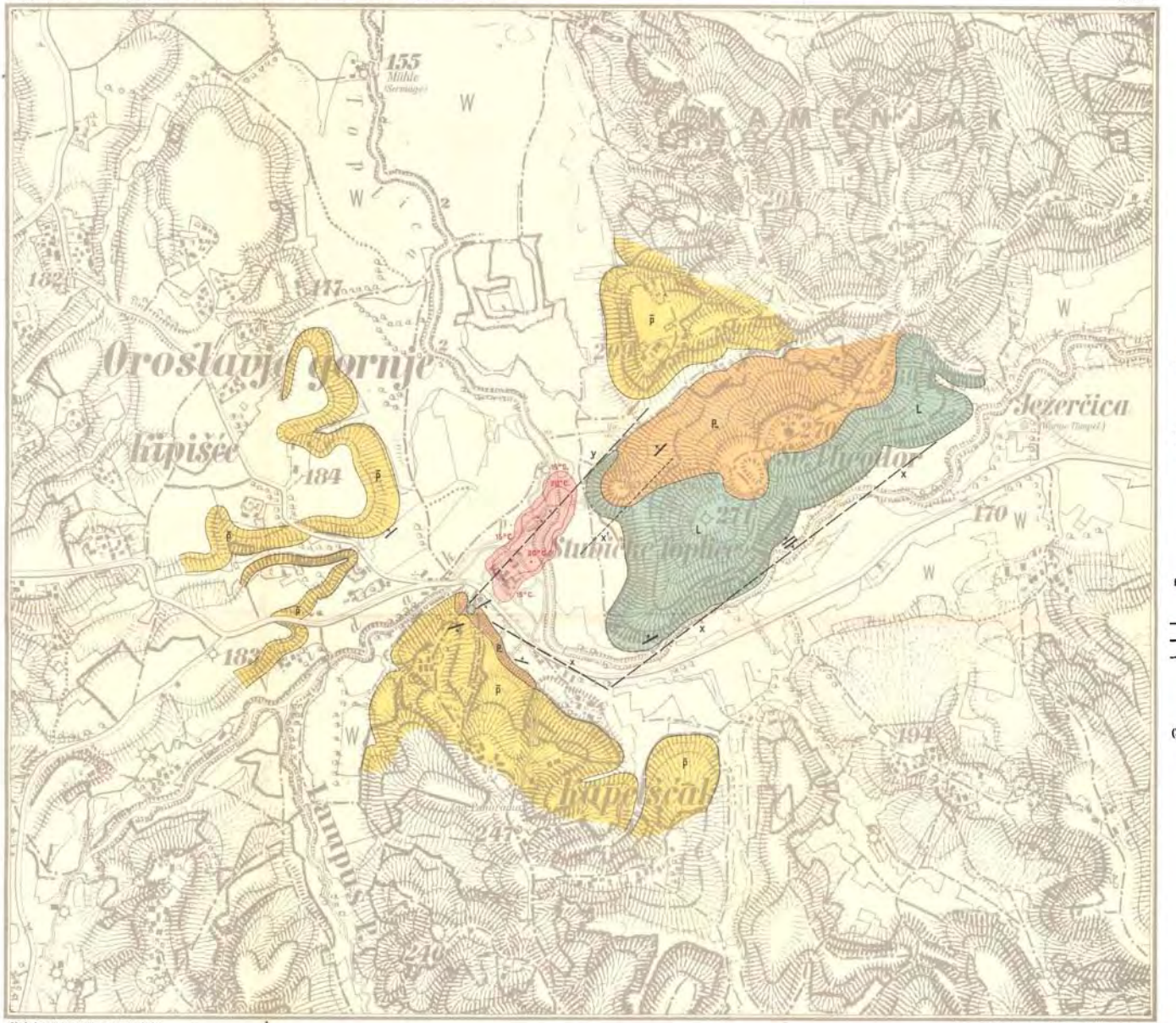
Die Stubicaer Thermen sind daher radioaktiv. Wie meistens ist auch hier die Radioaktivität bei den kälteren Quellen größer.

[1]) Nach Dr. Heinrich Mache, Professor an der Technischen Hochschule in Wien.

Die Ursache der Radioaktivität besteht entweder darin, daß radioaktive Stoffe im Wasser enthalten sind oder daß eine radioaktive Emanation sich im Wasser aufgelöst befindet. Es wurde das Thermalwasser wiederholt gekocht und öfter untersucht, es konnte aber kein radioaktiver Körper konstatiert werden. Im Thermalwasser muß daher eine radioaktive Emanation aufgelöst sein.

Der Thermalschlamm aus dem Antonia-Schlammbade, an der Luft getrocknet und dann mit destilliertem Wasser gemengt, zeigte eine Radioaktivität von 0·6 Mache-Einheiten.

Der Schlamm aus der heißen Quelle im Toplica-Bette, unter dem Stege, reagierte nicht radioaktiv.



Oberpontische Mergel.

Unterpontische kalkige Mergel mit Limnaeus.

Leithakalk.

Pliozän.

Miozän.

Streichen und Einfallen.

x = Bruchlinien.

y = Thermalspalte.

x' = vermutliche Bruchlinie.

Thermalgebiet (15° und 20° C Isotherme).

* heiße Quellen.

Nach der Militäraufnahmssektion 1:25.000.

Maßstab 1:10.000.

Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institute.

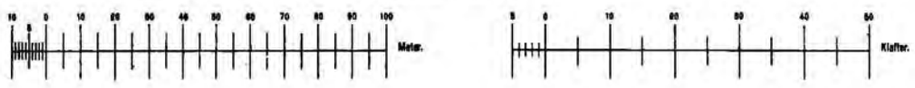
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LX., 1910.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Die heißen Quellen und Bodenisothermen

von

Stubičke toplice.

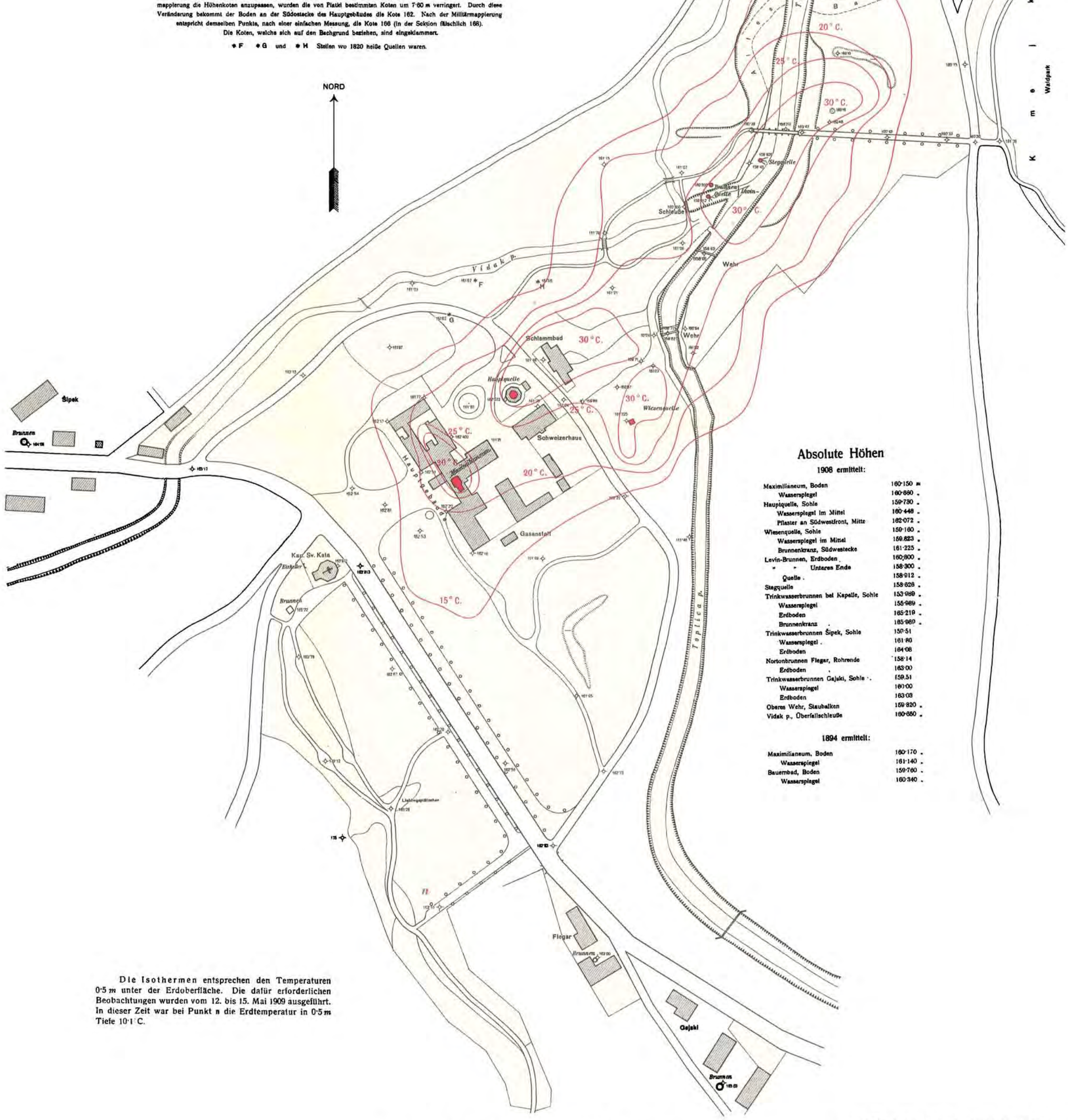
Maßstab 1:2000.



Nach einer Aufnahme (zirka) vom Jahre 1894 durch Geometer A. Platki, 1908 flüchtig reambuliert.
Dritte geänderte Auflage.

Die Höhenkoten wurden größtenteils 1908 bestimmt, nur ein Teil stammt von Platki. Dieser benützte als Ausgangspunkt für das Nivellement die oberste Stufe beim Eingange an der Nordostfront des Hauptgebäudes. Er nahm für dieselbe die Höhe 170·000 m an. Die 1907 ausgeführte Trassierung der Eisenbahn Zabok—Stubica steht mit den Höhen der Militärmappierung in entsprechender Übereinstimmung. Um diesem Eisenbahnprojekte und daher auch der Militärmappierung die Höhenkoten anzupassen, wurden die von Platki bestimmten Koten um 7·80 m verringert. Durch diese Veränderung bekommt der Boden an der Südostecke des Hauptgebäudes die Kote 162. Nach der Militärmappierung entspricht demselben Punkte, nach einer einfachen Messung, die Kote 166 (in der Sektion fälschlich 168).
Die Koten, welche sich auf den Bachgrund beziehen, sind eingeklammert.

* F * G und * H Stellen wo 1820 heiße Quellen waren.



Absolute Höhen

1908 ermittelt:

Maximilianeum, Boden	160·150 m
Wasserspiegel	160·660 „
Hauptquelle, Sohle	159·730 „
Wasserspiegel im Mittel	160·448 „
Pflaster an Südwestfront, Mitte	162·072 „
Wiesenquelle, Sohle	159·160 „
Wasserspiegel im Mittel	159·823 „
Brunnenkranz, Südwestecke	161·225 „
Levin-Brunnen, Erdboden	160·800 „
„ „ Unteres Ende	158·300 „
Quelle	158·912 „
Stegquelle	158·626 „
Trinkwasserbrunnen bei Kapelle, Sohle	153·989 „
Wasserspiegel	155·989 „
Erdboden	165·219 „
Brunnenkranz	165·989 „
Trinkwasserbrunnen Šipek, Sohle	150·51
Wasserspiegel	161·80
Erdboden	164·08
Nortonbrunnen Fiegar, Rohrende	158·14
Erdboden	163·00
Trinkwasserbrunnen Gajski, Sohle	159.51
Wasserspiegel	160·00
Erdboden	163·03
Oberes Wehr, Staubalken	159·820 „
Vidak p., Überfallschleuße	160·650 „

1894 ermittelt:

Maximilianeum, Boden	160·170 „
Wasserspiegel	161·140 „
Bauernbad, Boden	159·760 „
Wasserspiegel	160·340 „

Die Isothermen entsprechen den Temperaturen 0·5 *m* unter der Erdoberfläche. Die dafür erforderlichen Beobachtungen wurden vom 12. bis 15. Mai 1909 ausgeführt. In dieser Zeit war bei Punkt n die Erdtemperatur in 0·5 *m* Tiefe 10·1° C.

Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institute.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LX., 1910.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Die Lemeš-Schichten.

Ein Beitrag zur Kenntnis der Juraformation in Mitteldalmatien.

Von **Marthe Furlani.**

Mit zwei Tafeln (Nr. III—IV) und einem Profil im Text.

Vorbemerkungen.

Das paläontologische Material, das mir von meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Uhlig zur Bearbeitung gegeben wurde, befindet sich im Besitze der k. k. geologischen Reichsanstalt und wurde dem geologischen Institut behufs einer Bearbeitung freundlichst überlassen. Die Sammlung wurde von dem verstorbenen Werksdirektor Herrn Schlehan der geologischen Reichsanstalt geschenkt. Schlehans Sammlung dürfte aber, wie Stache[1]) bemerkt, das Ergebnis mehrjähriger Bemühungen sein. Das Material besteht aus Plattenkalken mit zahlreichen, aber leider sehr mangelhaft erhaltenen Ammoniten, Belemniten, Aptychen und Fischen. Letztere sind nur aus den ungemein dünnplattigen Kalkschiefern bekannt, während sie in dem höheren Niveau, das aus dicker gebankten Kalken besteht, fehlen.

Die von Herrn Schlehan begonnene Aufsammlung wurde dann von Herrn Hofrat G. Stache vervollständigt, welcher auch Herrn Prof. Uhlig ersuchte, die Bestimmung des Materials vorzunehmen. Diese Bestimmungen Prof. Uhligs und einige daran geknüpfte Mitteilungen wurden von G. Stache in der Arbeit „Die liburnische Stufe" veröffentlicht[2]).

Im Gebiete des Mt. Lemeš wurde außerdem noch von Herrn Dr. v. Kerner und Dr. Schubert anläßlich einer Orientierungstour gesammelt.

Im Sommer des Jahres 1907 bekam ich das Material, im Winter desselben Jahres führte ich die paläontologische Bearbeitung im geologischen Institut der Universität in Wien aus.

---

[1]) Liburnische Stufe (Abh. d. k. k. geolog. R.-A., Bd. XIII, pag. 28).

[2]) Wie mir Herr Professor Uhlig mitteilt, enthält die Arbeit Staches nur einen Teil der ihm von Prof. Uhlig übergebenen Bestimmungen und Bemerkungen. Auch diese sind nicht in der Originalform wiedergegeben.

Eine angenehme Aufgabe ist es mir, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Uhlig für die freundliche Anleitung, die mir jederzeit während meiner Arbeit zuteil wurde, zu danken. Die Güte Herrn Prof. Uhligs, der mir ein Stipendium aus der Suess-Stiftung zukommen ließ, ermöglichte es mir, die Schichtfolge an Ort und Stelle kennen zu lernen und das paläontologische Material durch eine neuerliche Aufsammlung zu vervollständigen. Ebenso sei Herrn Dr. Fritz v. Kerner, der in liebenswürdigster Weise die Führung der Exkursion übernahm, hier mein wärmster Dank gesagt.

Durch die paläontologische Untersuchung des Materials ergab sich:

1. Daß die Lemeš-Schichten, das ist jener Schichtkomplex, dessen unmittelbares Liegendes die Kalke mit *Cladocoropsis mirabilis* bilden und dessen Hangendes der Stikovo-Dolomit ist, dem oberen Kimmeridgien und dem Tithon angehören,

2. daß Kimmeridge und Tithon allmählich ineinander übergehen und sich infolgedessen ein allmählicher Wandel der Faunen vollzieht.

Die Ammoneenfauna der Schichten des Mt. Lemeš ist besonders reich an solchen Typen, die langlebig und gegen eine Änderung der Lebensbedingungen unempfindlich sind. Es sind dies Formen, die sowohl in Bildungen des reinen Wassers als auch in Bildungen eines getrübten Wassers vorkommen können. Infolgedessen ist es auch zu keiner reichen Entwicklung der Arten gekommen. Die Ammonitenfauna beschränkt sich auf wenige Arten der Gattungen *Oppelia*, *Perisphinctes*, *Aspidoceras* und *Haploceras*. Besonders häufig sind Oppelien und Perisphincten. Letztere sind jedoch meistens so schlecht erhalten, daß eine mehr als generische Bestimmung schon gewagt erscheint.

Auffallend ist das Fehlen der Genera *Lytoceras* und *Phylloceras*. Dadurch erhält die Fauna ein mitteleuropäisches Gepräge, das durch den Reichtum von Oppelien noch verstärkt wird. Die Vorkommen von *Lumbricaria* und *Antedon* erinnern an ähnliche Bildungen aus den lithographischen Schiefern von Solnhofen. Auch die lithologische Fazies der Gesteine (die Lemeš-Schichten bestehen in ihrem tieferen Horizont aus ungemein dünnplattigen Kalkschiefern von hellgelblicher Farbe und sehr feinem, gleichmäßigem Korn) weist eine nicht geringe Ähnlichkeit mit den Plattenkalken von Solnhofen auf. Es haben in der Gegend des Monte Lemeš zur Zeit des oberen Kimmeridge und des Tithon wohl ähnliche Ablagerungsverhältnisse bestanden wie in den Solnhofener Lagunen. Darauf ist die Ähnlichkeit der Fazies zurückzuführen.

Der Vergleich der Plattenkalke des Mt. Lemeš mit den Plattenkalken der Insel Lesina ergab, daß es sich hier nicht um eine gleichalterige Bildung handeln könne. Die Plattenkalke von Lesina, aus denen nur zwei Ammonitenreste, die von Neumayr als *Schloenbachia spec.* und *Hoplites spec.* bestimmt wurden, bekannt sind, gehören einem höheren Niveau, wahrscheinlich der Unterkreide an.

Die Frage, ob die Fische aus den zweifellos oberjurassichen Lemeš-Schichten mit jenen der bituminösen Kalke von Komen identisch oder ihnen nur sehr nahestehend sind, bleibt offen, da es mir nicht möglich war, eine Revision der in Betracht kommenden Fischfaunen auszuführen. Selbst wenn die Fischfauna der Kalke von Komen, die

als Neokom bekannt ist, mit jener der Lemeš-Schichten sehr nahe verwandt oder ident wäre, könnte dies kein Beweis für ein nichtjurassisches Alter der Ablagerung von Lemeš sein. Diese ist durch eine zweifellose Ammonitenfauna als oberjurassisch festgestellt und daran könnte selbst die Identität von Fischen als äußerst langlebigen und konstanten Typen keine Änderung bewirken.

Stratigraphie.

Der Sattel, welcher sich zwischen dem Kleinen Koziak im Norden und dem sich lang gegen Südost hinziehenden Svilajagebirge einsenkt, führt den Namen Mt. Lemeš. Eine Straße führt über den Paß und vermittelt die leichteste und kürzeste Verbindung zwischen Drniš und Vrlika.

Da in der Region des Lemeš-Sattels das Kimmeridgien und das Tithon am typischesten entwickelt sind, wurde der Schichtkomplex, welcher diese Formationen umfaßt, Lemeš-Schichten genannt.

Steigt man von Miočič aus über Stikovo zur Höhe des Passes hinan, so gelangt man unmittelbar, nachdem man einen weißen Dolomit mit roten Mergelknollen, den Dr. v. Kerner nach der Lokalität Stikovo Stikovo-Dolomit nennt, durchquert hat, in gelbliche, bald sehr dünn, bald etwas dicker gebankte blätterige Kalke mit zahlreichen Hornsteinlagen. Es sind dies die tieferen Partien der Lemeš-Schichten. Die ungemein leicht kenntlichen Plattenkalke sind wenig widerstandsfähig, verwittern sehr leicht und zerfallen in ganz kleine Stücke, welche zur Bildung von Schutthalden Anlaß geben. In der eintönigen Karstlandschaft treten diese sehr scharf hervor und sind weithin sichtbar.

Der Dolomit, welcher bei Stikovo neben den Plattenkalken liegt, ist jedoch nicht ihr normales Hangendes, sondern gehört einer längs eines Bruches abgesunkenen Scholle an. Zwischen dem Dolomit von Stikovo und den Juraschichten des Mt. Lemeš verläuft ein Bruch von geringer Sprunghöhe und nur lokaler Bedeutung. Ein Bach, der vom Mt. Lemeš nach Stikovo hinabfließt, hat das Gebirge in einem ziemlich tiefen Tale angeschnitten und in diesem Einschnitte tritt der Kern der Antiklinale des Lemeš deutlich zutage. Es sind jedoch nur die gelben, lichten Plattenkalke angeschnitten, sie bilden im Gebiete des Lemeš den tiefsten aufgeschlossenen Horizont.

Verläßt man nun den Bach und steigt die Hänge des Berges hinan, so hat man bald die obere Grenze der gelben Plattenkalke erreicht. Es folgen dicker gebankte Kalke mit zahlreichen, aber unregelmäßigen Hornsteinlinsen. Diese Kalke haben eine geringe Mächtigkeit. Hierauf liegen sehr dickbankige Kalke, deren Schichtflächen eigentümliche dunkle Flecken zeigen.

Folgende Schichtfolge konnte am Mt. Lemeš festgestellt werden:

1. Dünngeschichtete, bröckelige Hornsteinbänderkalke, welche teils mit dicker gebankten, teils mit äußerst regelmäßig geschichteten schönen weißen Plattenkalken von sehr feinem Korn wechsellagern.

Sie enthalten Fischreste, Perisphincten und Oppelien, seltener Aptychen. Sehr mächtig.

2. Dickbankige Kalke mit unregelmäßigen Hornsteinlinsen. Etwa 5—10 *m* mächtig.

3. Fleckenkalke mit Aptychen, Belemniten, Perisphincten, 20—30 *m*.

4. Dolomit (Stikovo-Dolomit) fossilleer.

Die Hornsteinplattenkalke sind das tiefste am Lemeš-Sattel aufgeschlossene Schichtglied, ein Liegendes desselben ist nicht zu sehen. Will man das Liegende der Lemeš-Schichten kennen lernen, so muß man sich in das Svilajagebirge begeben, wo Dr. v. Kerner die lückenlose Schichtfolge von den Werfener Schiefern bis zur Oberkreide feststellen konnte.

Eine äußerst genaue Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse der Juraformation dieses Gebietes gibt Herr Dr. v. Kerner in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1907, Nr. 11.

Auf den mannigfachen Jurabildungen liegt den Untersuchungen Kerners zufolge ein Kalk, der in großen Mengen eine neue Korallengattung führt: *Cladocoropsis mirabilis* (*Felix*), worauf ein fossilleerer dünnplattiger grauer Kalk folgt. Letzterer ist das unmittelbare Liegende der Lemeš-Schichten. Aus diesem von unten nach oben immer dünnplattiger werdenden Kalke entwickeln sich allmählich die Hornsteinplattenkalke der Lemeš Schichten. Die untere Grenze ist also keine scharfe — die *Cladocoropsis*-Kalke gehen allmählich in die Lemeš-Kalke über. Erst werden die Kalke, die in großer Menge *Cladocoropsis* führen, fossilfrei, die anfänglich ziemlich mächtigen Bänke werden immer dünner, zwischen den Schichtflächen treten Hornsteinlagen auf und schließlich nimmt das Gestein das typische Aussehen der gelben Bänderkalke des Lemeš an. Die unteren Lagen der Hornsteinkalke führen Abdrücke von Oppelien.

Besonders schön sind die Hornsteinbänderkalke am Mt. Lemeš entwickelt. Sie bilden den ganzen Kern der Antikline des Lemeš und sind infolge ihrer auffallenden Farbe weithin sichtbar. An einer Stelle am westlichen Abhange werden durch ein Rinnsal ungefähr 1—2 oder 3 *dm* dick gebankte, ungemein schöne, weiße Plattenkalke, die mit papierdünnen Kalken wechsellagern, angeschnitten. In diesen fand ich zahlreiche Fischreste. An anderen Stellen konnte ich trotz eingehenden Suchens keine Fischreste finden. Dies schließt aber noch immer nicht aus, daß in den Plattenkalken nicht noch mehrere Niveaus mit Fischen vorkommen. Die Fische, welche vom Mt. Lemeš bekannt sind, und es sind deren nicht wenige, stammen ja alle aus dem Horizont der Hornsteinplattenkalke, das ist aus den unteren Lemeš-Schichten.

Über den Hornsteinplattenkalken folgen, wie bereits erwähnt wurde, dickbankige graue Kalke mit unregelmäßigen Hornsteinlinsen. Dieses Niveau bildet die Grenze zwischen den Plattenkalken und den Fleckenkalken und konnte im ganzen Zuge der Lemeš-Schichten, die vom Lemeš gegen SO, gegen Otisič zu, streichen, nachgewiesen werden. Die Grenze ist überall eine gleich scharfe. Fossilien konnten in diesen Schichten keine gefunden werden. Ihr Hangendes, die Flecken-

kalke, sind am Lemeš sehr schön und mächtig entwickelt. Eigentümliche rostfarbene Flecken kennzeichnen sie und treten besonders beim Verwittern scharf hervor. Zahlreiche leider nur sehr schlecht erhaltene Aptychen, Perisphincten und Belemniten wurden gefunden.

So schön und typisch entwickelt wie am Lemeš treten diese Kalke nirgends auf. Im Svilajagebirge sind sie, wie Herr Dr. v. Kerner noch berichten wird, etwas anders beschaffen. Die Bankung ist nicht so regelmäßig, die einzelnen Bänke viel dünner; auch die für das Gestein so bezeichnenden Flecken sind nur stellenweise vorhanden.

Auf den Fleckenkalken liegt der Stikovo-Dolomit. Die eben beschriebene Schichtfolge, welche auf den *Cladocoropsis*-Kalken und unter dem Stikovo-Dolomit liegt, möchte ich unter dem Namen „Lemeš-Schichten" zusammenfassen.

Es wurden bis dahin nur die Hornsteinbänderkalke Lemeš-Schichten genannt, während man die höheren Niveaus zur Kreide stellte.

Die paläontologische Untersuchung ergab aber auch für die Fleckenkalke ein noch oberjurassisches und tithonisches Alter. Und zwar vollzieht sich der Wandel der Faunen der beiden Niveaus so allmählich, daß sich auf die paläontologischen Resultate hin keine scharfe Begrenzung der Horizonte ergibt, von denen der Hangende die unmittelbare Fortsetzung des Liegenden darstellt, von denen beide noch zur oberen und obersten Juraformation gehören. Zahlreiche schlecht erhaltene Reste von Ammoniten (hauptsächlich Perisphincten), Belemniten und Aptychen wurden darin gefunden.

Auf diesen Kalken liegt der Stikovo-Dolomit, ein weißer Dolomit mit gelben Mergelknollen. Hierauf folgt Rudistenkalk. Die Grenze zwischen Jura und Kreide ist also in der Gegend des Lemeš zwischen die Fleckenkalke und den Rudistenkalk zu legen. Die Stellung des Stikovo-Dolomits ist, da er keine Fossilien geliefert hat, noch fraglich.

Die Lemeš-Schichten ziehen vom Lemeš-Sattel gegen SO, senken sich allmählich im Streichen und verschwinden bei Otisić unter dem Alluvium, welches die Ebene ausfüllt. Ob sie auskeilen oder weiterstreichen, entzieht sich der Beobachtung. Bei Otisić konnte dieselbe Schichtfolge festgestellt werden, wie am Lemeš selbst. Die Fleckenkalke lieferten zahlreiche Perisphincten.

Bei Kiewo im NW von Vrlika erwiesen sich die Lemeš-Schichten als nicht so typisch entwickelt; auch sind dort die Aufschlüsse sehr mangelhaft. Es konnten wohl die Hornsteinbänderkalke nachgewiesen werden; an dem Gehänge eines Rückens, der sich von dem Hauptkamme der Široka planina gegen die Ortschaft Kiewo hinabzieht, fanden sich Kalkschiefer mit Perisphincten, Oppelien und Fischresten vor, in der typischen Fazies der Lemeš-Schichten. Leider waren es aber nur Rollstücke und kein anstehendes Gestein. Auf der Höhe des Rückens lagen zerstreute Stücke von Fleckenkalk.

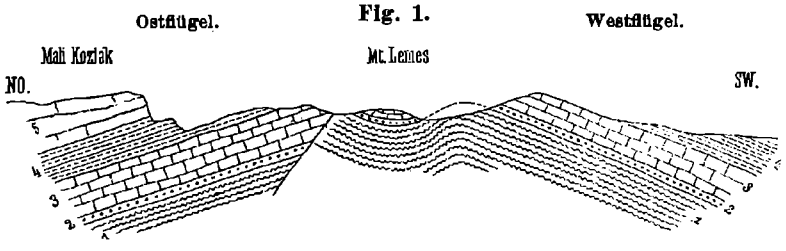
Obwohl Stache unter den Fundorten der Lemeš-Versteinerungen auch die Quellen der Cetina erwähnt, konnten trotz einer eingehenden Begehung jener Gegend nirgends Lemeš-Schichten nachgewiesen werden. Die Lemeš-Schichten sind ja infolge ihrer auffallenden Farbe weithin sichtbar, stechen auch durch die Bildung von Schutthalden so sehr

von ihrer Umgebung ab, daß es unmöglich ist, einen Aufschluß, in dem Lemeš-Kalke zutage treten, zu übersehen. In der Umgebung der Cetinaquellen liegen, so weit das Auge reicht, nur Kalke und Dolomite der Kreideformation.

Lagerungsverhältnisse.

Der Mt. Lemeš bildet eine flache Antiklinale, die von NW nach SO streicht. In dem Scheitel des Gewölbes ist noch eine seichte Mulde eingesenkt. Die eingesenkte Partie Fleckenkalk hat sich auf der Paßhöhe noch erhalten, während ringsherum die jüngeren Schichten der Denudation zum Opfer gefallen sind, welcher den Kern des Gewölbes, der aus Hornsteinbänderkalken besteht, entblößt hat. Der westliche Flügel fällt gegen WSW und SW ein; besonders gegen Westen hin senken sich die Schichten sehr rasch und stellen sich steiler

Fig. 1.



Profil durch den Mt. Lemeš.

1. Hornsteinplattenkalke. — 2. Kalk mit Hornsteinlinsen. — 3. Fleckenkalk. 4 Stikovo-Dolomit. — 5. Rudistenkalk.

und schneiden schließlich an einer Verwerfung ab, die in NW-Richtung gegen Stikovo hin streicht. An einer zweiten Verwerfung schneiden die Hornsteinkalke ab, und es liegt dort der Stikovodolomit unmittelbar neben den tieferen Lemeš-Kalken.

Verläßt man nun den Bach von Stikovo und steigt die Hänge zum Lemeš-Passe empor, so quert man zuerst die Kreidekalke, welche das verkarstete Plateau bilden, dann den Stikovo-Dolomit, erreicht schließlich die Verwerfung und trifft somit gleich auf Lemeš-Schichten. Diese Verwerfung ist jedoch eine ganz untergeordnete lokale Erscheinung. Eine ähnliche Verwerfung schneidet auch den Ostflügel ab und bringt die Lemeš-Schichten mit Kreidedolomit in Berührung. Der Westflügel der Lemeš-Wölbung läßt sich von der Paßhöhe, am Abhange des Svilajagebirges gegen SO hin, deutlich verfolgen. Er ist von einigen kleineren Querstörungen durchsetzt und senkt sich allmählich im Streichen. Bei Otisič (auf 450 *m* Höhe) verschwinden die Lemeš-Schichten des Westflügels unter dem Alluvium.

Der Ostflügel ist nicht so gut aufgeschlossen. Hat man die Paßhöhe des Lemeš (807 *m*) überschritten, so kommt man, wenn man die Straße, welche von Miočič nach Vrlika führt, hinabsteigt, rasch aus

dem hornsteinführenden Plattenkalk in den Fleckenkalk und alsbald in den Stikovodolomit und den Chamidenkalk. Kreidekalke und Dolomite bilden die umliegenden Höhen, sind aber auch im Tale zu finden, nirgends sind ältere Schichten aufgeschlossen. Es ist klar, daß der Ostflügel sich gesenkt haben muß, denn während im Westflügel noch Lemeš-Schichten vorhanden sind, findet man im Ostflügel auf gleicher Höhe nur mehr Gesteine der Kreideformation. Da die Schichten des Ostflügels aber nur flach gegen N und NO einfallen, muß man annehmen, daß der ganze Flügel eine Senkung erlitten hat, die nur an einer Bruchspalte, welche die Antikline durchsetzt, stattgefunden haben kann. In der Tat ist der Lemeš-Sattel von einem Risse durchzogen, der dem Streichen parallel den Scheitel durchsetzt und an dem der Ostflügel abgesunken ist (Fig. 1).

Paläontologische Ergebnisse.

Virgatosphinctes Uhlig.

Virgatosphinctes cf. denseplicatus Waagen.

Peripshinctes denseplicatus Waagen. Palaeontologia indica LV. Jurassic fauna of Cutch, Vol. I, Serie IX, Pl. LV, Fig. 1, pag. 201.

Es ist nur ein schlecht erhaltener Abdruck vorhanden, der stark verdrückt ist. Die Involutät beträgt $^1/_2$. Der Abdruck weist auf den Flanken zahlreiche dichtgedrängte, dünne, ungemein scharfe Rippen auf; einige davon sind in zwei Äste geteilt, andere einfach. Die Rippen sind so angeordnet, daß bisweilen auf eine Gabelrippe eine einfache und dann wieder eine Gabelrippe folgt, bisweilen jedoch nach einer geteilten Rippe 2—6 einfache Rippen stehen.

Die Art der Berippung stimmt ziemlich genau mit jener der inneren Umgänge des *Perisphinctes denseplicatus Waagen* überein, ebenso die Involutät. Es ist also am wahrscheinlichsten, daß es sich um innere Umgänge von *Perisph. denseplicatus* oder einer diesem nahe verwandten Form handelt. Eine sichere Bestimmung ist leider nicht möglich, da Lobenlinie und Externrand nicht sichtbar sind.

Die ungemein dichte Berippung könnte an *Perisph. metamorphus Neumayr*[1]) erinnern. Doch sind die Rippen des Exemplars viel feiner, was aber auf die starke Verdrückung zurückgeführt werden kann. Ein wesentlicher Unterschied ist jedoch die viel größere Nabelweite des vorliegenden Exemplars.

Perisph. Geron Zitt.[2]), mit dessen inneren Umgängen einige Ähnlichkeit vorhanden ist, hat viel stärkere breitere Rippen, die sich regelmäßig in zwei Äste spalten, außerdem ist der Nabel bei *Perisph. Geron* enger.

---

[1]) Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*, Abh. d. k. k. geol. R.-A. V, Taf. XXIII, Fig. 7, pag. 176.

[2]) Zittel, Älteres Tithon, Taf. XXXV, pag. 230.

Die feine Berippung weist auch auf *Perisph. senex Opp.*[1]) hin. *P. senex* ist aber engnabeliger und die Externseite des Exemplars nicht erhalten, aus deren Beschaffenheit auf eine Zugehörigkeit zur *senex*-Gruppe geschlossen werden könnte.

Virgatosphinctes pseudoulmensis nov. spec.

Taf. III, Fig. 1.

Ein etwas flachgedrückter Steinkern ist vorhanden. Der Nabel ist weit, die Involutät beträgt etwa $^1/_3$. Die Umgänge sind mit scharfen Rippen bedeckt, die auf den inneren Umgängen dicht gedrängt stehen, mit schwach S-förmiger Krümmung gleich stark über den Umgang verlaufen und sich in der Mitte des Umganges in zwei Äste spalten. Auf dem letzten Umgange tritt eine Veränderung ein; die Rippen spalten sich virgatotom und treten allmählich weiter auseinander. Es treten Schaltrippen auf, welche die Mitte des Umganges nicht erreichen und sich auch nicht mit anderen Rippen vereinigen. Die Hauptrippen sind verdickt, die größte Dicke der Rippen ist in der Mitte des Umganges. Seichte Einschnürungen sind vorhanden.

Mit *Perisph. ulmensis Opp.*[2]) hat das Exemplar die Anordnung und Teilung der Rippen gemein, doch sind die Rippen des letzten Umganges bei *ulmensis* an der Nabelkante verdickt, dann verwischt und erst gegen den Externrand hin wieder scharf. Davon ist bei dem vorliegenden Exemplar nicht nur nichts zu bemerken, sondern die Rippen sind auf dem letzten Umgange gerade in der Mitte verdickt, und zwar erscheint die Stelle, wo sie sich gabeln, verstärkt. Auch stehen die Rippen enger beisammen. *P. ulmensis* ist weitnabeliger. Man kann aus diesen Gründen die Formen nicht identifizieren. Das Verhältnis der Querschnitte läßt sich, da das vorliegende Exemplar verdrückt ist, nicht feststellen. *Perisph. pseudoulmensis* ist ohne Zweifel mit *Perisph. ulmensis* sehr nahe verwandt.

Auch mit *Perisph. contiguus Cat.*[3]) ist die vorliegende Art verwandt und Stücke, von denen nur die inneren Windungen erhalten sind, kann man kaum von jenen des *P. contiguus* unterscheiden.

Ähnlich ist noch *P. subrichteri Retowski*[4]). Die Art der Berippung von *P. subrichteri Ret.* stimmt genau mit jener der inneren Umgänge von *P. pseudoulmensis* überein. Auch in der Involutät weichen die beiden Formen nicht viel voneinander ab.

Für Jugendformen von *Perisph. pseudoulmensis* halte ich die Abdrücke, die mit feinen, zweispaltigen und virgatotomen Rippen

---

[1]) Zittel, Stramberg, Taf. XXIII, pag. 113.

[2]) Oppel, Paläont. Mitt. III, Taf. LXXIV, Fig. 1, pag. 261.

[3]) Catullo, Intorno ad una nuova classificazione delle calcarie rosse etc.. Mem. d. i. r. istituto Veneto di scienze. Venezia 1855. Vol. V, Taf. III, Fig. 4, pag. 213.
— Burckhardt, Beiträge zur Kenntnis d. Jura u. d. Kreideformation d. Kordillere. Palaeontographica 50, Taf. IV, pag. 38.
— Zittel, Älteres Tithon, Taf. XXXV, Fig. 2, nicht 1, pag. 228.

[4]) Retowski, Tithon von Theodosia. Bull. Soc. nat., Moscou 1894, pag. 254, Pl. X, Fig. 8.

bedeckt sind und die *Ammonites planulatus siliceus Quenst.*[1]) sehr ähnlich sind. Auf einer Platte sind die Abdrücke massenhaft vorhanden.

Virgatosphinctes ulmensis Oppel. var. II nov. var.

Perisph. ulmensis Oppel. Pal. Mitt. III, Fig. 2, pag. 261.

Das von Oppel unter Fig. 2 abgebildete Exemplar unterscheidet sich von dem der Fig. 1 durch stärkere, breitere, schnurgerade, dichotome Rippen, unter denen auch auf dem letzten Umgange nur wenige dreigeteilte Rippen auftreten. Auf den inneren Windungen stehen die Rippen nicht so dicht wie bei der Form von Fig. 1. Unter dem mir zur Bearbeitung vorliegenden Material sind mehrere Stücke von diesem Typus vorhanden. Ich glaube, daß diese beiden Typen voneinander zu trennen sind. Leider sind die Stücke schlecht erhalten und auch Oppels Originalexemplar stark verdrückt.

Diese Formen nähern sich *Perisph. Geron Zitt*[2]). *P. Geron* hat jedoch viel näher stehende Rippen und engeren Nabel.

Virgatosphinctes cf. contiguus Zittel non Catullo.

Perisph. contiguus Zittel. Ält. Tithon, Taf. XXXV, Fig. 1.

Ein Bruchstück des letzten Umganges ist erhalten. Von den inneren Windungen ist ein Abdruck vorhanden. Die Skulptur der Wohnkammer besteht aus kräftigen Rippen die ziemlich weit voneinander abstehen. Die Rippen beginnen an der Nabelkante und biegen sich schwach nach vorn. Nachdem sie etwa ein Drittel der Breite der Flanke erreicht haben, spalten sie sich virgatotom in drei oder vier Äste. Zwischen diesen aus der Teilung der Hauptrippen entstandenen Rippen schalten sich noch kürzere ein, welche die Mitte des Umganges nicht mehr erreichen. Der Nabel ist sehr weit, Querschnitt wegen der Verdrückung nicht festzustellen. Die Außenseite ist gleichfalls nicht erhalten.

Nabelweite und Skulptur erinnern an die von *P. contiguus*, den Zittel unter Fig. 1 abbildet. Allerdings erfolgt bei dem Zittelschen *contiguus* die Rippenteilung etwas früher.

Die vorliegende Form kann auch mit *Perisph. exornatus Catullo*[3]) verglichen werden. Bei *exornatus* entspringen alle Rippen zugleich und nur bisweilen spaltet sich die vordere Rippe vor den übrigen ab. Das vorliegende Stück ist leider so schlecht erhalten, daß sich eine genaue Bestimmung nicht ausführen läßt. Mit Sicherheit läßt sich nur feststellen, daß die vorliegende Form mit *Perisph. contiguus Zittel non Cat.* und *Perisph. exornatus Cat.* verwandt ist.

Mit dem eigentlichen *P. contiguus Cat.* ist keine Ähnlichkeit vorhanden.

---

[1]) Quenstedt, Ammoniten d. schwäb. Jura, I, Malm, Pl. CXXV, Fig. 2—5, pag. 1073.

[2]) Zittel, Ält. Tith., Taf. XXXV, Fig. 3, pag. 230.

[3]) Catullo, Intorno ad una nuova classificazione etc. l. c.

Virgatosphinctes cf. exornatus Cat.

Perisph. exornatus Catullo. Intorno ad una nuova classificazione etc.
Perisph. exornatus Zittel. Ält. Tithon, Taf. XXXIV, Fig. 2, 3, pag. 224.

Die Nabelweite und die Stärke der Hauptrippen auf dem letzten Umgange weisen auf eine Verwandtschaft mit *P. exornatus Cat.* hin. Verwandt sind die Formen gewiß, doch ist der Erhaltungszustand ein derartiger, daß man sich auf keine weiteren Bestimmungen einlassen kann.

Virgatosphinctes spec. ind.

Ein Stück der Wohnkammer ist erhalten. Dieses ist mit äußerst scharfen, entfernt stehenden Rippen bedeckt, die sich in der Mitte des Umganges in drei Äste spalten; zwischen diese schalten sich noch zwei bis drei Adventivrippen ein, die sich gegen die Mitte des Umganges hin verwischen. Querschnitt oval, höher als breit.

Von *Perisph. ulmensis* unterscheidet sich das Exemplar durch die ungemein scharfen, kantigen Rippen. Mit der Form, die Catullo *Perisph. contiguus*[1]) nennt, weist das Exemplar wesentliche Unterschiede auf; die Rippen stehen viel weiter voneinander ab, sind schärfer und kantiger. Das vorliegende Stück könnte noch am ehesten zu *P. contiguus Zittel* gestellt werden. Eine genauere Bestimmung ist nicht möglich.

Virgatosphinctes spec. ind.

Ein Bruchstück eines Umganges ist erhalten. Leider ist nicht zu unterscheiden, ob es der Wohnkammer oder einer der inneren Windungen angehört. Es ist mit sehr kräftigen, dicht stehenden dichotomen und bisweilen virgatotom trichotomen Rippen bedeckt. Das Aussehen erinnert an *Perisph. ulmensis Oppel. var. II.* Eine genauere Bestimmung ist unmöglich.

Virgatosphinctes spec. ind.

Ein Bruchstück der Wohnkammer ist vorhanden. Es gehört wahrscheinlich *Virgatosphinctes Fontana*[2]) *Cat.* oder *Virgatosph. ulmensis Opp.*[3]) an.

Es ist mit am Nabelrande stark verdickten, fast knotigen, entfernt stehenden Rippen bedeckt, die sich gegen die Mitte des Umganges hin verlieren. Am Externrande treten scharfe, dünne, dichtstehende, gerade Rippen auf, die ohne Unterbrechung und ohne Biegung nach vorn über die Externseite verlaufen und die etwa ein Drittel Umgang vom Externrande entfernt verschwinden. Diese Art der Berippung weist auf *Perisph. ulmensis Opp.* hin.

---

[1]) Catullo, Intorno ad una nuova classificazione etc., pag. 214, Taf. III, Fig. 4 *a, b.*

[2]) Catullo, Intorno ad una nuov. class. etc. Venezia 1855.

[3]) Oppel, Pal. Mitt. l. c.

Da von den Hauptrippen ein ganz schwacher Wulst vom Nabelrande zum Externrande hinführt ist anzunehmen, daß die Rippen des letzteren aus der Gabelung der Rippen des ersteren hervorgegangen sind. Dieses Merkmal weist auf *Amm. Fontana Cat.* hin. Da Catullo aber von *Amm. Fontana* ein viel jüngeres Exemplar abbildet und von dem vorliegenden keine inneren Windungen erhalten sind, kann man nicht entscheiden, ob das Exemplar *Amm. Fontana* anzureihen ist.

Einen wesentlichen Unterschied weist die Form mit *P. ulmensis* auf: einen engen Nabel. *Ulmensis* ist weitnabelig; soviel man aus der Krümmung des Nabelrandes ersehen kann, handelt es sich hier um eine engnabelige Form. Mit *Amm. Carteroni*[1]) *d'Orb.*, womit die vorliegende Form einige, wenn auch geringe Ähnlichkeit aufweist, kann sie nicht verglichen werden. Im Jugendstadium weist *A. Carteroni* eine ähnliche Berippung auf, doch schwächen sich die Rippen mit dem Alter ab, und ein Exemplar von der Größe des vorliegenden müßte nur mehr kaum angedeutete Rippen besitzen. *Carteroni* weist also einen ganz anderen Entwicklungsgang auf; während bei den Virgatosphincten erst im Alter eine Differenzierung der Rippen eintritt, ist sie bei *Carteroni* von Anfang an vorhanden und verwischt sich allmählich. Außerdem ist der Nabel von *Amm. Carteroni* viel enger.

Perisphinctes Waagen.

Perisphinctes spec. ind.

Das Gehäuse ist flach, weitnabelig, mit geraden scharfen Rippen bedeckt, die sich, nachdem sie über zwei Drittel des Umganges einfach verlaufen sind, in zwei Äste spalten. Am Externteil ist eine sehr undeutliche Furche vorhanden. Der Querschnitt ist an den Seiten abgeplattet. Einschnürungen sind vorhanden. Die Evolutät und das Aussehen erinnern an *Aulacosphinctes*. Doch kann die Form wegen der abgeplatteten Flanken nicht zu *Aulacosphinctes* gestellt werden, denn letztere sind Formen mit rundem Querschnitt. Die Abplattung kann nicht durch Druck herbeigeführt worden sein, denn die Stücke zeigen nicht die geringste Verdrückung.

Simoceras Zitt.

Simoceras Albertinum Cat.

Ammonites Albertinus Catullo, Intorno ad una nuova classificazione delle calcarie rosse, Venezia 1855, Taf. II, pag. 208.

Das vorliegende Stück stimmt in allen Merkmalen mit dem von Catullo beschriebenen überein, und man kann die Formen zweifellos identifizieren.

Simoceras cf. Herbichi v. Hau.

Simoc. Herbichi v. Hau. Neumayr, Fauna der Schichten mit *Aspidoc. acanthicum.* Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. V, Taf. XL, Fig. 1, 2, pag. 186.

Das Gehäuse ist flach scheibenförmig. Die Wohnkammer mit entfernt stehenden, wulstigen Rippen bedeckt. Auf den inneren Um-

[1]) d'Orbigny, Pal. franç., Terr. crét. I, Pl. LXI, pag. 209.

gängen befinden sich feinere, dichter stehende Rippen; einzelne spalten sich dichotom.

Der Vergleich ergibt Ähnlichkeit mit *Simoc. Benianum Cat.*[1]) und *Simoc. Herbichi v. Hau.*

Da sich beide durch den Verlauf der Rippen auf der Externseite unterscheiden, *Simoceras Herbichi* hat eine glatte Externseite, da sich die Rippen nicht über dieselbe hinweg fortsetzen, was bei *Sim. Albertinum* der Fall ist, läßt sich, weil kein vollständiges Exemplar vorhanden ist, sondern nur ein Abdruck, nicht mit Sicherheit entscheiden, welcher der beiden Arten das Exemplar angehört. Doch sprechen die feinen Rippen auf den älteren Umgängen für *Simoc. Herbichi.*

Simoceras spec. ind.

Soviel man aus dem schlecht erhaltenen Exemplar ersehen kann, war es mit starken, dichtstehenden Rippen bedeckt. Es ist wohl eine dem *Simoc. Benianum Cat.* verwandte Form.

Aspidoceras Zitt.

Aspidoceras longispinum Sow.

Aspidoc. longispinum Neumayr. Acanthicus-Schichten. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., V, pag. 196, Taf. XLII, Fig. 1.

Amm. iphicerus Oppel. Pal. Mitt., pag. 218, Taf. LX, Fig. 2.

Aspidoc. iphicerum Zittel. Ält. Tithon, pag. 75, Taf. VI, Fig. 1.

Aspidoc. longispinum Loriol. Couches de la zone à *Amm. tenuilobatus* de Baden. Mém Soc. pal. de Suisse 1878, V, Pl. XVIII, Fig. 1, pag. 108.

Aspidoc. longispinum E. Favre. Voirons, Pl. VI, pag. 43. Mém Soc. pal. Suisse II, 1875.

Amm. longispinus Loriol. Formation jurass. de Boulogne sur mer I, Pl. II, Fig. 2 pag. 24.

Aspidoc. longispinum Fontannes. Déscription des Amm. des Calcaires du château Crussol.

Das aufgeblasene Gehäuse war mit zwei Reihen von Stacheln besetzt, deren Ansatzstellen noch als Knoten gut sichtbar sind. Eine Knotenreihe verläuft am Nabelrande, die zweite in der Mitte des Umganges. Zwischen den Knoten verlaufen schwache, breite Rippen. Das vorliegende Exemplar ist stark involut, stärker als das von Neumayr abgebildete. Die von Zittel abgebildete Form hat dieselbe Involutät wie die vorliegende. Die Externseite ist glatt, breit und gerundet. Mündung nicht erhalten. Querschnitt breiter als hoch.

Mit der von Oppel beschriebenen Form stimmt die vorliegende ganz genau überein, obwohl das Oppelsche Exemplar ein älteres ist. Ornamentierung, Nabelweite, Querschnitt (bei Fig. 2 ist bei Oppels Abbildung der Querschnitt breiter anzunehmen, wie Oppel bemerkt) sind genau dieselben.

---

[1]) Catullo, Intorno ad una nuova class. etc, Taf. III, Fig. 2*a*, *b*, pag. 208.

Aspidoceras eligmoptychum Font.

Aspid. eligmoptychum Fontannes. Calcaires du château Crussol, pag. 100, Pl. XIII, Fig. 9.

Das Gehäuse ist mehr als $^1/_2$ involut. Am Nabelrande befinden sich feine Knötchen, die in Falten übergehen, welche mit leichter Biegung nach vorn über die Schale verlaufen und sich gegen den Externrand hin etwas nach rückwärts biegen.

Die Lobenlinie ist, wenn auch nicht sehr deutlich, sichtbar. Es ist eine gewöhnliche *Aspidoceras*-Linie, wobei der erste Lateralsattel sehr breit ist. Externrand gerundet, Querschnitt etwas höher als breit. Alle diese Merkmale stimmen mit *Aspid. eligmoptychum Font.* genau überein

Die Form ist *Aspidoc. altenense d'Orb.* [1]) nahe verwandt und wäre nicht die Lobenlinie, die sich bei *Aspid. altenense* durch einen sehr stark verzweigten Lateralsattel unterscheidet, erhalten, könnte man wahrlich kaum einen Unterschied bemerken.

Aspidoceras spec. ind.

Das Fehlen jeglicher Knoten, die Dicke der Umgänge, wie die Weite des Nabels stimmen mit Neumayrs *Aspid. Wolfi* [2]) überein. Da das Exemplar jedoch sehr schlecht erhalten ist, könnte seine Knotenlosigkeit auch eine Folge von Abreibung sein.

Oppelia Waagen.

Oppelia steraspis Oppel.

Ammonites steraspis Oppel. Pal. Mitt. III, Jurass. Cephalopoden, Taf. LXIX, pag. 251.

Der Steinkern ist glatt, von keinerlei Rippen bedeckt, was aber eine Folge des Erhaltungszustandes sein kann. Der Nabel ist eng. Der Mundsaum leicht sichelförmig gekrümmt. Die größte Dicke des Gehäuses ist an der Nabelwand. Soweit es ersichtlich ist, ist der Externrand glatt und ungekielt. Soweit stimmt das Exemplar mit den Abbildungen Oppels überein.

Die Form weist auch einige Ähnlichkeit mit *Oppelia zonaria Zitt.* [3]) auf. Da aber die Externseite des vorliegenden Exemplars glatt ist und kein Band aufweist, ist eine Verwandtschaft ausgeschlossen.

Oppelia cf. pugilis Neum.

Oppelia pugilis Neumayr. Acanthicus-Schichten, Taf. XXXII, pag. 167.
Oppelia pugilis Gemmellaro. Fauna delle calcari giuresi e liasiche della Sicilia, Taf. VI, pag. 36.
Oppelia pugilis Fontannes. Descript. d. Amm. d. calcaires du château Crussol, Pl. VII, Fig. 1, 2, pag. 45.

Das Exemplar ist weitnabelig mit feinen, geschwungenen, in der Mitte des Umganges geknickten Rippen bedeckt, die am Externrande

[1]) d'Orbigny, Pal. franç., Terr. jur., Taf. CCIV, pag. 537. Neumayr, *Acanthicus*-Schichten, pag. 199, Taf. XLII, Fig. 2.
[2]) Neumayr, *Acanthicus*-Schichten, pag. 165, Taf. XXXVIII, Fig. 5.
[3]) Zittel, Cephalopoden der Stramberger Schichten, pag. 88, Taf. LV, Fig. 4, 5, 6.

in einen Knoten endigen. Die von Neumayr beschriebene Form hat weiterstehende breitere Rippen, stärkere Knoten. Auf den älteren Umgängen sind die Rippen feiner, die Knoten schwächer; die inneren Umgänge gleichen also dem vorliegenden Exemplar. Dieses kann als ein junges Exemplar von *Opp. pugilis* angesehen werden. Jugendformen von letzterer sind auch die von Fontannes abgebildeten Exemplare, die mit dem vorliegenden gut übereinstimmen.

Die Form weist auch große Ähnlichkeit mit den inneren Umgängen von *Opp. Compsa Oppel*[1]) auf. Letztere hat jedoch einen viel engeren Nabel.

Oppelia Haeberleini Opp.

Amm. Haeberleini Oppel. Pal. Mitt. III, Jurass. Ceph., pag. 249, Taf. LXVIII, Fig. 4, 5.

Das Gehäuse ist weitnabelig, die Umgänge mit zahlreichen gebogenen Rippen bedeckt, die am Externrande in Knoten endigen und, nachdem sie die Mitte des Umganges ein wenig überschritten haben, auslaufen. Die Rippen sind sichelförmig gebogen, die Spitzen nach vorn gerichtet und berühren einander beinahe. Dadurch entsteht eine Linie, welche die Flanken in zwei Teile teilt. Auf der intern gelegenen Hälfte waren ebenfalls Rippen vorhanden, die zweifelsohne schwächer waren und weiter voneinander entfernt standen. Die Externseite ist bei dem einen Stücke nicht erhalten, da dasselbe zerquetscht ist. An einem zweiten Exemplar jedoch, dessen Ornamentierung mit jener des ersteren so gut übereinstimmt, daß an der Identität der beiden Formen nicht zu zweifeln ist, ist die Externseite erhalten. Auf letzterer befinden sich weit abstehende feine Knoten.

Bei der Oppelschen Form ist von diesen Knötchen nichts zu sehen, was einen aber nicht wundern darf, da sämtliche Exemplare Oppels verdrückt sind und die zarten Knötchen bei der geringsten Verdrückung verschwinden mußten. Ein Kiel war nach Oppels Meinung gewiß nicht vorhanden.

Die Rippen stehen etwas dichter als bei der Form Oppels, was an die *Oppelia cf. Haeberleini* von Zittel[2]) erinnert. Zittels Form hat auf der Externseite auch Knötchen; die Rippen auf der inneren Hälfte der Umgänge stehen aber bei dem vorliegenden Exemplar dichter beisammen als bei dem Zittels, wodurch es sich wieder enger an die Oppelsche Form anschließt.

Oppelia cf. Galar Oppel.

Oppelia Galar Oppel. Pal. Mitt., Taf. LXVII, Fig. 5, pag. 234.

Drei kleine, stark abgeschliffene Steinkerne liegen mir zur Bestimmung vor. Die durch die Knickung von der gewöhnlichen Spirale abweichende Wohnkammer weist auf *Opp. Galar Opp.* hin. Die Skulptur der Steinkerne besteht aus Rippen, die verdickt am Nabelrande entstehen und sich hierauf in zahlreiche feine Strahlen teilen, die quer über die Umgänge verlaufen.

---

[1]) Pal. Mitt. III, Jurass. Ceph. Taf. LXVII, pag. 215.
[2]) Zittel, Alt. Tithon, Taf. XXVIII, pag. 188.

Die von Oppel beschriebene Form hat Rippen, die ohne Verdickung beginnen.

Oppelia cf. Strombecki Oppel.

A. lingulatus nudus Quenstedt. Amm. d. schwäb. Jura III, Taf. XCII, Fig. 54, pag. 852.
A. Strombecki Oppel. Der Jura, pag. 687.
Oppelia Strombecki Neumayr. Acanthicus-Schichten, pag. 166.

Der Querschnitt wie die Berippung stimmen mit der Abbildung von Quenstedt überein. Der Nabel ist bei dem vorliegenden Exemplar jedoch enger.

Oppelia spec. ind.

Ein Bruchstück von einem äußeren Umgang ist erhalten. Es ist mit entfernt stehenden breiten Rippen bedeckt, die gegen den Nabel hin verschwinden. Da weder ein ganzer Umgang, noch die Externseite und das Bruchstück an und für sich schlecht erhalten ist, läßt es sich nicht näher bestimmen.

Oppelia dinarica nov. spec.

Taf. IV.

Der Nabel ist eng. Am Nabelrande entspringen kräftige, flexuose Rippen, die am Externrande in einen rundlichen Knoten enden. Etwa in der Mitte des Umganges tritt eine Gabelung der Rippen ein. Die auf solche Weise entstandenen Adventivrippen verlaufen ohne Knoten, während die Hauptrippen mit einem Knoten enden. Es hat den Anschein, daß sich je eine Nebenrippe mit der vorhergehenden Hauptrippe zu einem Knoten vereinige. Auf der Wohnkammer werden die Rippen breiter, flacher, gabeln sich nicht und besitzen keine Knoten, sondern enden nur mit einer Verdickung. In der Mitte der Externseite sind feinere, dichter gedrängt stehende Knoten vorhanden. Der Querschnitt läßt sich nicht mit Genauigkeit feststellen, da das Exemplar verdrückt ist. Sicher war er aber höher als breit. Loben sind nicht zu sehen.

Von *Ammonites trachynotus Oppel*[1]), mit dessen inneren Umgängen viel Ähnlichkeit vorhanden ist, unterscheidet sich das vorliegende Exemplar durch die Anordnung und Beschaffenheit der Knoten. Sie stehen dichter gedrängt und werden nicht wie bei Oppels *A. trachynotus* auf der Wohnkammer mit zunehmendem Alter stärker, sondern verschwinden allmählich. Das von Oppel abgebildete Exemplar ist kleiner als das vorliegende und hat schon riesige Knoten auf der Wohnkammer; letzteres müßte also noch viel größere Knoten haben. Es hat jedoch gegen die Mündung zu keine Knoten, aber deutlicher hervortretende breitere Rippen. Von der Abbildung Zittels[2]) weicht das Exemplar durch zahlreichere Knoten ab.

[1]) Pal. Mitt. III, pag. 214, Taf. LVI, Fig. 4.
[2]) Zittel, Ält. Tithon, Taf. XXIX, Fig. 3.

Loriol[1]) sagt in der Beschreibung von *Oppelia trachynota*, daß sich zwischen diejenigen Rippen, die in Knoten enden, regelmäßig 2—3 Adventivrippen einschalten, was bei dem vorliegenden Exemplar nicht der Fall ist.

Es tritt zwar eine Gabelung der Rippen ein, doch nur in zwei Arme, so daß nur eine Adventivrippe vorhanden ist. Auch sind die Knoten nicht länglich, sondern rund. Dasselbe gilt von der *Opp. trachynota*, die Favre[2]) beschreibt. Mit der Form von Fontannes[3]) kann das Exemplar schwer verglichen werden, da Fontannes jugendliche Exemplare von *Opp. trachynota* beschreibt, das vorliegende jedoch ein schon älteres Tier gewesen ist.

Zur Gruppe der *Oppelia trachynota Opp.* gehört *Oppelia dinarica* ohne Zweifel.

An *Oppelia compsa Opp.*[4]), mit welcher das Exemplar viel Ähnlichkeit aufzuweisen scheint, kann es aus folgendem Grunde nicht angereiht werden: bei *compsa* werden mit zunehmendem Wachstum die Rippen schwächer, so daß sie schließlich auf der Wohnkammer ganz verschwinden und nur gut ausgebildete Knoten zurückbleiben; bei dem vorliegenden Exemplar schwächen sich die Rippen nicht ab, sie werden breiter, die Knoten hingegen schwächer. Ein Exemplar von *compsa* von der Größe des vorliegenden hätte auch am Anfang der Wohnkammer keine Rippen mehr.

Die ungemein dichte Berippung des Exemplars erinnert an *Oppelia otreropleura Fontannes*[5]), doch fehlen bei *Opp. otreropleura* Knoten gänzlich.

Auch zu *Opp. Erycina Gemm.*[6]) kann das Exemplar nicht gestellt werden, denn bei *Opp. Erycina Gemm.* treten 8—9 Rippen auf der Wohnkammer stärker hervor, wovon bei *Oppelia dinarica* nichts zu sehen ist. Außerdem, und dies ist ein wesentlicher Unterschied, hat *Erycina* auf der Externseite keine Knoten, während *Opp. dinarica* deutliche Knoten besitzt.

Oppelia cf. subnudata Font.

Oppelia subnudata Fontannes. Château Crussol, Pl. VI, pag. 43.

Sehr stark involute Form, engnabelig. Wegen des engen Nabels (er ist bei keiner anderen Form so eng) habe ich die vorliegende Form zu *Oppelia subnudata Font.* gestellt. Soviel man an dem schlecht erhaltenen Exemplar ersehen kann, ist es mit schwachen, breiten Sichelrippen bedeckt, die gegen den Marginalrand hin verschwinden. Am Externrande selbst treten zahlreiche, dicht stehende, stark nach

---

[1]) Loriol, Zone à *Amm. tenuilobatus* de Baden. Mém. Pal. Suisse, Vol. IV, V, 1877, 1878, Vol. V, Taf. IV, Fig. 2, 3, pag. 42.

[2]) E. Favre, *Amm. acanthicus* des Alpes suisses. Mém. Soc. pal. Suisse 1877, Vol. IV, pag. 42, Pl. IV, Fig. 2.

[3]) Fontannes, Château Crussol, Pl. IV, pag. 34.

[4]) Oppel, Pal. Mitt. III, Taf. LVII, pag. 215.

[5]) Fontannes, Château Crussol, pag. 32, Pl. V.

[6]) Gemmellaro, Fauna del calcare a *Terebratula ianitor*, Taf. X, Fig. 2, Parte I, pag. 50. — Fauna giuresi e liasiche della Sicilia, Taf. VI, pag. 39.

vorn geschwungene Rippen auf. Diese Skulptur erinnert an die von *Oppelia subnudata Font.* Identifizieren kann man die Formen jedoch nicht, da das vorliegende Stück für eine genaue Bestimmung zu schlecht erhalten ist.

Sicher gehört die Form zur Gruppe der *Opp. Greenackeri Moesch.*, zu welcher Fontannes die *subnudata* stellt.

Oppelia cf. compsa Opp.

A. compsus Oppel. Pal. Mitt. III, pag. 215, Pl. LVII, Fig. 1.
Oppelia compsa Zittel. Ält. Tith., pag. 189.
Oppelia compsa Gemmellaro. Fauna giuresi e liasiche della Sicilia, pag. 31, Pl. VI, Fig. 3.
Oppelia compsa Neumayr. Acanthicus-Schichten, pag. 107.
Oppelia compsa Loriol. Zone à *Amm. tenuilobatus* de Baden. Mém. Soc. pal. Suisse IV, V, 1877/78. pag. 40, Pl. IV, Fig. 4.
Oppelia compsa Fontannes. Crussol, Pl. V, pag. 84.
Oppelia compsa Favre. Zone à *Amm. acanthicus* des Alpes de la Suisse. Mém. Soc. pal. Suisse, Vol. IV, 1877, pag. 32.

Bruchstück eines äußeren Umganges. Die Skulptur besteht aus zarten Rippen, die, nicht dicht beisammen stehend, am Nabel beginnen, mit zarter Krümmung nach vorn bis zur Mitte des Umganges verlaufen, hier eine Knickung erfahren und sich gabeln. Am Externrande stehen längliche Knoten. Auf der Externseite befinden sich kleinere dicht gedrängt stehende Knoten. Der Nabel ist ziemlich weit.

Mit der von Fontannes abgebildeten Form stimmt die vorliegende fast ganz genau überein, der Nabel allein ist bei letzterer etwas weiter. Das genaue Verhältnis von Nabel und Umgang ist nicht festzustellen, da kein ganzer Umgang vorhanden ist. Die geringe Abweichung in der Nabelweite scheint mir kein ausreichender Grund zu sein, die Formen zu trennen.

Die vorliegende *Oppelia* kann mit *Opp. pseudoflexuosa Favre*[1]) verglichen werden, unterscheidet sich aber von letzterer durch die länglichen Knoten am Externrand.

Von *Opp. Erycina Gemm.*[2]) unterscheidet sie sich durch die Knoten an der Externseite.

Oppelia trachynota Opp. hat viel stärkere Knoten. Bei *Opp. dinarica*, die sich durch feinere Knoten von *Opp. trachynota* unterscheidet, stehen die Knoten aber viel dichter gedrängt.

Haploceras Zitt.

Haploceras spec. ind.

Der schlechte Erhaltungszustand läßt eine nähere Bestimmung nicht zu. Eine sehr verwischte Fältelung ist auf der Oberfläche zu sehen und erinnert an *Haploceras tenuifalcatum Neumayr*[3]).

---

[1]) Favre, La zone à *Amm. acanthicus* dans les Alpes de la Suisse. Mém. Pal. Suisse, Vol. IV, 1877, pag. 29, Pl. II, Fig. 9, 10, Pl. III, Fig. 1.
[2]) Gemmellaro, Fauna giur. e lias. Sicilia, pag. 39, Taf. VI.
[3]) Neumayr, *Acanthicus*-Schichten, Taf. XXXI, Fig. 6, pag. 162. — Fontannes, Château Crussol, pag. 9, Taf. XI, Fig. 5.

Aptychus H. v. Mayer.

Aptychus bous. Oppel.

Aptychus bous. Oppel. Pal. Mitt. III, Taf. LXX, Fig. 1, pag. 252.
Apt. imbricatus. Pictet, Mél. Pal. Taf. XLIII, Fig. 5—10, pag. 285.

Zu der Gruppe des *Aptychus imbricatus* gehörig. Es ist bei dem vorliegenden Exemplar von Mt. Lemeš nur die innere Seite zu sehen. Sie ist mit 20 scharfen, konzentrischen Streifen verziert, denen auf der Außenseite 20 Leisten entsprechen, was an einem zweiten Exemplar zu sehen ist. Die dalmatinische Form stimmt auffallend gut mit der von Oppel aus den Solnhofener Schiefern beschriebenen überein. Die aus typisch alpinen Ablagerungen bekannten Imbricaten unterscheiden sich von den vorliegenden durch zahlreichere Leisten auf der Außenseite, man zählt bei letzteren bis 30.

In den Plattenkalken wie in den Fleckenkalken der Lemeš-Schichten tritt diese Aptychenart ungeheuer häufig auf.

Aptychus latus Parkinson.

Aptychus laevis latus H. v. Mayer. Über *Aptychus.* Nov. act. acad. Leop. Carol. 1831, Bd. XV, pag. 127, Taf. LVIII.
Aptychus latus Volz. Jahrb. für Min. v. Leonhard und Bronn, pag. 436. Stuttgart 1837.
Aptychus latus Oppel. Pal. Mitt. III, pag. 256, Taf. LXXII, Fig. 1, 2.
Aptychus latus Favre. Descript. d. Fossiles du terr. Oxford des Alpes fribourgeoises. Mém Soc. pal. Suisse 1876, Bd. III, pag. 62, Taf. VI, Fig. 9—10.
Aptychus latus Favre. Voirons. Mém. Soc. pal. Suisse 1875, Bd. II, pag. 47, Taf. VII, Fig. 1—3.
Aptychus latus Pictet. Mél. Pal., pag. 283, Pl. XLIII, Fig. 1—4.
Aptychus latus Kilian. Mission d'Andalousie, pag. 677, Taf. XXVII, Fig. 2 *a, b.*

Die vorliegenden Exemplare stimmen mit den Abbildungen von Oppel und Favre nicht ganz genau überein. Die als *Apt. latus* beschriebenen Formen weisen einen Vorderrand auf, der mit dem Nahtrand einen stumpfen Winkel einschließt, während an den dalmatinischen Exemplaren ein geradezu rechter Winkel zu beobachten ist. Dieser Winkel ist aber Veränderungen unterworfen. So ist der Winkel bei dem von Pictet abgebildeten Exemplar ein rechter. *Aptychus latus* ist in dem dalmatinischen Tithon äußerst häufig.

Astieria Pavl. emend. Uhlig et F. E. Suess.

Astieria cf. astieri d'Orb.

A. Astierianus d'Orb. d'Orbigny, Pal. franç. Terr. crét., Vol. I, Pl. XXVIII, pag. 115.

Ein sehr unvollständiger verdrückter Abdruck ist vorhanden. Das Gehäuse muß stark involut gewesen sein. An der Nabelkante befinden sich voneinander nicht weit abstehende, zu Knoten verdickte Rippen, die sich in 3—5 feine Rippen spalten, die, dicht gedrängt, mit leiser Neigung nach vorn verlaufen. Wie der Querschnitt und die Externseite beschaffen waren, läßt sich nicht sagen, da nur ein Abdruck erhalten blieb.

Wesentliche Merkmale dieser Art stimmen mit *Astieria Astieri* überein. Da jedoch die Innenwindungen, die Externseite und die Lobenlinie nicht erhalten sind, so kann die Zugehörigkeit dieses Restes zu *Astieria Astieri* nicht mit Sicherheit behauptet werden. Vielleicht handelt es sich doch um ein *Spiticeras*, also um eine Gattung, die bereits im Obertithon auftritt und namentlich im Infravalangien (Berrias-Schichten) entwickelt ist.

Leider ist auch nicht mit Sicherheit bekannt, ob dieses Exemplar mit den Oppelien und den übrigen Typen von jurassischem Habitus zusammen vorkommt, oder ob es ein besonderes höheres Niveau einnimmt.

Da dieses Exemplar jedenfalls interessant ist, wurde es hier beschrieben, ist aber aus dem Rahmen der jurassischen Fauna fern zu halten.

Pelecypoda.

Posidoniella nov. gen.

Posidoniella problematica nov. spec.

Taf. III, Fig. 2 und 3.

Gleichklappige Muschel, ohne Byssusausschnitt, mit langem, geradem Schloßrand. Die Wirbeln mittelständig, etwas überragend. Die Klappen schwach gewölbt, der Vorderrand kurz abgestutzt, der Hinterrand weiter ausgezogen. Die Schalen sind konzentrisch gestreift und mit Radialrippen bedeckt, die vom Wirbel ausstrahlen und gerade zum Außenrand verlaufen. Auf der hinteren Seite strahlt vom Wirbel ein Bündel verdickter Rippen aus, das sich mit dem Alter jedoch verliert.

Die Muschel ist mit *Posidonomya* verwandt und besonders in der Jugend ist die konzentrische Skulptur die vorherrschende, während die Radialrippen erst später deutlich werden und den Muscheln das halobienartige Aussehen verleihen.

Eine Verwandtschaft mit *Halobia* ist aus folgenden Gründen nicht anzunehmen: *Halobia* stirbt in der oberen karnischen Stufe aus, ohne Nachkommen zu hinterlassen, *Posidoniella* stammt aber aus oberjurassischen Schichten, sie befindet sich in der Ausfüllungsmasse einer *Oppelia*, ist also zweifellos oberjurassischen Alters. Was das Aussehen der Muscheln anbelangt, so sind geringe Unterschiede festzustellen: Der Schloßrand ist kürzer als bei einer *Halobia*, die Wirbel viel stärker hervortretend und etwas über den Schloßrand geneigt. Ein wesentlicherer Unterschied gegenüber *Halobia* ist das verstärkte Rippenbündel, das vom Scheitel ausstrahlt und schief zum Punkte verläuft, wo Hinterrand und Unterrand sich vereinigen.

Dieses Rippenbündel erinnert an die von Steinmann[1]) *Aulacomya* genannte Gattung, welche eine Furche besitzen soll, die

[1]) Zur Kenntnis d. Jura u. Kreideform. von Caracolas (Bolivia). N. Jahrb., Beilage-Bd. I, 1881, pag. 260.

	Mt. Lemeš Dalmatien		Niederbayern Regensburg—Passau			Solnhofen (Unteres Tithon)	Aargau		
	Hornsteinbänderkalke	Fleckenkalke	*Oppelia tenuilobata*	*Aulacosph. pseudomutabilis*	*Pteroc. Oceani Opp. steraspis*		Badener Sch. *Opp. tenuilobata*	Wettinger Sch. *Hopl. Eudoxus*	Plattenkalke *Opp. steraspis*
Oppelia steraspis Opp.	+	–	–	–	+	+	–	–	–
„ *dinarica n. sp.*	+	–	–	–	–	–	–	–	–
„ *cf. pugilis Neum.*	+	–	–	–	–	–	–	–	–
„ *Haeberleini Opp.*	+	–	–	–	–	+	–	–	–
„ *cf. Strombecki Opp.*	+	–	×	–	–	–	–	–	–
cf. Galar Opp.	+	–	×	–	–	–	–	–	–
cf. subnudata Fontannes	–	+	–	–	–	–	–	–	–
„ *cf. compsa Opp.*	+	–	–	–	–	×	×	–	–
Aspidoceras longispinum Sow.	+	+	+	?	–	–	–	–	+
eligmoptychum Font.	–	+	–	–		–	–	–	–
Virgatosphinctes cf. contiguus	–	+	–	–	–	–	–	–	–
„ *cf. denseplicatus Waagen*	–	+	–	–	–	–	–	–	–
ulmensis var. II. nov. var.	–	+	–	–	–	+	–	–	+
cf. exornatus Cat.	–	+	–	–	–	–	–	–	–
pseudoulmensis nov. spec.	–	+	–	–	–	–	–	–	–
Simoceras albertinum Cat.	–	+	–	–	–	–	–	–	–
cf. Herbichi v. Hauer	?	?	–	–	–	–	–		–
Belemnites cf. hastatus Blv.	–	+	×	–	–	×	–	–	–
„ *cf. semisulcatus Blv.*	–	+	–	–	–	×	–	–	–
Antedon spec.	+		–	–	–	×	–	–	–
Lumbricaria spec.	+	–	–	–	–	×	–	–	–
Aptychus latus M.	+	–	–	–	–	–	–	–	–
„ *bous. Opp.*	+	–	–	–	–	+	–	–	–

vom Wirbel zu der von Hinterrand und Unterrand gebildeten Ecke verläuft. Leider ist die von Steinmann gegebene Abbildung so mangelhaft, daß daraus nichts zu ersehen ist.

Stache vergleicht *Posidoniella* mit *Daonella Moussoni Mojs.* Es ist allerdings eine große Ähnlichkeit in der Skulptur vorhanden, was jedoch nur eine Konvergenzerscheinung sein dürfte. Die Skulptur erinnert auch sehr an *Monotis* und *Pseudomonotis*, doch bildet das Fehlen eines vorderen Ohres einen wesentlichen Unterschied zwischen *Posidoniella* und den genannten Gattungen. Es mag immerhin erwähnenswert erscheinen, daß im fränkischen Jura in demselben Horizont eine Bivalvengattung, *Monotis similis Münster*, vorkommt. Sie ist in den Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau sehr häufig und

Tabelle I.

Château Crussol		*Acanthicus*-Schichten							Unteres Tithon			Oberes Tithon, Stramberg	Neokom	Oomia group Indien	
Groupe inf. *Opp. tenuilobata*	Groupe sup. *Waagenia Beckeri*	Gyilkös-kö	Westschweiz	Voirons	Châtel St. Denis Hongrin, Pléjades	Calcare incarnato (Campo Rovere)	Südalpen	Ceofranka	Rogoznik	Südalpen *Diphya*-Kalk	Apennin (Rave Cupa etc.)			Oberes Tithon	Unteres Tithon
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Tabelle II.

	Mitteleuropa			Alpen					
	Z. d. *Oppelia tenuilobata*	Z. d. *Aulacosph. pseudomutabilis*	Solnhofener Niveau (Unteres Tithon)	Château Crussol	Z. d. *Aspid. acanthicum*		Unteres Tithon	Oberes Tithon	Indien Tithon
					Z. d. *Opp. tenuilobata*	Z. d. *Waagenia Beckeri*			
Oppelia steraspis Opp.	—	—	+	—	—	—	—	—	—
cf. pugilis Neum.	—	—	—	×	×	×	—	—	—
„ *Haeberleini Opp.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—
„ *cf. Strombecki Opp.*	×	—	—	×	×	—	—	—	—
„ *cf. Galar Opp.*	×	—	—	—	—	—	—		—
„ *cf. compsa Opp.*	×	×	×	×	×	×		—	
„ *cf. subnudata Font.*	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Aspidoceras longispinum Sow.	+	+	+	+	+	+	+	+	—
eligmopty-chum Font.	—	—	—	+	—	+	—	—	—
Perisphinctes cf. densepli-catus Waag.	—	—	—	—	—	—		—	+
Perisphinctes cf. contiguus Cat. non Zittel	—	—	—	—	—	—	—	×	—
Perisphinctes cf. exornatus Cat.	—	—	—	—	?	×	×	×	—
Simoceras albertinum Cat.	—	—	—	—	+	+	—	—	—
„ *cf. Herbichi v. Hauer*	—	—	—	×	×	×	×	—	—
Belemnites cf. hastatus Blv.	×	×	×	—	—	—	—	—	—
„ *cf. semisulcatus Blv.*	—	—	×	—	×	×	×	×	—
Aptychus latus H. v. M.	+	+	+	—	+	+	+	+	—
„ *bous. Opp.*	—	—	+	—	—	—	—	—	—

Posidoniella ist mit *Posidonia* verwandt. Betrachten wir jugendliche Exemplare von *Posidoniella*, so wird uns sofort ihre Ähnlichkeit mit *Posidonomya* auffallen. Die radiale Berippung fehlt ganz, nur die konzentrische Skulptur ist vorhanden, das Aussehen ganz posidonienhaft. Erst mit zunehmendem Alter tritt die radiale Berippung stärker hervor und verdrängt schließlich die konzentrische Skulptur gänzlich.

Die vorliegende Bivalve ist von allen bisher bekannten jurassischen Formen so verschieden, daß mir die Aufstellung einer neuen Gattung angezeigt erschien, obwohl keine große Anzahl von Exemplaren vorhanden ist und auch diese nicht ganz tadellos erhalten sind.

In der Tabelle I, II und III gebe ich eine übersichtliche Darstellung der Vorkommen der einzelnen Gattungen.

Tabelle III.

	Zone der *Opp. tenuilobata*	*Aulacosph. pseudomutabilis*	Unteres Tithon	Oberes Tithon	Hornstein-kalk	Fleckenkalk
Oppelia steraspis Opp.	—	+	—	—	+	—
cf. pugilis Neum.	—	×	—	—	+	—
Haeberleini Opp.	—	—	+	—	+	—
cf. Strombecki Opp.	×	—	×	—	+	—
cf. Galar Opp.	×	—	—	—	+	—
dinarica nov. spec.	—	—	—	—	+	—
„ *cf. compsa Opp.*	×	×	×	—	+	—
„ *subnudata Font.*	—	+	—	—	—	+
Aspidoceras longispinum Sow.	+	+	+	+	+	+
„ *eligmoptychum Font.*	—	+	—	—	—	+
Perisphinctes cf. denseplicatus Waag.	—	—	×	—	—	+
cf. contiguus Cat.	—	×	—	—	—	+
cf. exornatus Cat.	×		×	—	—	+
psendoulmensis nov. spec.	—	—	—	—	—	+
ulmensis var. II. nov. var.		—	+	—	—	+
Simoceras albertinum Cat.	+		—	—	—	+
„ *cf. Herbichi v. Hauer*	×	×	×	—	—	+
Belemnites cf. hastatus Blv.	×	×	×	—	—	+
„ *cf. semisulcatus Blv.*	—	—	×	—	—	+
Aptychus latus H. v. May.	+	+	+	+	+	+
„ *bous. Opp.*	—	+	+	—	+	—
Lumbricaria spec.	—	—	+	—	+	—
Antedon spec.	—	—	+	—	+	—

Schlußbemerkungen.

Das Material, das ich zur Bearbeitung bekam, stammt größtenteils aus den alten Aufsammlungen von Stache und Schlehan, wie schon eingangs erwähnt wurde. Weniges wurde von Kerner und Schubert anläßlich einer Orientierungstour ins Svilajagebirge gesammelt. Die Angaben der Fundorte sind meistens ungenau, als Fundort immer nur Monte Lemeš angegeben, so daß es sich nur nach der petrographischen Beschaffenheit entscheiden läßt, ob ein Stück aus den Plattenkalken oder aus den Fleckenkalken stammt. Die Lemeš-Schichten sind fossilarm, ich konnte infolgedessen in der kurzen Zeit, ich war ungefähr eine Woche lang im Lemeš-Gebiete, nicht viel sammeln. Das Material ist schon teilweise von Herrn Prof. Uhlig bestimmt worden. Herr Prof. Uhlig kam hiebei zu dem Resultate, daß die Lemeš-Schichten oberjurassischen Alters seien.

[1]) Stache, Liburnische Stufe l. c.

Was ich nach der paläontologischen Bearbeitung des Materials angenommen, wurde nun durch die Begehung der Lokalitäten bestätigt, daß der Lemeš-Komplex in zwei Horizonte zerfalle, deren tieferer die Hornsteinbänderkalke (Plattenkalke) sind. Letztere enthalten zahlreiche Abdrücke von Oppelien. Auch die Oppelien des alten Materials stammen ihrer petrographischen Beschaffenheit nach daraus. Dem oberen Horizont gehören die Fleckenkalke an. Die Fauna der Lemeš-Schichten kennzeichnet letztere als dem Tithon und dem oberen Kimmeridgien zugehörig. Die oberste Tenuilobatenstufe und das Untertithon sind durch zahlreiche Fossilien ausgezeichnet, während eigentliche, streng genommen obertithonische Formen fehlen. Es kommen allerdings zahlreiche Formen vor, welche im Untertithon beginnen und ins Obertithon hinaufsteigen. Für ein typisches Obertithon sind letztere jedoch nicht bezeichnend, was aber das Vorhandensein von Obertithon nicht ausschließt. Die Liegendkalke der Lemeš-Schichten, die zahlreiche, aber leider unbestimmbare Oppelienabdrücke geliefert haben, müssen einem Niveau entsprechen, das tiefer ist als jenes des *Aulacosphinctes pseudomutabilis*, da letzteres schon in den Plattenkalken enthalten ist. Für das Liegende der Plattenkalke kann also ein Alter angenommen werden, das der unteren Tenuilobatenzone entspricht.

Schwieriger sind die Verhältnisse an der oberen Grenze. Es vollzieht sich ein ganz allmählicher Formenwechsel zwischen Unter- und Obertithon. Die typisch untertithonen Formen verschwinden, während jene persistieren, die in anderen Ablagerungsgebieten dem Unter- und dem Obertithon angehören. Es treten im Obertithon keine, beziehungsweise nur sehr wenige neue Formen auf, es leben nur die schon dagewesenen weiter. Es weist dies auf Verhältnisse hin, die nur in einem abgeschlossenen Meeresbecken herrschen können. Auch müssen die Lebensbedingungen dieses Meeres keine günstigen gewesen sein. Obertithon ist in den Lemeš-Schichten wahrscheinlich noch vertreten.

Ob die Lemeš-Schichten mit ihren obersten Partien bis ins Neokom hinaufreichen, erscheint, nach dem typisch jurassischen Charakter der Fauna zu schließen, sehr fraglich. Wohl befindet sich unter den Exemplaren der Schlehanschen Sammlung ein *Holcostephanus cf. Astierianus d'Orb.*, eine Form, die wohl für Neokom sprechen würde. Doch steht diese Form ganz vereinzelt da. Überdies ist dieses Exemplar schwer bestimmbar, da es, wie schon gesagt wurde, schlecht erhalten ist. Auch ist nicht mit Sicherheit festzustellen, ob es nicht aus den höchsten Lagen der Kalke stammt. Denn bis an die Grenze des Neokoms reichen ja die Lemeš-Kalke wahrscheinlich hinauf.

Folgende Formen konnten bestimmt werden:

Aus den Hornsteinbänderkalken:

Oppelia dinarica nov. spec.
„ *cf. Galar Opp.*
cf. pugilis Neum.
Haeberleini Opp.
cf. Strombecki Opp.

Oppelia steraspis Opp.
„ *spec. ind.*
„ *cf. subnudata*
„ *compsa Opp.*
Aspidoceras spec. ind.
Perisphinctes spec. ind.
Aptychus latus H. v. Mayer
„ *bous Opp.*
Zahlreiche Aptychen von *Aspidoceras* und *Oppelia*
Aptychus lamellosus
Antedon spec.
Lumbricaria spec.
Reste von Fischen.

Aus dem Fleckenkalk:

Perisphinctes (Virgatosphinctes) cf. denseplicatus Waagen
„ „ *cf. contiguus Cat.*
„ „ *pseudoulmensis nov. spec.*
„ „ *ulmensis var. II. Opp. spec. nov. var.*
„ „ *cf. contiguus Zittel non Cat.*
„ „ *cf. exornatus Cat.*
„ „ *spec. ind.*
„ „ *spec. ind.*
„ „ *spec. ind.*
Oppelia subnudata Font.
Aspidoceras longispinum Sow
„ *eligmoptychum Font.*
Simoceras cf. Herbichi v. Hauer
„ *cf. albertinum Cat.*
„ *spec. ind.*
Belemnites cf. semisulcatus Blv.
„ *cf. hastatus Blv.*
Zahlreiche unbestimmbare Reste von Perisphincten, Belemniten und Aptychen.

In der Tenuilobatenstufe kommen vor:

Opp. Strombecki Opp.
„ *Galar Opp.*
„ *compsa Opp.*
Aspidoceras longispinum Sow.
Simoceras Herbichi v. Hau.
Belemn. hastatus Blv.
Aptychus latus v. Mayer.

Hiervon steigen alle Formen, *Opp. Galar* ausgenommen, bis ins Untertithon hinauf. Es sind langlebige, indifferente Typen, die sowohl im mitteleuropäischen wie im mediterranen Faunengebiete vorkommen. Es zeichnet sich die Fauna des Lemeš überhaupt

durch langlebige und indifferente Formen aus. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist jedoch die Zone der *Oppelia tenuilobata* und des *Aulacosphinctes pseudomutabilis*. In den unteren Partien der Plattenkalke ist also noch Kimmeridge vertreten. Dieses geht allmählich ohne scharfe Grenze ins Untertithon über; daher die wirr durcheinander gewürfelten Kimmeridge- und Tithonformen.

Die Hornsteinbänderkalke (Plattenkalke) entwickeln sich aber allmählich aus den fossilfreien dünnbankigen grauen Kalken, die wiederum allmählich aus den *Mirabilis*-Kalken entstehen. Für letztere muß also ein Alter angenommen werden, das höchstens der Tenuilobatenstufe, wahrscheinlich aber einem tieferen Horizont entspricht.

Über den noch der Tenuilobatenstufe angehörigen Hornsteinkalken baut sich die ununterbrochene Serie der Plattenkalke auf und diese enthalten zahlreiche Abdrücke von *Oppelia steraspis*, ferner:

Oppelia Haeberleini
Antedon
Lumbricaria
Aptychus bous
Oppelia cf. compsa

Formen, welche in den Solnhofener Plattenkalken häufig sind.

Andere, wie:

Oppelia cf. pugilis
„ *submudata*
Aspidoceras eligmoptychum
Aptychus latus

kommen schon in Schichten der Zone des *Aulacosphinctes pseudomutabilis* vor.

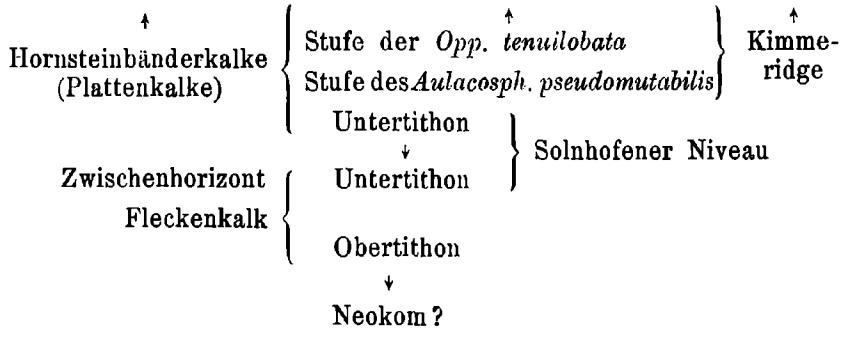
Wir befinden uns eben an der Grenze von Kimmeridgien und Untertithon. Beide Horizonte sind ganz sicher vorhanden, doch nicht voneinander zu trennen. Die Hornsteinbänderkalke reichen also von der Tenuilobatenstufe bis ins Untertithon.

Alle in den Fleckenkalken vorkommenden Formen sind untertithonisch, mit Ausnahme weniger langlebiger Typen, wie *Aspid. longispinum*, *Belemn. hastatus* und *semisulcatus*.

In den Fleckenkalken sind Perisphincten aus der Gruppe des *Perisph. contiguus* die häufigsten, ja es sind fast ausschließlich Virgatosphincten vorhanden. Die Fauna der Lemeš-Kalke kennzeichnet sich durch große Artenarmut, unter dem ganzen Material befanden sich nur fünf Ammoneengattungen, außerdem sehr zahlreiche Belemnitenbruchstücke und Aptychen, jedoch letztere besonders schlecht erhalten und infolgedessen unbestimmbar.

Die nachfolgende Tabelle mag das eben Gesagte veranschaulichen:

Graue dünnbankige Kalke



Noch eine interessante Tatsache bleibt zu erwähnen: das Vorkommen von halobienartigen Bivalven. Ich habe in der Juraliteratur keine ähnliche Form finden können. Die Typen, welche den Bivalven vom Lemeš-Passe am nächsten zu stehen scheinen, gehören zu den Halobien. Da sich aber derartige Bivalven in der Ausfüllungsmasse einer oberjurassischen *Oppelia* befinden, kann an ihrem oberjurassischen Alter nicht gezweifelt werden.

Betrachten wir jugendliche Exemplare der vorliegenden Gattung, so fällt uns sofort auf, daß die konzentrischen Rippen viel kräftiger sind, die radialen nur ganz schwach, kurz die Bivalve ist einer *Posidonomya* ähnlich. Und diese Ähnlichkeit beruht auf Verwandtschaft der Formen. *Posidonia* ist ja eine langlebige Form, die vom Silur bis in den Oberjura hinaufsteigt. Die radiale Berippung wird erst mit zunehmendem Alter deutlicher und verdrängt schließlich die konzentrische Streifung nahezu ganz. Dadurch erhalten die Bivalven ihr halobienartiges Aussehen. Von Halobien unterscheiden sie sich auch durch ein verstärktes Rippenbündel, das vom Wirbel ausstrahlt und schief zum Hinterrande verläuft. Verstärkte Rippen finden sich nirgends an Halobien. Mit *Posidonia* ist die vorliegende Bivalvengattung zwar verwandt, doch immerhin so verschieden, daß man die beiden Gattungen nicht vereinigen kann. Ich habe deshalb der Bivalvengattung den Namen *Posidoniella* gegeben. In ihrer Skulptur erinnert sie auch an *Pseudomonotis*, doch besitzt sie kein vorderes Ohr wie letztere.

Auffallend ist die Ähnlichkeit der Hornsteinbänderkalke mit den lithographischen Schiefern von Solnhofen; petrographische Beschaffenheit der Plattenkalke, Fauna wie Erhaltungszustand der Fossilien erinnern an Solnhofen. Die zahlreichen Oppelien, von denen bisweilen nur der Sipho erhalten ist, das Vorkommen von *Lumbricaria* und *Antedon*, von Fischen, die mit Aptychen zusammen auf einer Platte liegen, weisen auf Verhältnisse hin, die jenen der Solnhofener Lagunen ähnlich gewesen sein müssen. Die fast immer zweischalig erhaltenen Aptychen bezeugen ein ruhiges Meer, die wechselnde Mächtigkeit der Kalkbänke läßt auf öftere Unterbrechung der Sedimentation und auf verschieden lange Dauer des ungestörten Ablagerungsprozesses schließen, die unreinen, bisweilen sandigen Kalkplatten schließlich auf eine

Verunreinigung des reinen Kalksediments durch Festlandsprodukte, sei es daß letztere durch Winde, wie es Johannes Walther[1]) für die Solnhofener Lagunen annimmt, sei es daß sie durch Flüsse ins Meer gelangten.

Aus der Beschaffenheit der Hornsteinbänderkalke ergibt sich, daß letztere das Sediment eines seichten Meeresbeckens sind. Die mitteleuropäische Fazies der Lemeš-Schichten erhält sich nur in den Hornsteinbänderkalken; nach oben zu tritt ein ziemlich reines Kalksediment auf, die Fleckenkalke, die sich ihrer Fazies nach den alpinen Fleckenmergeln wieder nähern.

Auffallend ist außerdem das Fehlen von dünnschaligen Ammonitengattungen, wie *Phylloceras* und *Lytoceras*. Während die Formen fehlen, welche Haug als stenotherm bezeichnete und die für alpine Ablagerungen charakteristisch sind, kommen die für mitteleuropäische Sedimente bezeichnenden eurythermen Formen vor.

Das Vorkommen von mitteleuropäischen Typen in alpin-dinarischen Ablagerungen und am Südrande derselben steht nicht vereinzelt da: Aus der Kreide von Westmarokko beschreiben Kilian und Lemoine[2]) außeralpine Formen. Noetling[3]) wie schon vorher Neumayr betont den mitteleuropäischen Charakter der Jurabildungen vom Hermon.

Es scheint am Südrande der Mediterranprovinz eine Region von Ablagerungen des seichteren Wassers angedeutet zu sein, die in gewissem Sinne ein Gegenstück zu der sogenannten Mitteleuropäischen Provinz bildet, deren Ablagerungen größtenteils auch in geringerer Tiefe entstanden sind, als die echt alpinen. Im Lemeš-Gebiete scheinen überdies ungünstige Lebensverhältnisse geherrscht zu haben. Alle empfindlicheren Typen haben auswandern müssen und nur jene konnten die Lagunen bevölkern, die ein genügendes Anpassungsvermögen besaßen; und daß die Formen, welche im außeralpinen und im alpinen Faunengebiet vorkommen, die größte Anpassungsfähigkeit besessen haben, das beweist schon ihr großes Verbreitungsgebiet. Dieselben Verhältnisse hatten in Solnhofen geherrscht, daraus erklärt sich die Ähnlichkeit der Faunen.

Daß uns in den Lemeš-Schichten eine Entwicklung von Plattenkalken entgegentritt, deren Fazies eine große Ähnlichkeit mit den Solnhofener Plattenkalken aufweist und deren Fauna zum Teil aus mitteleuropäischen (indifferenten) Formen besteht, darf uns also nicht befremden. Plattenkalkentwicklungen sind in der dinarischen Fazies eine häufige Erscheinung. Plattenkalke und dazwischen gelegene Riffkalke bilden fast ausschließlich die dinarischen Ablagerungen des Jurameeres. Die Lemeš-Schichten sind eine Lagunenbildung wie die Solnhofener Plattenkalke, und wie letztere von Riffen eingeschlossen sind, so haben auch die Lemeš-Schichten ihre gleichalterigen Riff-

[1]) Joh. Walther, Die Fauna der Plattenkalke von Solnhofen, bionomisch betrachtet. Jena 1904.

[2]) Sur l'Aptien, le Gault et le Cénom. et sur les caractères généraux du Crétacé inférieur et moyen de l'Atlas occidental marocain. Compt. rend. Académie des sciences 1907. Paris.

[3]) Fritz Noetling, Der Jura am Hermon, Stuttgart 1887.

bildungen. Verfolgt man die Lemeš-Schichten bei Ogorje im Svilajagebirge in ihrem Streichen, so verschwinden sie plötzlich und an ihrer Stelle tritt ein weißer Riffkalk auf, der zahlreiche Korallen enthält. Leider konnte Herr Dr. v. Kerner die Korallen noch nicht bestimmen. Es liegt nun sehr nahe, da der Riffkalk im unmittelbaren Streichen der Lemeš-Schichten liegt und von einer Dislokation auch nichts zu sehen ist, anzunehmen, daß der Riffkalk den Lemeš-Schichten gleichalterig sei. Weiter im Süden von Dalmatien sind Riffkalke eine der häufigsten Bildungen im Tithon.

Die dalmatinischen Lagunen müssen wohl eine viel größere Ausdehnung gehabt haben als die von Solnhofen, auch waren sie landferner, denn Spuren von Landtieren und Insekten fehlen in den Lemeš-Kalken gänzlich. Auch sind die Lemeš-Kalke nicht so rein und gleichartig wie die Plattenkalke von Solnhofen. Die Verhältnisse in den Lemeš-Lagunen waren denen Solnhofens nicht ganz gleich, daß aber eine gewisse Ähnlichkeit bestanden haben muß, ist wohl kaum zu leugnen.

Vergleicht man die Jurabildungen Mitteldalmatiens mit jenen von Süddalmatien, so erscheinen sie petrographisch wohl recht verschieden. Der Oberjura des Gebietes zwischen Budua und der südlichen Reichsgrenze am Zeljeznicaflusse besteht, wie Bukowski[1]) berichtet, aus zwei petrographisch sehr verschiedenen Gesteinsserien, die aber ineinander übergehen. Die eine besteht aus Breccien und Oolithkalken, während in der anderen Hornsteine, Plattenkalke und Tuffe vorherrschen. Außer dieser Juraentwicklung, die für eine tektonische Einheit, für eine der Küste entlang streichende Schuppe bezeichnend ist, tritt noch eine zweite Juraserie auf. Letztere kommt in einer zweiten, weiter landeinwärts liegenden Schuppe vor, die von der ersten durch eine Wechselfläche getrennt ist. Diese zweite Juraentwicklung besteht aus mächtigen Riffkalken mit Ellipsactinien.

Ist auch der petrographische Habitus der Jurakalke Süddalmatiens von jenen des Lemeš-Distrikts verschieden, so treten uns doch auch in der Gegend von Spizza die beiden Fazies entgegen: Plattenkalk und Riffkalk. Ob aber die Riffkalke von Ogorje den Ellipsactinienkalken gleichzustellen sind, ist vorläufig noch eine offene Frage.

Wie schon gesagt wurde, sind Plattenkalkentwicklungen im dinarischen Ablagerungsgebiete sehr häufig. C. Renz konnte in Griechenland drei Plattenkalkentwicklungen nachweisen[2]): in der Trias (Olonoskalk), im Jura (Vigläskalk) und im Eocän (Paxoskalk). Der jurassische Vigläskalk reicht mit seinen untersten Partieen in den Oberlias, wie Fossilfunde bewiesen haben. Dogger ist ebenfalls noch durch Versteinerungen nachgewiesen. Nach oben hin ist der Kalk fossilleer und seine obere Grenze noch nicht ganz sicher festgestellt. Auf Korfu fand Renz in dem oberen Vigläskalk einen

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 48, Wien, Über die jurassischen und kretazischen Ablagerungen von Spizza in Süddalmatien.

[2]) C. Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb., Stutrgart 1906.

Ammonitenabdruck (*Perisphinctes*). Der Vigläskalk wird von Dolomit, auf dem Rudistenkalk liegt, überlagert. Renz nimmt infolgedessen an, daß der Vigläskalk mit seinen obersten Partien bis in die Unterkreide hinaufreiche.

Auch die Lemeš-Schichten entwickeln sich allmählich aus ihrem Liegenden, das ist aus den Lias- und den *Mirabilis*-Kalken, und reichen mit ihren obersten Partien bis an die Grenze von Jura und Kreide hinauf. Dolomit ist ebenfalls ihr Hangendes und auf diesem Dolomit liegt Rudistenkalk. Nun sind allerdings die Liegendkalke der Lemeš-Schichten sehr fossilarm. Erst die Lemeš-Schichten führen etwas häufiger Versteinerungen, während die oberen Vigläskalke ganz fossilleer sind.

Dennoch erinnern die Verhältnisse in Mitteldalmatien derart an die in Griechenland, daß man annehmen kann, daß die Lemeš-Schichten das zeitliche und fazielle Äquivalent der oberen Vigläskalke sind.

Die Schieferhornsteinformation in Albanien, für die v. Nopcsa[1]) ein jurassisches Alter annimmt, ist nach seinen Beschreibungen und nach jenen von Vetters[2]) ganz fossilleer und petrographisch so verschieden von den jurassischen Ablagerungen Mitteldalmatiens, daß ein Vergleich ziemlich ausgeschlossen ist.

Soweit die Kenntnisse, die man bis jetzt von den Juraablagerungen Dalmatiens und der Balkanhalbinsel hat, eine Einsicht erlauben, ist es sicher, daß zur oberen Jurazeit im ganzen südlichen dinarischen Ablagerungsgebiet landnahe Verhältnisse bestanden: eine Seichtsee, in der zahlreiche, wenn auch voneinander bisweilen ziemlich entfernte Riffe emporwuchsen, zwischen denen ausgedehnte ruhige Lagunen lagen.

Es ist nun von Interesse, daß O. Marinelli eine ähnliche Heteropie der Jura- und Unterkreidebildungen in den südalpinen Randzonen nachweisen konnte. Auch dort tritt ein rascher Wechsel von Riff- und Plattenkalkfazies auf. Ein Gürtel von Riffen hat nach Marinelli die alpinen Randzonen umgeben, hinter diesen wäre eine Zone mit verhältnismäßig tiefem und ruhigem Wasser gefolgt, in der sich die Hornsteinkalke abgesetzt haben.

Analoge Verhältnisse beschreibt Kossmat[3]) aus der Gegend des Wocheiner Tunnels in den Julischen Alpen. Kossmat unterscheidet eine Riffazies im Süden und eine durch große Mannigfaltigkeit ausgezeichnete Hornsteinkalkfazies im Norden. Beide Fazies sind scharf getrennt. Als oberstes Glied der Liasjuraserie tritt der Woltschacher Plattenkalk auf, ein lichter, grauer, hornsteinreicher Plattenkalk, für den Kossmat ein wahrscheinlich unterkretazisches Alter annimmt. Dieser Plattenkalk liegt sowohl auf der hornsteinführenden Gesteinsserie, als auch auf der koralligenen Serie auf, und zwar stehen in der Region der hornsteinführenden Fazies die Plattenkalke mit der liegenden Liasjuraserie in so engem Zusammenhang, daß man sie zu einem Komplex vereinigen kann, während sie im Süden in der Gegend des Ternowaner Waldes auf dem koralligenen

[1]) Zur Geologie von Nordalbanien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906.

[2]) Zur Geologie d. nördl. Albanien. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. kais. Akad. d. Wiss. LXXX. Wien 1905.

[3]) Dr. F. Kossmat, Geologie d. Wocheiner Tunnels. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. kais. Akad. d. Wiss. LXXXII, Wien 1907.

Tithon aufruhen. Durch diese Lagerungsverhältnisse unterscheiden sich die Woltschacher Plattenkalke, die ihrer Fazies nach sehr an die Plattenkalke vom Lemeš erinnern, sehr wesentlich von letzteren.

Interessant bleibt es immerhin, daß auch im Norden des dinarischen Ablagerungsbeckens in der Jurazeit heteropische Verhältnisse bestanden haben, die jenen im Süden analog waren. Dennoch glaube ich, daß die Schieferhornsteinformation in Krain ebenso wie die Schieferhornsteinformation in Albanien nicht den mitteldalmatinischen Plattenkalken entspricht, sondern vielmehr daß letztere mit den dazugehörigen Riffen die Fortsetzung des Riffgürtels bilden, den Marinelli für die alpinen Randzonen nachgewiesen hat. Die Plattenkalke von Mitteldalmatien weisen mit der Fazies der Schieferhornsteinformation die größten Verschiedenheiten auf. Die Plattenkalke des Mt. Lemeš sind eine durch ihre Eintönigkeit charakterisierte Schichtfolge von Kalken und Hornsteinen, während uns in der Schieferhornsteinformation ein rascher und mannigfaltiger Wechsel von Gesteinen entgegentritt, gekennzeichnet durch großen Reichtum an Radiolariten und Jaspisen. Erstere sind eben das heteropische Äquivalent der Riffkalke, das sich in den Zwischenräumen der Riffe in seichten Lagunen niedergeschlagen hat, letztere das Sediment eines mäßig tiefen, aber gewiß nicht seichten Meeres, in dem sich ein Wechsel im Sediment rasch vollziehen konnte.

Diese Tatsachen führen uns zu der Vermutung, daß im dinarischen Ablagerungsbecken gegen außen hin ein Gürtel von Riffen und Lagunen bestanden habe, dem sich gegen innen zu eine Zone anschloß, die durch ein tieferes Meer gebildet wurde, in dem die Bildung der Schieferhornsteinformation vor sich ging. Ob nun die heutige Grenze der beiden Fazies tatsächlich nur Faziesgrenze ist (die Verhältnisse in Krain sprechen dafür) oder ob nicht auch tektonische Vorgänge dabei in Betracht zu ziehen sind, läßt sich nach dem heutigen Stand der Kenntnisse noch nicht beurteilen.

Die Lemeš-Schichten werden von Stache mit den Fischschiefern von Komen verglichen. Die Fischschiefer sind aber petrographisch und ihrer Lagerung nach so verschieden, daß es mir sehr unwahrscheinlich erscheint, daß die beiden Schichtkomplexe gleichalterig sein sollten. Die Kalke von Komen sind dunkle, sehr stark bituminöse Kalke, mehr oder weniger dickbankig. Ihr unmittelbar Hangendes sind Rudistenkalke, die vollkommen konkordant auf ihnen liegen. Von einer dolomitischen Zwischenlagerung keine Spur. Am Lemeš liegt auf dem Oberjura (Lemeš-Schichten) der mächtige Stikovo-Dolomit, der ja eine ältere Bildung ist als der Rudistenkalk, im Hangenden der Komener Kalkschiefer. Auf dem Stikovo-Dolomit liegt nun erst ein weißer Kalk und dann der Chamiden- und Chondrodontenkalk und endlich erst der Rudistenkalk. Es müßte nun angenommen werden, daß alle diese Schichtglieder bei Komen fehlen, eine Annahme, die recht unwahrscheinlich erscheint. Die Fischfauna, die ja gleich sein soll, bedarf wohl noch einer Revision, und selbst wenn sie tatsächlich gleich wäre, so wäre dies noch immer kein Beweis für die Gleichalterigkeit der beiden Bildungen, da ja Fische doch

eine große vertikale Verbreitung haben und deshalb zur Feststellung eines Niveaus weniger brauchbar sind. Erst wenn man in Komen gleiche Aptychen oder Ammoniten fände, könnte an eine Gleichstellung gedacht werden. Die Lemeš-Schichten sind oberjurassisch, die Ammoniten beweisen es; in welcher Zeit die Komener Kalke sich niedergeschlagen haben, ist noch eine offene Frage. Ihrer Lagerung nach möchte man sie für Neokom halten.

Auch die Fischschiefer von Lesina sind jünger als die Lemeš-Schichten. Die Fischschiefer von Lesina sind sehr dünn gebankte lichte Kalke, welche das Hangende eines grauen fossilfreien Kalkes bilden. Zwei schlecht erhaltene Ammoniten sind daraus bekannt. Es sind kretazische Ammoniten und wurden von Neumayr als *Acanthoceras spec.* und *Schloenbachia spec.* bestimmt. Die Plattenkalke von Lesina gehören der Kreide an. Stache erwähnt (Liburnische Stufe pag. 29), daß bei Vrboska die Fischschiefer in anscheinend konkordanter Lagerung auf Rudistenkalk liegen. Ich war leider zu kurze Zeit in Vrboska, um eine genaue Beschreibung der Lagerungsverhältnisse geben zu können. Das Hangende der Plattenkalke wird von Rudistenkalk gebildet, der konkordant darauf liegt. Das Liegende ist ein grauer massiger oder dickbankiger Kalk, in dem ich keine Fossilien fand. Plattenkalkentwicklungen sind ja sehr häufig, besonders in den ausgedehnten Kreidekalken; eine solche scheinen mir die Plattenkalke von Lesina zu sein. Auf keinen Fall sind sie mit den Fischschiefern von Lemeš identisch.

Tafel III.

Die Lemeš-Schichten.

Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1. *Virgatosphinctes pseudoulmensis nov. spec.*

Fig. 2 und 3. *Posidoniella problematica nov. gen. et nov. spec.*[1])

Alle Figuren in natürlicher Größe.

Die Originale befinden sich in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt.

---

[1]) Wie ich während der Drucklegung der Arbeit erfuhr, ist der Gattungsname *Posidoniella* bereits von De Koninck für eine paläozoische Bivalve verwendet worden. Ich sehe mich infolgedessen veranlaßt, die Benennung *Posidoniella* (siehe pag. 85) zurückzuziehen und durch *Aulacomyella* zu ersetzen.

1



2

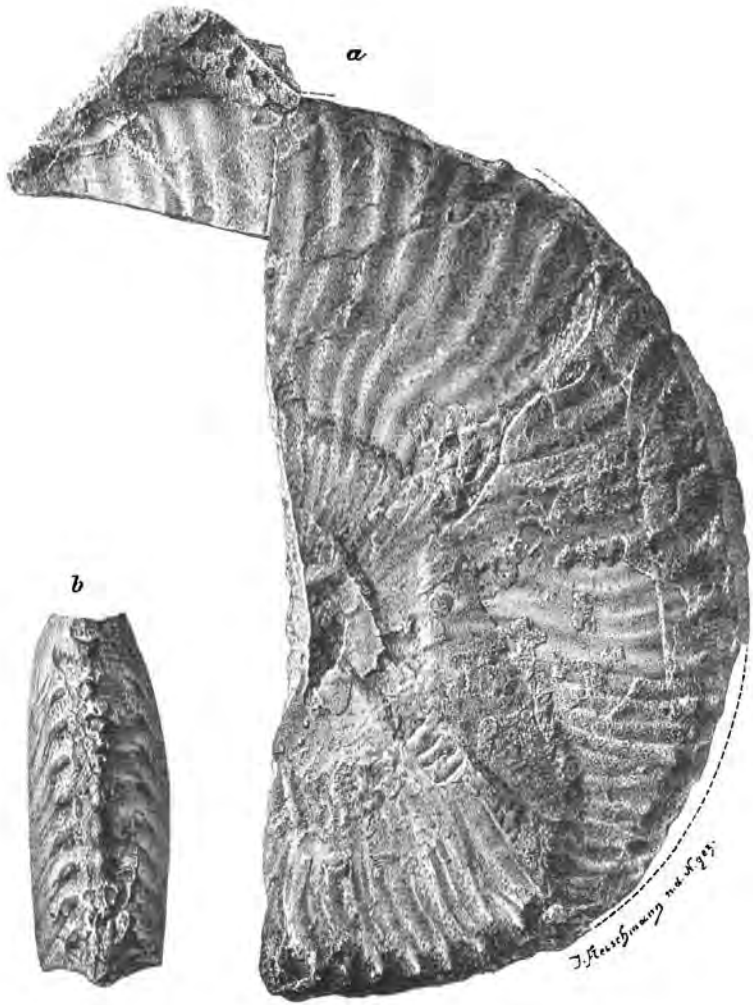




3

Phot. u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Oppelia dinarica nov. spec.

Die Bruchlinie des „Vostry" im Bereiche der SW-Sektion des Kartenblattes Zone 6, Kol. X, und ihre Umgebung.

Von **Dr. Adalbert Liebus.**

Mit einer geologischen Karte[1]) (Taf. Nr. V) und einer Zinkotypie im Text.

Das eigentlich silurische Gebiet der mittelböhmischen paläozoischen Mulde zeigt schon in den ältesten Bearbeitungen in allen seinen Teilen eine reichhaltige Gliederung, die beim ersten Blick auf eine geologische Detailkarte den Bau der Gegend deutlich erkennen läßt. Der kambrische Teil hingegen war lange Zeit hindurch in den geologischen Karten eine eintönige Masse ohne Gliederung, die keine Schlüsse auf den geologischen Aufbau zuließ.

Im Bereiche der Südostflanke der paläozoischen Mulde war es die Gegend von dem Orte Felbabka (in der Nähe des durch die kambrischen Fossilien bekannten Jinetz), gegen SW über Křešin nach Mrtnik und gegen Sct. Benigna, deren Untergrund als ein zumeist ununterbrochener Konglomeratzug dargestellt war. Die Fehler, die hier begangen wurden, sind zum großen Teil aus der Beschaffenheit der Gegend zu erklären. Vom Orte Křešin angefangen bis südöstlich von Mrtnik ist das ganze Gebiet mit dichtem Walde bedeckt, der äußerst schlechte Aufschlüsse darbietet und die Orientierung ungemein erschwert. Da es bei den ersten Aufnahmen des Gebietes zumeist an der nötigen Zeit mangelte, wurden viele Einzelheiten übersehen. Pošepny[2]) sagt ausdrücklich, er hätte seine Bearbeitung der Gegend nicht fertig stellen können, wenn er nicht der werktätigen Hilfe des Forstpersonals teilhaftig geworden wäre.

Morphologisch ist das Gebiet sehr stark gegliedert. Zwei tiefe nördlich und nordwestlich verlaufende Talfurchen begrenzen den aufgenommenen Teil gegen Osten und Westen. Im Osten das Tal der Litawa, im Westen das Tal des Roten Baches. Zwei SW—NO streichende Höhenzüge bilden die Nord-, beziehungsweise Südgrenze. Der erste ist der Rücken von Giftberg, Vrchy, Podluher Berg,

[1]) Infolge eines Versehens sind in der Legende zur Karte die Bezeichnungen für kambrisches Liegendkonglomerat (gelbe vertikale Schraffen) und kambrisches Hangendkonglomerat (gelbe horizontale Schraffen) miteinander vertauscht worden. Richtig ist also: kambrisches Liegendkonglomerat (gelbe horizontale Schraffen), kambrisches Hangendkonglomerat (gelbe vertikale Schraffen).

[2]) Archiv für prakt. Geologie 1895, II. Bd., pag. 653.

Vostry, der zweite der Rücken des Hřeben, Koničck und Vystrkov. Dazwischen liegen, durch meist wenig tiefe Talfurchen getrennt, die Höhen von Beranec, Koberov, Křešin, Jeskřipec.

Die geologischen Karten und Bearbeitungen, die hier in Betracht kommen, sind die Karte der geologischen Reichsanstalt, aufgenommen von Lipold, die Studien desselben Verfassers über den Eisenerzbergbau [1]), die Karte und Studie von Krejčí: Orographisch-geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen [2]), die Bearbeitungen dieses Gebietes von Pošepny [3]) und Jahn [4]). Von der geologischen Karte von Böhmen, herausgegeben von dem „Komitee zur naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen", reicht das Blatt: die weitere Umgebung von Prag von Počta [5]) ebenfalls in unser Gebiet herein, weist aber keine wesentlichen Änderungen gegen die Lipoldsche Karte auf. Kleinere Beiträge enthalten die Exkursionen in das ältere Paläozoikum von Jahn und Bau und Bild von Böhmen von Suess. Lipold und Krejčí stimmen in den Hauptsachen überein. Bei beiden ist die waldige Gegend zwischen Křešin und der Waldeker Straße ungegliedert als Přibramer Grauwacke eingetragen. Lipold zeichnet außerdem nördlich vom Koničck-Vystrkov-Rücken eine große Partie $Dd_1\alpha$ ein, während Krejčí nur zwei Schollen, eine am Nordabhange des Vystrkov und eine bei Křešin, annimmt. Über die Störungslinien finden wir bei Lipold nur Angaben über die deutlich hervortretende Vostrybruchlinie. Bei Krejčí dagegen finden wir außer dieser noch die fast N—S streichende Bruchlinie des Rejkowitzer Tales und die beiden NW—SO streichenden Störungslinien, deren eine das Tal des Roten Baches bildet und die andere zwischen den beiden Höhen Vystrkov und Koničck gegen Křešin hinzieht.

Wesentlich verschieden und komplizierter ist das Bild, das die Karte von Pošepny uns zeigt. Hier verlaufen außer den eben erwähnten Bruchlinien noch drei Störungen parallel zur Vostrybruch linie, also mit einem gegen SW—NO gerichteten Streichen. Die eine von ihnen führt etwa von der Höhe südlich Křešin über das Hegerhaus Krejčovka gegen die Straßenkreuzung bei der Ruine Waldek, die zweite erzeugt den steilen Abhang des Jeskřipecrückens und die dritte zieht sich von Jinetz über den Höhenzug Vystrkov-Koničck gegen Hřeben hin. Alle drei Bearbeiter scheiden in der Umgebung des Vostry im Hangenden der *Paradoxides*-Schiefer eine Schichtengruppe als $Dd_1\alpha$ (Krušna hora-Schichten) aus.

In der Karte von Pošepny, die bei weitem präziser ist als die beiden vorhergehenden, haben sich doch, ob bei der schwierigen Aufnahme oder bei der Übertragung für den Druck ist nicht ersichtlich,

---

[1]) Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1863.

[2]) Archiv für naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, V. Bd., 5. Abteilung, 1885.

[3]) Beitrag zur Kenntnis der montangeol. Verh. von Přibram (Arch. f. prakt. Geol. 1895, II. Bd.).

[4]) Věstník klubu přírodovědeckého v Prostějově 1907.

[5]) Archiv für naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, Bd. XII, 6. Abteilung, 1903.

einige Ungenauigkeiten eingeschlichen, außerdem sind an einigen Örtlichkeiten die geologischen Verhältnisse nicht ganz richtig wiedergegeben. Deshalb hat sich der Verfasser entschlossen, einen Teil des Gebietes im Maßstabe der Originalkarte aufzunehmen. Die Bearbeitung konnte nur dadurch genau durchgeführt werden, daß der Verfasser in der Gegend seit Jahren ständigen Ferienaufenthalt nahm

Der Zweck der vorliegenden Arbeit ist es nicht, eine möglichst detaillierte geologische Karte des Gebietes zu liefern, es sind deswegen beispielsweise die Eruptivgesteine, da es sich um verwandte Felsarten handelt, nur einfach als solche ausgeschieden worden, es sind die Gesteine nicht näher mikroskopisch untersucht worden, auch innerhalb gewisser Schichtenkomplexe, zum Beispiel $Dd_1\,\beta$, sind keine Unterteilungen vorgenommen worden, um das Kartenbild nicht kompliziert zu gestalten.

Die von Krejčí mit dem Namen „Bruchlinie des Berges Vostry" bezeichnete Hauptdislokationsspalte des böhmischen „Silurs" zieht sich in nordöstlicher Richtung aus der Gegend von Hradek bei Miröschau bis gegen Vonoklas bei Černoschitz südwestlich von Prag. Von Lochowitz bis Vonoklas tritt sie unter den Bildungen des jüngeren Untersilurs und des Obersilurs nicht so deutlich zutage wie in ihrem südwestlichen Ende. Hier bewirkt sie einen großen Teil der landschaftlichen Gliederung des Gebietes, das sie durchsetzt. In dieser vorliegenden kleinen Studie soll nur der Teil dieser Dislokationskluft besprochen werden zwischen dem Verschwinden derselben unter jüngeren Gesteinen bei Lochowitz und dem Berge Giftberg bei Komorau.

In diesem engbegrenzten Gebiete ist die Hauptbruchlinie überall gut nachzuweisen, stellt aber keine einheitliche Störungslinie dar, sondern erleidet vielfach durch fast normal auf dieselbe gerichtete Spalten mannigfache Ablenkungen. Auch ist sie nicht die alleinige SW—NO streichende Dislokation, sie wird vielmehr von mindestens drei mehr oder weniger parallel zu ihr streichenden Klüften begleitet. Weitere Komplikationen ergeben sich aus dem Vorhandensein von zwei etwa NW—SO streichenden Verwerfungen.

Zwei Hauptspalten, durch die das Gebiet einigermaßen landschaftlich begrenzt wird, sind die beiden genannten Verwerfungen, deren eine über Jinetz—Rejkowitz gegen Lochowitz zieht, die Krejčí mit dem Namen Bruchlinie des Rejkowitzer Tales belegt, und deren andere, im Tale des Roten Baches von Neřežin gegen Komorau verlaufende, gewöhnlich den Namen Komorauer Bruchlinie führt.

Zwischen diesen beiden, fast parallel zueinander, verlaufen die kleineren Spalten:

1. Die Spalte der Podluher Schlucht, deren Fortsetzung gegen SO das enge Tal zwischen den beiden Bergen Koniček und Vystrkov erzeugt, die auch schon oben erwähnt wurde, die im nordwestlichen Verlaufe die von einer mächtigen Lehmablagerung eingenommene Einsenkung zwischen den beiden Hügeln Dražowka

und Galgenberg bei Hořowitz bildet. Begleitet wird diese von einer unbedeutenden

2. Verwerfung von Felbabka, die südwestlich von Erpet beginnt und über Felbabka gegen den Meierhof Hejdow zieht.

3. Die Verwerfung Neuhof—Hrachowischt, die nur durch das tiefe Tal bei Hrachowischt deutlich hervortritt, geologisch und landschaftlich dagegen auch weiter gegen SO durch die steilen Abhänge des Jeskřipec und durch die Störung der Konglomerate am Hřebenrücken nachweisbar ist.

Der Quarzitzug Dd_2, der von Südwesten über Zaječow in das Kartenblatt hereinzieht, teilt sich bei Mrtnik in einen Ast, der über Čihadlo (bei Komorau) auf den Galgenberg bei Hořowitz streicht und einen zweiten, der über den Giftberg, den Spitzberg[1]) (Spičák), den Podluher Berg auf den Vostry gerichtet ist. Beide Züge sind wegen der Härte des Materials wie zwei Wälle aus dem Terrain herrausmodelliert. Sie bilden zusammen die beiden Schenkel eines Hufeisens, deren Umbiegungsstelle bei Mrtnik gelegen ist. Im nordöstlichen Teile endigt der südliche von beiden in dem nördlichen Gipfel des Berges Vostry, Kote 531 („Na Quarzu"), von dem ein Sporn in das Tal der Litawa hinabzieht. Der Quarzit ist ganz weiß und stellenweise von *Scolytus*-Röhren durchzogen. Das Einfallen läßt sich nur an wenigen Stellen mit Sicherheit messen.

Am Vostry lassen sich unschwer drei fast parallel streichende, aber ungleich fallende Quarzitzüge feststellen. Nach den Darstellungen Lipolds ist durch einen von der Nordseite des Vostry in das Eisenerzlager hineingetriebenen horizontalen Stollen eine zweifache Aufwölbung des Quarzits nachgewiesen worden, in deren jede die darunterliegenden $Dd_1\,\gamma$-Schiefer eingefaltet sind. Durch das Aufbrechen einer dieser Antiklinalen ist der ganze Quarzitwall am Vostry obertags in die drei Züge zerteilt worden.

Der äußerste nördliche Zug ist nur am Ende des alten Erzausfuhrweges nordwestlich vom Gipfel „Na Quarzu" 531 und an der Lochowitzer Straße gegenüber der Papierfabrik hier mit einem Verflächen von 30° NW gut aufgeschlossen, erscheint aber im Nordgehänge des Berges als eine flache Terrainstufe.

Der mittlere Zug zeigt in der Nähe der größten und jüngst noch abgebauten Schächte des Vostry und etwas NW vom Gipfel „Na Quarzu" knapp an demselben ein südöstliches Verflächen, hier von 20°. Nahe am Gipfel und etwas nördlich davon stellen sich die Quarzite ganz steil, wohl unter der Einwirkung jener kleinen SW—NO streichenden Störungslinie, die hier stellenweise die $Dd_1\,\gamma$-Schiefer aufdeckt. Der dritte Zug endlich ist erst nordöstlich vom Gipfel als Terrainwelle wahrnehmbar und seine Schichten fallen wiederum entgegengesetzt, hier fast rein nördlich ein. Dort wo der Holzausfuhrweg den Sporn des Vostry quert, kann man ein NNW-Fallen mit 35° ablesen. Ebenso am NO-Fuße des Berges im breiten Bett der Litawa.

Gegen N und NW wird der Quarzit von dem bröckeligen Grauwackenschiefer $Dd_{3,4}$ überlagert, der den Untergrund der Felder

[1]) NW-Abhang der Vrchy in der Karte.

bildet und bei den Orten Obora bei Lochowitz und Erpet sowie an der Straße Hořowitz—Felbabka oberhalb der Übersetzung des Podluher Baches deutlich aufgeschlossen ist. Sein Verflächen ist NNW 20°. Eine untergeordnete Bruchlinie trennt den Quarzitwall des Vostry von dem des Podluher Berges. An der Bruchlinie sind die beiden etwas eingesenkt. Die Streichungslinie dieses Zuges ist die gleiche geblieben, doch zeigen die spärlichen Klippen die im Walde an der Kammlinie des Walles hervortreten, nur ein Einfallen gegen SO, das sich an einzelnen Stellen mit 25° messen läßt.

Gegen SW fällt der ganze Quarzitzug steil ab und endigt in der Podluher Schlucht in einem mächtigen Quarzitfelsen, der aber kein einheitliches Gebilde darstellt, sondern aus einer Anzahl von ineinandergekeilten Felsblöcken besteht, an denen kein Einfallen bestimmt werden kann. Der Podluher Berg entspricht also streng genommen nur dem mittleren Rücken des analogen Quarzitzuges am Vostry. Der nördliche Teil scheint an der Bruchlinie längs der die $Dd_1\gamma$-Schiefer am Gipfel des Vostry zum Vorscheine kommen, in die Tiefe gesunken zu sein. Für diese Annahme spricht die Anwesenheit einer Art Stufe, die sich etwa in der halben Höhe der Nordwestflanke des Podluher Berges parallel zum Streichen des Quarzitwalles dahinzieht. Der übrige NW-Abhang wird auch hier von den $Dd_{3,4}$-Schiefern gebildet, die in den Feldern aufgeschlossen sind und an einer Stelle gleichfalls ein NNW-Einfallen mit 20° erkennen lassen.

Bis hierher, bis zur Podluher Schlucht, die der Anwesenheit einer Spalte ihre Entstehung verdankt, war der Quarzit für die landschaftliche Gliederung der Gegend allein maßgebend.

In diesem zweiten Teile zwischen Podluh und Neuhof ist er an der Zusammensetzung des Höhenzuges nur in untergeordneter Weise beteiligt. SW von der Podluher Schlucht erscheinen die Dd_2-Quarzite anstehend nur an zwei Stellen, wo sie wieder mitten im Bestande aus dem Boden herausragen. Sie fallen hier gegen SO mit 35° ein. Der übrige Teil des Quarzitzuges läßt sich nur aus den in ungeheurer Menge herumliegenden Quarzittrümmern erschließen, die sehr oft von *Scolytus*-Röhren ganz durchzogen sind. Landschaftlich prägt sich dieser Quarzitzug durch eine steile Terrainstufe aus, die sich gegen die übrige Höhe der „Vrchy" (eigentlich Spičák) scharf abhebt. Gegen SW verschwindet sie aber unter einer Lehm- und Schotterdecke, die den ganzen übrigen NW-Abhang der Vrchy bis an den Podluher Bach heran bedeckt. Nur ganz in der Nähe der Neuhofer Schlucht, die auch auf eine Dislokation zurückzuführen ist, ist der Quarzit noch einmal nachweisbar, mit einer kleinen Scholle von $Dd_{3,4}$.

Gegenüber der bisher ziemlichen Einheitlichkeit des Quarzits erscheint er jenseits der Schlucht um ein beträchtliches Stück verschoben. Er tritt erst hoch oben knapp vor der Ortschaft Hrachowischt durch eine Anzahl von steilen Klippen zum Vorscheine. Sein Streichen hat er bei Hrachowischt noch behalten, ebenso sein bisheriges Einfallen SO 35°. Seine Fortsetzung findet er über die Höhe des Giftberges, wobei aber das Streichen sich allmählich in ein

ostwestliches verändert, bis er in den vorerwähnten zweiten Schenkel des Hufeisens übergeht. Schon NW vom Giftberge kann man an dem Fahrweg gegen Iwozdetz ein NNO—SSW-Streichen und ein OSO-Einfallen messen. Hier macht sich schon die Komorauer Bruchlinie geltend und schließt den Quarzitzug durch einen mächtigen Felsen SO von Mrtnik ab, dessen Quarzite wie in der Podluher Schlucht aus riesigen übereinandergeschobenen Blöcken bestehen, deren Schichtflächen mit großen Harnischen bedeckt sind. Über den jenseitigen Quarzitwall und seine Umgebung habe ich an anderer Stelle berichtet[1]).

Der soeben besprochene Quarzitzug begrenzt von Norden, eigentlich von NW, die Bruchlinie des Vostry, die ihre Anwesenheit schon durch die Spaltung der Quarzite des Vostrygipfels, Kote 531, und das Auftreten der $Dd_1\gamma$-Schiefer kundtat.

Im Tale der Litawa, dort wo der Fluß, der von der Mühle Zelený mlýn an, knapp am Fuße der steilen Lehne geflossen ist, diese Richtung verläßt und sich beim ehemaligen Schaufelhammer (jetzt Lagerhaus der Papierfabrik) vorbei gegen die Straße und Eisenbahn wendet, ist gerade beim Wehr des Mühlgrabens ein sehr steiler Teil der Lehne aufgeschlossen. Auf eine kurze Strecke stehen hier rötliche bis gelbbraune sandige Tuffe in dicken Bänken an, die aber durch die Verwitterung ungemein bröckelig geworden sind. Merkwürdig ist bei ihnen das Einfallen. Während einige hundert Schritte talabwärts im Flußbette noch Dd_2-Quarzite, die ihr Hangendes bilden, im allgemeinen nach NNW einfallen, zeigen diese Schichten ein nach NO mit 35° gerichtetes Verflächen, so wie wenn sie bereits zum Schichtenkomplex gehörten, der den gegenüberliegenden Pleschiwetz zusammensetzt[2]). Der weitere Verlauf dieser Schichten in der steilen Lehne des Vostry ist durch Quarzitblöcke verrollt. Unterteuft werden sie aber von einer mächtigen Diabasmasse, die an der steilen Lehne des Vostrygipfels 531 gegen den Litawafluß und am Südabhang desselben einen großen Anteil hat.

Diese Diabasmasse steht mit einer zweiten im Zusammenhange, welche den größten Teil des Südgipfels Kote 511 des Vostry bildet. Aufgeschlossen ist das Eruptivgestein am steilen Abhange zum Litawatal sehr gut, oben an den Höhen aber nur durch einzelne Blöcke, die aus dem Boden hervorragen. Neben diesem Eruptivgestein zeigt der Südgipfel Kote 511 an seiner Spitze Blöcke eines plattenförmig absondernden Eruptivgesteines, das Herr Prof. Pelikan seinerzeit in liebenswürdigster Weise als Eisenspilit bestimmt hatte, wofür ihm noch nachträglich der innigste Dank ausgesprochen sei. Wie weit dieses Gestein gegen den Diabas abzugrenzen wäre, ist aus Mangel an hinlänglichen Aufschlüssen nicht möglich festzustellen.

Zwischen dem Südgipfel und dem Quarzitzuge des Vostry liegt eine seichte, langgestreckte Einsattelung, deren Boden schon von der Ferne durch die helle rote Farbe die Anwesenheit von Eisenerz an-

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 65.
[2]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 323.

kündigt. Alte verlassene Löcher zeigen heute die Lage der Schächte an, die vor einem Jahrzehnt noch befahren wurden. In den alten Gruben sind die eisenerzführenden Schichten aufgeschlossen und sie stehen, soweit man sehen kann, vollständig saiger. Hier gerade durch die Eisensteinzone, besser gesagt zwischen der Eisenerzzone und dem Quarzitwall, verläuft die Vostrybruchlinie. Die Mächtigkeit des Eisenerzes kann keine besonders große gewesen sein, denn die Schächte reihen sich in einer Linie in nordöstlicher Richtung, also im Streichen der Schichten, aneinander. Die letzte dieser flachmuldenförmigen Vertiefungen liegt an dem Südostabhange des Vostry, wo der Quarzitsporn sich gegen das Litawatal hinabsenkt, gerade an der NW—SO verlaufenden Waldschneiße OSO von dem Gipfel „Na Quarzu“ 531.

Bis knapp an die Straße bei den ersten Häusern der Ortschaft Felbabka lassen sich die Eisenerze verfolgen; jenseits der Straße dagegen sind sie in dem Wiesengrunde nicht nachzuweisen, sie treten erst wieder an dem durch eine Bruchlinie bedingten steilen Südostabhange des Podluher Berges auf, zeigen ebenfalls die Spuren ehemaliger Ausbeutung durch Schächte, keilen aber plötzlich in der Podluher Schlucht beim Quarzitfelsen aus.

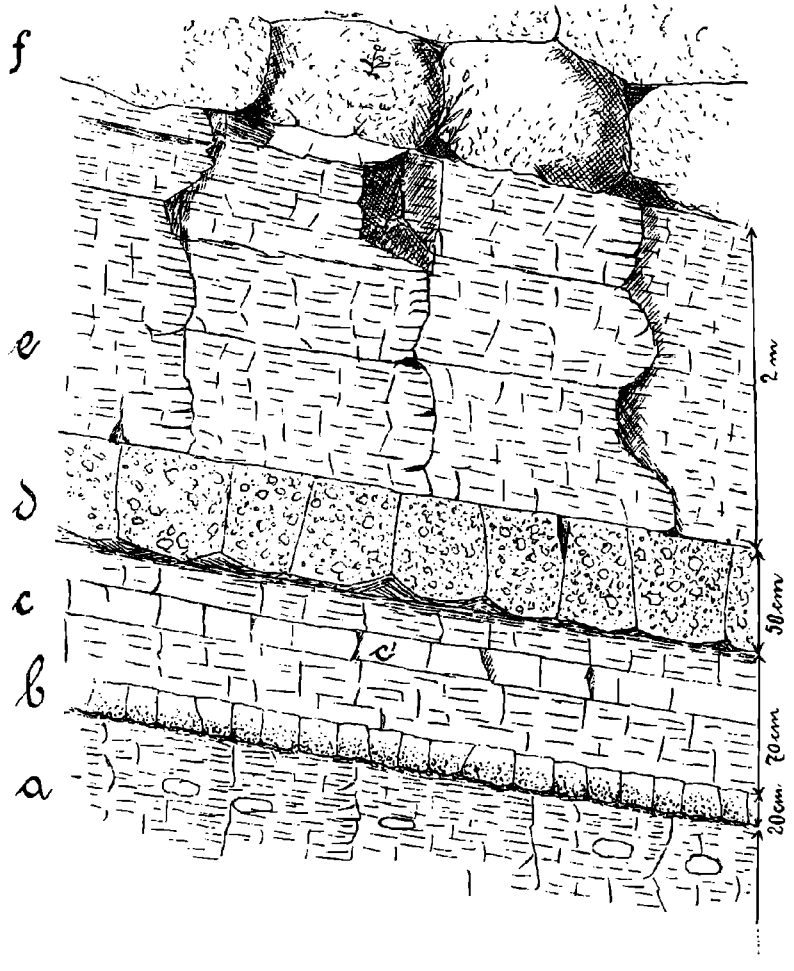
Die Vostrybruchlinie setzt auf den gegenüberliegenden Hang hinüber, bewirkt aber kein erneuertes Auftauchen der Eisensteinzone $Dd_1\,\beta$. Erst dort, wo sie an die Komorauer Bruchspalte stößt, werden nochmals in einer großen Mächtigkeit die $Dd_1\,\beta$-Schichten als Diabase, Tuffe und Eisensteine am Giftberg aufgedeckt, die ihre Fortsetzung in einer breiten Zone[1]) über Neřežin, Klein-Visek gegen Kwaň und Sct. Benigna finden. Am Giftberge erscheinen noch zwischen den Eisenerzen und dem Quarzitwall in ganz geringer Mächtigkeit die Rokytzaner Schiefer $Dd_1\,\gamma$.

Als Liegendes der Eisensteinzone $Dd_1\,\beta$ mit ihrem Diabas sollten wir naturgemäß die Krušná hora-Schichten $Dd_1\,\alpha$ erwarten. Im ganzen untersuchten Gebiete ist entgegen den Behauptungen der älteren Bearbeitungen keine Spur weder von den roten dickbankigen Schiefern, wie sie beispielsweise bei Sct. Benigna auftreten, noch von den feinkörnigen, grünlichen, rotgefleckten Sandsteinen, wie sie südwestlich von Komorau die kleinen Hügel bilden und zu Steinmetzarbeiten verwendet werden. Der nächste Fundort der roten Schiefer ist der Südabhang des Berges Pisek oberhalb Čenkau, östlich von Jinetz.

Statt dieser Schichten treten nun am steilen südlichen Abhange der beiden Vostrygipfel lose Konglomeratblöcke auf, die stellenweise so in dem zwischen den beiden Gipfeln gegen Süden verlaufenden Wasserrieße sehr stark gehäuft sind, so daß sie den Eindruck erwecken, als wäre man im Gebiete der Třemošnakonglomerate, die das Liegende der *Paradoxides*-Schiefer bilden. Hier sind sie aber im Hangenden derselben *Paradoxides*-Schiefer entwickelt, die den ganzen übrigen, weniger steilen Sockel des Vostry bis über den Meierhof Heydow bilden und sehr seicht mit etwa

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 63 ff.

10° gegen NNW einfallen. Der fragliche Konglomeratzug hat offenbar dasselbe flache Einfallen, er umzieht die Höhen des Vostry wie ein schmales Band, indem er oft dem Verlaufe der Isohypsen folgt. Vor den Häusern von Felbabka verliert er sich, tritt aber in einzelnen losen Blöcken auf der anderen Seite der Straße am Rande



eines kleinen Wäldchens wieder auf, übersetzt eine Waldstraße, die von der Bezirksstraße bei Felbabka durch den dichten Wald gegen die Ruine Waldek führt und begleitet eine Strecke weit den Quarzitwall des Podluher Berges. Noch bevor dieser seinen Höhepunkt erreicht hat, verschwinden die Konglomerate in der steilen SO-Lehne. Auf der anderen Seite kann man das Konglomeratband auch auf der Südlehne des Vostrygipfels Na Quarzu, Kote 531,

nachweisen, von wo das Band in die abschüssige Ostlehne des Vostry gegen den Litawafluß hineinreicht. Ein schmaler Fußsteig führt diese Lehne entlang und ist etwa bis in die Höhe der Mühle Zeleny mlyn gangbar, von da an muß man sich den Weg durch Rosenhecken, Haselnußsträucher und Brombeergestrüpp bahnen, um zum Litawafluß zu gelangen, der schon bei Zeleny mlyn knapp am Fuße der Felsen dahinfließt. Betritt man die abschüssige Lehne von oben, so kann man nur feststellen, daß zwischen den deutlich aufgeschlossenen *Paradoxides*-Schiefern als Liegendem und dem Diabas als Hangendem, der sich in der Lehne durch große Blöcke bemerkbar macht, Konglomerate eingeschaltet sind, deren Mächtigkeit aber hier sicher sehr gering ist. Eine direkte Auflagerung ist nirgends sichtbar. Das Ganze erfährt seine Lösung erst, wenn man die Lehne vollständig hinabsteigt und hier das Auftreten des Diabases im Talgrunde aufsucht und von da an zeitweilig im Flusse watend die Lehne Schritt für Schritt absucht. Etwa 100—150 Schritt NNO von der Mühle bemerkt man im Dickicht versteckt das vorstehend abgebildete Profil.

Von der Ferne hat es den Anschein, als ob die *Paradoxides*-Schiefer einen ihrer jäh abstürzenden Felsen bilden würden, wie zum Beispiel bei Jinetz der Abhang Vinice genannt, unterhalb der Ortschaft Beřin in der Nähe der Brettsäge (in den älteren Karten noch als Hochofen bezeichnet).

Bei der näheren Untersuchung erweist sich das Ganze aber aus heterogenen Bestandteilen zusammengesetzt.

Zu unterst liegen die gewöhnlichen dunkelmattgrünen *Paradoxides*-Schiefer, in deren hangendstem Teile bis kindskopfgroße, harte, glimmerhältige Konkretionen auftreten. Die obere Grenzfläche dieser Schiefer ist etwas uneben, die Schiefer, die von unten her eine kompakte Masse gebildet hatten, werden da etwas bröckelig. Über diesen Schiefern tritt eine etwa 20 *cm* mächtige Schicht von Konglomeraten auf, die durch Spaltrisse, welche zur Grundfläche fast normal stehen, in unregelmäßig quaderartige Stücke zerteilt wird. Die Konglomerate sind sehr fest und bestehen aus dunklen Lyditbrocken, weißen, wenig abgerollten Quarzgeröllen, hie und da einigen rötlichen Carneol- oder Jaspisstückchen. Nach oben zu werden die großen Bestandteile immer seltener, das ganze Gebilde feinkörnig und besteht dann fast nur aus kleinen grauen Quarzkörnern, die dann so klein werden, daß ein Übergang in die darüber befindlichen *Paradoxides*-Schiefer kaum auffällt. Diese in der Mächtigkeit von etwa 70 *cm* zeigen in ihrem hangenden Teile wiederum ein hartes, etwas dunkles Band, das dem hangenden feinkörnigen Teil der Schicht *b* etwas ähnelt. Der oberste Teil der 70 *cm* mächtigen Schicht ist bröckelig, die einzelnen Schieferstücke sind stellenweise etwas aufgerichtet, an anderen Stellen wieder niedergedrückt. Über diesem Schichtenkomplex *c* folgt wieder unvermittelt eine 50 *cm* mächtige Konglomeratbank *d*, im allgemeinen so gebildet, wie die liegende *b*, nur sind die einzelnen Bestandteile gröber und gehen nach oben zu in keine feinkörnige Abteilung über. Die dem Beschauer zugekehrte Fläche des ganzen Bandes ist

ganz glatt, wie abgeschnitten, und zeigt sehr deutlich die wenig abgerollten weißen Quarzkörner, eine Eigenschaft, welche den Findlingen dieser Quarzite von der Bevölkerung den treffenden Namen Speckwurst eingetragen hat. Auch diese Konglomeratbank ist durch Klüfte in annähernd parallelepipedische Stücke geteilt. Unvermittelt folgt dann auf diese die 2 *m* mächtige Schichtengruppe *e*, die ein normaler *Paradoxides*-Schiefer ist, der höher oben von Diabas überlagert wird. Weit kann man die einzelnen Schichten im Gehänge nicht verfolgen, aber eines läßt sich noch feststellen. Einige Schritte von der oben abgebildeten Stelle bemerkt man, daß die Konglomeratbank *b* auszukeilen beginnt und daß in der Schichtengruppe *e* oben eine neue Konglomeratbank auftritt, die sich aber weiter gegen S nicht verfolgen läßt, wie auch die übrigen Schichten sehr bald im Boden verschwinden und nur stellenweise als Blöcke zum Vorschein kommen. Die Mächtigkeit dieser Konglomerate scheint, je weiter sie sich gegen Westen hin erstrecken, desto bedeutender zu sein, wie die großen Blöcke im Wasserrisse nördlich vom Meierhofe Heydow und im Walde am Südabhange der Kuppe Kote 511 des Vostry andeuten. Daß sie am Podluher Berge auskeilen, rührt davon her, daß sie gerade am Rande der Bruchlinie anstehen, an derselben versanken und durch Überschiebung der *Paradoxides*-Schiefer verschwanden. Diese letzteren bilden die unmittelbare Fortsetzung derer vom Fuße des Vostry, sie lassen sich Schritt für Schritt in dem meist offenen Feldgelände verfolgen und sind fossilreich. Ihr Einfallen bleibt ständig gegen NNW gerichtet, nur stellenweise wird es ein fast nördliches. Der Einfallswinkel ist kaum größer als 10°. Nur an der Stelle, wo die Waldstraße, die bei Kote 429, NW Felbabka, abgezweigt ist, ihr erstes Knie bildet und in der Richtung nach SO den Hügel Kote 409 gegen den Ort Křešin hinansteigt, wächst der Einfallswinkel auf 15°.

Durch die Podluher Schlucht werden die Schiefer jäh unterbrochen; hinter derselben finden wir in ihrer Fortsetzung ein breites Konglomeratband, dessen Grenzen genau anzugeben unmöglich ist. Die ganze Lehne nördlich, nordwestlich und nordöstlich der Höhe Vrchy ist vielmehr mit einem Gewirre von Konglomeratblöcken bedeckt, ohne daß man einmal nur dieselben anstehend fände. In Wirklichkeit sind sie gewiß nicht so mächtig, ihr unterer Teil ist sicher nur abgerolltes Material, unter dem vielleicht noch ein Teil der Quarzite liegt. Das ganze Gebiet ist aber mit Wald bestanden, dessen Bodenbedeckung keinen Aufschluß über das darunter liegende Gestein zuläßt. Einen einzigen direkten Hinweis auf die Beschaffenheit des Untergrundes bilden kleine Bruchstücke von Roteisensteinen, die in den tief eingeschnittenen Radspuren eines auf der Karte nicht eingezeichneten Waldweges etwa in der Höhe der Kote 486 nahe an der Kreuzungsstelle zweier Waldschneisen gefunden wurden. Es ist also wahrscheinlich, daß bis in diese Höhe der Lehne noch die Eisensteinzone reicht, so daß wohl nur der steilste Teil der Vrchy von dem anstehenden Konglomerat gebildet wird. Knapp hinter dem Gipfel der Höhe treten wieder die *Paradoxides*-Schiefer auf, deren Anwesenheit man wegen der schlechten Aufschlüsse sehr mühsam bestätigen muß, bis sie wieder einerseits in der Neuhofer Schlucht,

östlich und nordöstlich von Hrachovišt, deutlich zutage treten, hier auch Versteinerungen führen (*Ellipsocephalus Hoffi*, *Pleura* und Glabellen von *Paradoxides* und von *Conocoryphe*) und anderseits in dem durchfurchten Gebiete von Koberov die Verbindung mit dem Schieferzuge von Felbabka herstellen. Die Schiefer stehen zwar an, aber die Aufschlüsse sind räumlich so beschränkt, daß man kein Verflächen messen kann. Sowohl hier in der Neuhofer Schlucht als auch in Koberov treten im Hangenden der Schiefer dunkelbraune, plattig absondernde, feste quarzitische Grauwackensandsteine auf, die durch ihre Festigkeit an beiden Orten steile Terrainformen bedingen.

War die Podluher Bruchlinie schon an der Verschiebung der Quarzitzone bemerkbar, so offenbart sie sich hier am Koberov durch eine bedeutende Auseinanderzerrung der beiden Schieferzüge, eine Zerrung, die beiderseits mit Schleppungen der Schiefer verbunden ist.

Der Konglomeratzug, der hier die Vrchy bildet, ist offenbar, da er auch im Hangenden der Hauptmasse der *Paradoxides*-Schiefer steht, gleichalterig mit dem Konglomeratbande des Vostry und die Fortsetzung desselben. Wenn er auch nicht so mächtig ist, wie er hier auf der Karte dargestellt werden mußte, so zeigt er doch eine bedeutendere Mächtigkeit als sein Beginn im Litawatal.

Der Umstand, daß bei dem Aufschlusse am Litawaflusse die Konglomeratbank *b* nach oben zu in die hangenden *Paradoxides*-Schichten *c* übergeht und daß sie in ihrem weiteren Verlaufe auskeilt, so daß *a* und *c* dann eine einzige Schichtengruppe bilden, dieser Umstand und das Vorhandensein einer dritten, wenn auch sehr wenig mächtigen Konglomeratbank im Hangendsten des Aufschlusses läßt darauf schließen, daß alle diese Konglomeratbänke naturgemäß im Hangenden der großen *Paradoxides*-Schiefermasse eingeschaltet und nicht vielleicht auf eine Überschiebung der liegenden Třemošnakonglomerate zurückzuführen sind. Der einzige Umstand, der eine derartige Erklärung aufkommen ließe, ist die Tatsache, daß an der Basis der Konglomeratzüge die Schiefer eigentümlich bröckelig und stellenweise sogar unregelmäßig aufgebogen sind, als ob die Konglomerate in sie hineingedrückt worden wären. Demgegenüber zeigt aber eine genaue Beobachtung aller Schichtenbänke, daß auch an der Basis der harten Bank *c'* kleine derartige Zerbröckelungen auftreten und doch läßt sich diese Schicht nicht aus dem Verbande der Schicht *c* lösen. Diese Tatsache erklärt sich vielmehr ungezwungen in der Weise, daß gerade die Stelle der verhältnismäßig weichen Schiefer, die in innigster Berührung mit den harten Konglomeraten stand, unter dem späteren Drucke am stärksten zu leiden hatte, daß also Teile derselben zerdrückt wurden. Bei der sicher später erfolgten Absonderung der einzelnen quaderförmigen Stücke wirkte jeder derselben für sich auf den gerade darunter befindlichen Teil der Schiefer, wodurch diese an der Stelle zerbröckelt und dort, wo die Blöcke eine Lücke zwischen sich ließen, in die Höhe gedrückt wurden.

Diese Auflagerung der Konglomerate auf die *Paradoxides*-Schiefer erwähnt schon Lipold l. c. pag. 430 ff., hält sie aber für $Dd_1\alpha$. [Verfolgt man das Litawatal von Haidow weiter abwärts in

nördlicher Richtung, so findet man am linken Bachufer bei der Zelen-Mahlmühle die Ginetzer Schichten mit 10° nach NNW einfallen und, wie es das Profil darstellt, auch hier zunächst von einer ein paar Klafter mächtigen Schicht von Quarzkonglomerat und von etwas glimmerführendem grüngrauem feinkörnigem Sandstein, wie bei dem Ginetzer Eisenschmelzofen (jetzt Brettsäge), überlagert. An dieser Stelle sieht man auf diese, die Krušnahoraschichten repräsentierenden Sandsteinschichten . .]

Längs der Bruchlinie der Neuhofer Schlucht erleiden die Schichten eine neuerliche Störung, die aber nicht so bedeutend ist wie die vorhergehende. Die Konglomerate im Hangenden der *Paradoxides*-Schiefer verschwinden, sie lassen sich nur knapp an der Vostrybruchlinie auf der Höhe vor dem Orte Hrachovišt hie und da als Lesesteine in den Feldern nachweisen. Die *Paradoxides*-Schiefer dagegen stehen gleich bei den ersten Häusern am Nordwestausgange des Dorfes an, man kann sie als zerbröckelte Stückchen in den Feldern und im Walde im O und W des Ortes feststellen, im Süden von Hrachovišt sind sie im Walde deutlich aufgeschlossen. Ihr Einfallen ist an beiden Stellen gegen NNW gerichtet, ganz analog dem Schieferzuge bei Felbabka. Wie weit die *Paradoxides*-Schiefer nach W und SW von Hrachovišt reichen, ist nicht nachweisbar, da die ganze Lehne bis gegen Neřežin von Konglomeratblöcken bedeckt ist.

Der Schieferzug der *Paradoxides*-Schichten südlich von Felbabka wird NW der Ortschaft Křešin von Konglomeraten unterlagert, die hier in zwei Steinbrüchen direkt anstehen und genaue Messungen zulassen. Ihr Einfallen ist nach NNW gerichtet und beträgt in dem einen Steinbruch 20°, in dem anderen durchschnittlich 35°. Das Gestein ist in seinem liegenden Teile feinkörnig, mehr dünnbankig, geht aber allmählich in die höheren dickbankigen grobkörnigen Konglomerate über, so daß man über die Gleichalterigkeit beider nicht im Zweifel sein kann. Sie bilden auch ganz sicher das Liegende der *Paradoxides*-Schiefer des Feldgeländes südlich Felbabka. Es ist ausgeschlossen, daß sie im Hangenden derselben auftreten könnten, denn die *Paradoxides*-Schiefer fallen, wie man sich noch etwa 200 Schritte nördlich vom Steinbruche an dem Fahrwege gegen Křešin überzeugen kann, ganz flach ein; an der Straße, die von der Abzweigung dieses Fahrweges gegen NW führt, konnte noch, wie oben erwähnt wurde, ein Einfallswinkel von 15° gemessen werden, und im Steinbruche fallen die Konglomerate bedeutend steiler ein. Daß hier Krejči in diesen Konglomeraten eine „isolierte Scholle der $Dd_1\alpha$-Schichten" vermutete, hat seinen Grund in der Ähnlichkeit des liegenden Teiles des Gesteines mit den sogenannten Třenitzer Steinmetzsandstein, wie er bei Komorau und Cerhowitz als Unterlage der bekannten schönen Wawellite vorkommt. Dazu kommt aber noch die Tatsache, daß NO von Křešin, also im Liegenden dieser Konglomerate, wieder der *Paradoxides*-Schiefer auftritt, so daß einem Beobachter, der von Osten her das Ganze begeht, die Konglomeratmasse wie eine Scholle auf den *Paradoxides*-Schiefern zu liegen scheint. Die Klärung der

Verhältnisse ist hier auch noch dadurch erschwert, daß in der Ortschaft Křešin und in dem Walde SW davon kein einziger Aufschluß zu finden ist, vielmehr ist das ganze Gebiet mit großen Konglomeratblöcken bedeckt. Da aber aus den oben erwähnten Gründen die Konglomerate NW Křešin das normale Liegende der *Paradoxides*-Schiefer südlich von Felbabka bilden, müssen die *Paradoxides*-Schiefer NO von der Ortschaft längs einer etwa von Kote 444 N von Křešin gegen Meierhof Heydow ziehenden Verwerfungsspalte in die Tiefe gesunken sein, so daß sie scheinbar unter die Třemošnakonglomerate einfallen. Die weitere Fortsetzung dieser Kluft über Křešin gegen SW und ihr Zusammentreffen mit der Bruchlinie der Podluher Schlucht entzieht der Wald jeglicher Beobachtung. Was wir hier finden sind lauter Konglomeratblöcke. Nur an einer Stelle, in der Nähe von Kote 512, findet man im Umkreise von einigen Schritten Bruchstücke von *Paradoxides*-Schichten, die etwas sandig sind und sich durch eine dunkelbraunrote Farbe auszeichnen. Knapp daneben aber treten schon wieder Konglomeratblöcke auf, die einem Zuge angehören, der sich gegen NO und SW weit im Walde verfolgen läßt. Diese eben erwähnten roten sandigen Schichten treten auch in der Nähe der Unterlagerung der eigentlichen *Paradoxides*-Schiefer durch das Konglomerat nördlich von Křešin und südlich und südöstlich von Felbabka zwischen den beiden Koten 406 und 409 sowie auf der Höhe S Meierhof Heydow auf. Prof. Jahn erwähnte (Věstnik, pag. 119) dieses Vorkommen als versteinerungsführend und parallelisiert es mit den Schichten „Pod hruškou“ in Tejřowitz.

Die *Paradoxides*-Schiefer, die also die Höhen N von Křešin bilden, von da aus gegen NO sich ausbreiten, reichen bis an das Litawatal, wo sie im Ufer als steile Felsen aufragen. Vom Meierhof Heydow aus werden sie von einem tiefen Tale mit steilem westlichem Abhang durchfurcht. An dieser Lehne sind die *Paradoxides*-Schiefer deutlich gestört. In der Nähe der Ortschaft Křešin fallen dieselben flach gegen NW, etwa in der Mitte der Länge des Tales kann man ein Einfallen gegen WNW mit 35°, noch weiter bei Heydow ein Verflächen gegen NW mit 50° messen und am Ausgange des Tales gegenüber Heydow wendet sich das Einfallen gar gegen NO. Dieser letztere Umstand ist vielleicht auf die Wirkung der sonst untergeordneten Bruchlinie von Felbabka zurückzuführen. Dort wo die Litawa von der Chramostamühle vom jenseitigen Abhang des Tales bei Rejkowitz her knapp an die Felsen des diesseitigen Talrandes herankommt, liegen die Schiefer horizontal, um etwa 100—150 Schritte weiter südlich ein fast rein westliches und in dem Wasserriß nordwestlich der Chramostamühle ein südöstliches Verflächen anzunehmen. Hier haben wir es sicher mit einer bedeutenden Störung zu tun.

Diese Dislokationslinie ist zur Vostrybruchlinie parallel und verläuft aus der Gegend von Rejkowitz südwestlich von Křešin etwa gegen das Hegerhaus Krejčowka, bildet den steilen Südabhang des Beranetzberges und geht bis südlich der Felsenkuppe, auf der die Ruine Waldek steht.

Landschaftlich ist diese Störung besonders in ihrem südwestlichen Teile ausgeprägt. Nordöstlich des Hegerhauses Krejčowka verläuft im Streichen derselben ein tiefer, mit Konglomeratblöcken erfüllter Wasserriß und südwestlich zeigt seinen Verlauf der steile Absturz des Beranetzberges und die Felsklippen an, auf deren nördlicher die Ruine Waldek steht. Hier am Süd- und Südostabhange des Beranetz sind durch die Straße die *Paradoxides*-Schiefer entblößt, die wohl die Fortsetzung derer darstellen, die wir zuletzt bei Kote 512 im Walde spurenweise nachweisen konnten. In dem erwähnten Wasserrisse SO vom Hegerhause Krejčowka sind trotz des eifrigsten Suchens nicht einmal Brocken der Schiefer festgestellt worden.

Längs dieser Bruchlinie treten Eruptivgesteine auf, die südlich von Křešin die bewaldeten Kuppen bilden und der Hauptmasse nach aus Diabas und Diabastuff bestehen. Knapp oberhalb der Einschichte Eugenow, NW von Jinetz, kommt im Vereine mit diesen ein plattenförmig absonderndes Gestein vor, das äußerlich wegen dieser Eigenschaft und auch wegen der annähernd gleichen Farbe leicht als *Paradoxides*-Schiefer angesehen werden könnte, aber bedeutend härter ist als dieser und makroskopisch sowie mit Lupenvergrößerung seine kristalline Struktur erkennen läßt.

Der an Ort und Stelle vorgenommene Vergleich zeigte äußerlich eine vollständige Identität desselben mit dem Gestein, das ich in einer kleinen Kuppe NW des Ortes Ivina fand[1]) und das seinerzeit Herr Prof. Dr. Pelikan als Spilit bestimmte. Die Diabasmasse breitet sich nach Süden bis über die Jinetzer Straße aus, gegen NO verlieren sich ihre Spuren in den Feldern nördlich des Schafstalles Ovčin, NW von Jinetz, ihre Anwesenheit ist zuletzt nur an der braunroten Farbe des Ackerbodens erkennbar.

Sowohl nördlich als auch südlich dieses Teiles der Diabasmasse treten Konglomerate auf und bei dem erwähnten Schafstalle südöstlich einfallende *Paradoxides*-Schiefer. Die Konglomerate bilden auch hier nur ein Haufwerk von Blöcken, das auf die Tektonik gar keinen Schluß zuläßt. Der südlich des Diabases auftretende Konglomeratzug bildet wohl das Liegende der *Paradoxides*-Schiefer beim Schafstalle. Anders aber verhält sich der nördliche Zug. Dieser tritt an der einen Lehne eines Wasserrisses auf, dessen andere von dem *Paradoxides*-Schiefer gebildet wird, der mit dem von Křešin zusammenhängt. Wie wir oben gesehen haben, liegt dieser bei Rejkowitz, wo die Litawa knapp an den Felsen herankommt, fast horizontal, fällt südlich von dieser Stelle mit etwa 5° gegen W ein und beim Wasserriß, und zwar ganz am Grunde desselben mit etwa 8° gegen SSO. Es treten also hier die Konglomerate scheinbar im Hangenden der Schiefer auf. Die scharfe Scheidung der beiden Gesteine an den beiden Lehnen des Wasserrisses und das vollständige Fehlen der Konglomerate als Hangendes der *Paradoxides*-Schiefer, nördlich von dieser Stelle, gibt zu denken. Er ist ungezwungener, hier eine Überschiebung der älteren Třemošnakonglomerate

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 63.

längs der NO—SW verlaufenden oben erwähnten Dislokationskluft anzunehmen als diesen Konglomeratzug mit dem Konglomeratband im Hangenden der *Paradoxides*-Schiefer von Vostry zu identifizieren.

Der zweite, südlich vom Diabas gelegene Konglomeratzug mit den gegen SO einfallenden *Paradoxides*-Schiefern beim Schafstalle hat sein Auftreten der zweiten großen NO—SW verlaufenden Dislokationskluft zu verdanken, die im allgemeinen in der Richtung Schafstall Ovčin—Eugenow—Karlshof—südliches Gehänge des Gr. Jeskřipec verläuft.

Im nordöstlichen Teile derselben treten nur die beiden bereits genannten Gesteine aus dem Untergrunde hervor, der übrige Teil der Lehne von Eugenow bis an den Meierhof heran und südwestlich bis zur Gabelung des Tales ist von angeschwemmtem Lehm, Schotter und Trümmermaterial bedeckt. Dieses Gestein zieht sich in der westlichen Talgabel bis an das Gehöft Sýkorka hinan, im südwestlichen Teile des Tales bis an die ersten Häuser der Ortschaft Luh. Der Hügel, auf dem die Einschicht Karlshof steht, besteht aus Diabas, an dessen NW-Seite in einem kleinen Aufschlusse $Dd_1\gamma$-Schiefer zutage treten. Der weitere Verlauf der Bruchlinie ist im Walde ebenso verrollt wie der Teil der Křešiner Bruchlinie NO von Krejčowka. Erst an der Südseite des Großen Jeskřipec kommen als ein breites Band die *Paradoxides*-Schiefer zum Vorschein, ohne daß man aber eine Messung an ihnen vornehmen könnte.

Der steile Südabhang des Gr. Jeskřipec zeigt, wie oben dieselbe Lehne des Beranetz, die Lage der Bruchlinie an. Der Konglomeratzug des Jeskřipec und seines nördlichen Abhanges gehört sicher dem Třemošnakonglomerat an. In der Nähe der Waldeker Straße kann man — das einzigemal in dem bisher besprochenen Gebiete — das Einfallen desselben ganz deutlich messen. Dieses ist gegen NW gerichtet; der Einfallswinkel beträgt 35°. Die Konglomerate bilden also hier das Liegende der weiter oben bei dem Straßenknie deutlicher aufgeschlossenen *Paradoxides*-Schiefer.

Hier, wo die Konglomerate mitten in einer jungen Waldkultur in einem ganz kleinen nur zum Zwecke der Straßenschotterung angelegten Steinbruche entblößt sind, sieht man deutlich, daß sie auch hier feinkörnig, fast sandsteinartig ausgebildet sind, genau so wie die tieferen Lagen im Křešiner Steinbruche, die zur irrtümlichen Identifizierung derselben mit den Sandsteinen $Dd_1\alpha$ Anlaß gaben.

Südlich von den *Paradoxides*-Schiefern unter dem Großen Jeskřipec steigt das Terrain sehr rasch und steil zu den Höhen Hřeben hinan, die aus dem grobkörnigen Třemošnakonglomerat bestehen, das normal das Liegende dieser *Paradoxides*-Schiefer bildet und in die wild zerklüfteten, mit riesigen, mehrere Kubikmeter messenden Blöcken stellenweise übersäten Lehnen des Koničeк übergeht. An einzelnen Stellen kann man das Einfallen gegen NNW oder fast gegen N feststellen.

Etwa 200 Schritte südlich des Hauptgipfels des Koničeк tritt wieder unvermittelt *Paradoxides*-Schiefer hervor, der den Bergrücken im S und SO umgibt und seine Fortsetzung in dem als Fossilienfundort bekannten Hügel Vystrkov beim Dorfe Welkau findet. Es

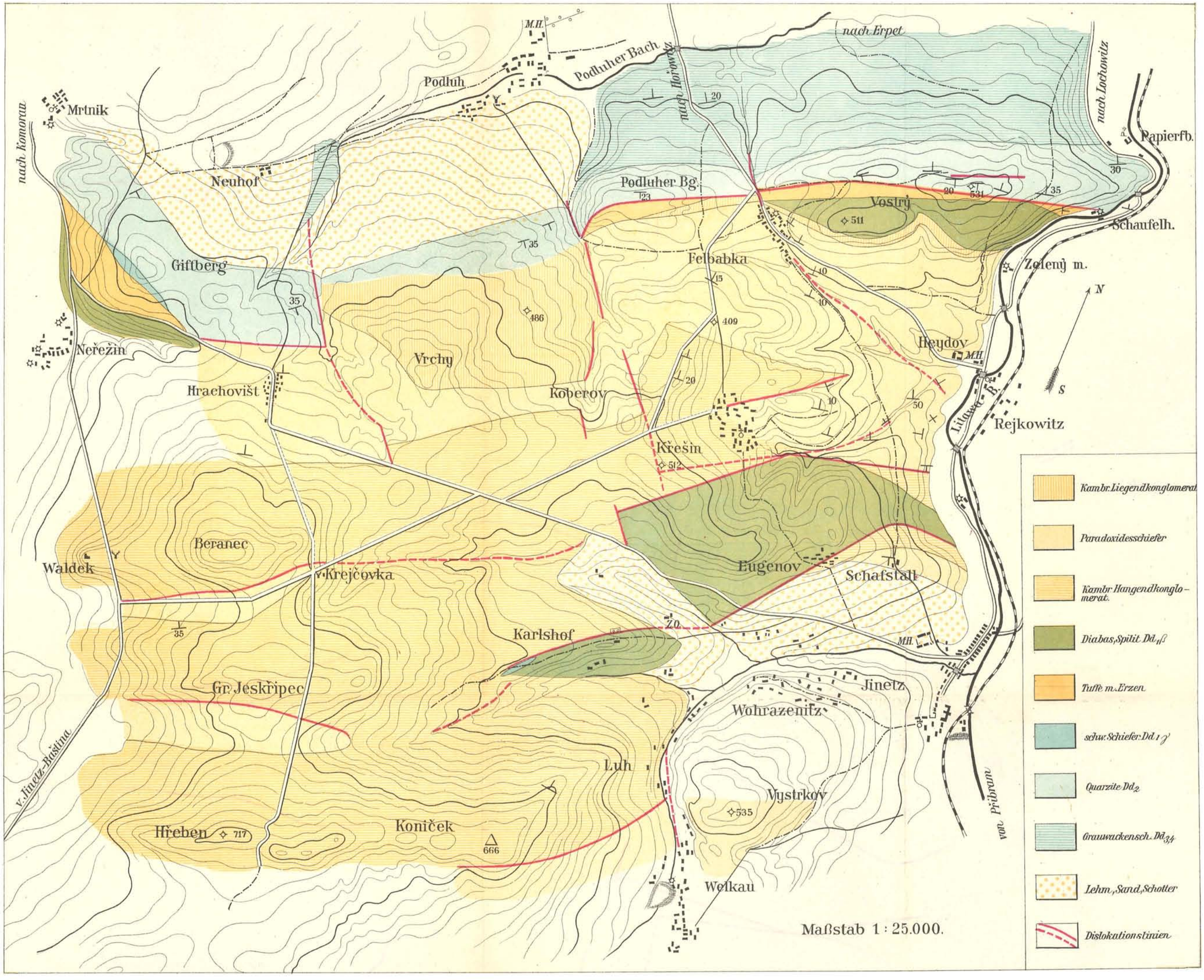
ist wahrscheinlich, daß wir hier die Andeutung einer dritten, zur Vostrybruchlinie parallelen Dislokationskluft vor uns haben, wie Jahn[1]) behauptet, und daß die Konglomerate am N-Abhange des Vystrkov ebensowenig wie die der Křešiner Höhen den Krušnahoraschichten $Dd_1\alpha$ äquivalent sind, als zwei größere Schollen der Schichtenabteilung d_1, die „Überreste einer synklinalen Mulde", wie Krejči[2]) vermutete.

Als ich seinerzeit die Gegend östlich und nordöstlich von Jinetz für die k. k. geologische Reichsanstalt kartierte (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904) konnte ich mich auf Grund des sicher sehr schwierig zu deutenden Profiles an der Eisenbahnbrücke bei der Brettsäge Jinetz allein nicht dazu entschließen, eine Überschiebung der älteren Třemošnakonglomerate über die jüngeren *Paradoxides*-Schiefer anzunehmen. Besonders ein Umstand hielt mich davon ab. Oberhalb der Stelle, an der die *Paradoxides*-Schiefer von Vinice verrollt sind, fand ich mitten in der Lehne anstehende graue stark glimmerige Schieferzwischenlagen, die gegen das Hangende immer häufiger wurden. Weiter oben freilich kann man von diesen Schichten nichts mehr beobachten. Auf der Höhe aber fand ich oberhalb der Ortschaft Beřin in der Nähe des Konglomeratzuges ein Stück desselben Schiefers, der abgerollte Quarzkörner umschloß, so daß ein allmähliger Übergang zwischen dem *Paradoxides*-Schiefer und dem hangenden Konglomerat nicht ausgeschlossen war.

---

[1]) Jahn, Exkursionen in das ältere Paläozoikum von Böhmen und Věstník l. c.

[2]) Krejči und Helmhacker, Geogr.-tekton. Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen. (Arch. f. naturw. Landesdurchf. v. Böhmen, V. Bd., 5. Abt., pag. 35.)



Kartogr. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg.

Von **Artur Scheit.**

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. VI).

I. Einleitung[1]).

Das „Hohe Gesenke", jener Teil der mährisch-schlesischen Sudeten, welcher zwischen dem Ramsauer Sattel im Westen, Karlsbrunn im Osten, zwischen Freiwaldau im Norden und Zöptau im Süden gelegen ist, teilt die Tiefenlinie Reutenhau—Winkelsdorf—Roter Berg-Paß—Freiwaldau in zwei Gebirgsgruppen: in eine südöstliche, vom Altvater beherrschte, das Altvatergebirge, und in eine nordwestliche, die nach den beiden höchsten Erhebungen Hochschaar—Kepernikgruppe heißt.

Die letztere Gruppe, welche Becke für die ältere hält, ist ein großes Gneisgewölbe, das die für das Hohe Gesenke geltende natürliche Grenze im Süden überschreitet und sich bis Mährisch-Schönberg verfolgen läßt. Es besteht aus einem Orthobiotitaugengneis, für dessen Intrusivnatur die darüberliegende Schieferhülle spricht, welche durch ihn kontaktmetamorph verändert wurde. Von dieser Schieferhülle sagt Becke[2]):

„Im Gegensatz zu dem einförmigen Gneiskern zeigt die Schieferhülle eine verwirrende Mannigfaltigkeit von Gesteinsabänderungen. Die Hauptmasse der Schiefer bildet ein schuppiger, glimmerreicher Glimmerschiefer; in der Nachbarschaft des Gneises ist er hoch kristallinisch, enthält gleichsam porphyrisch hervortretende große Biotitschuppen, Kristalle von Granat und Staurolith und auf den massenhaft eingelagerten Quarzlinsen grobkristallinische Partien, seltener Kristalle von rosenrotem Andalusit. In den vom Gneis entfernteren Partien wird das Gestein undeutlich kristallinisch und geht schließlich in tonschieferähnliche Phyllite über; in unmittelbarer Nachbarschaft,

[1]) Bei der Abfassung des geologischen Teiles wurde benützt: F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes. Sitzungsberichte d. kais. Akad. d. Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Klasse, Bd. CI, Abt. I, März 1892, und F. Kretschmer, Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1908, Bd. LVIII, 3. Heft.

[2]) Becke, l. c.

insbesondere in den rings von Gneis umschlossenen Schollen, scheint Feldspatbildung in den Schiefern reichlich vorzukommen."

Kretschmer[1]) führt als weitere Beweise für die Intrusivnatur des Gneises noch mehrere Kontaktwirkungen an, und zwar als endogene aplitische Gänge, die durch ihre mineralogische Zusammensetzung auf Resorption von Kalkstein durch den Granitgneis hinweisen, als exogene die kontaktmetamorphen Eisenerzlager am Neuwirtshausberge bei Schönberg und im Hradiskowalde bei Blauda, feinkörnige bis dichte, durch Gehalt an Augit ausgezeichnete kalzitreiche Einlagerungen des Schiefermantels und die Kalksilikatfelse, welche der Gneis an der südwestlichen Spitze in der Umgebung von Mährisch-Schönberg enthält. Diese waren vor Kretschmer nur wenig bekannt und sind nur von Lipold, Kaspar und v. Bukowski als Kontaktgesteine gedeutet worden. Erwähnenswert ist, daß v. Bukowski die Kontaktmetamorphose dem jüngeren Granit, der an einigen Punkten eruptiv geworden ist, zuschreibt. Vor diesem letzteren Granit durchbrach den Biotitgneis ein Muskovitgranit, der noch zum größten Teil eine granitähnliche richtungslose Struktur besitzt. Er stellt eine kieselsäure- und glimmerreiche Faziesbildung des ursprünglichen Biotitgranits vor. Die Ganggefolgschaft beider Gneisarten bilden Aplit- und Pegmatitgänge, welche sie in großer Anzahl durchschwärmen.

Die einzelnen Fundorte dieses Kalksilikatfelses liegen auf einer ungefähr 11 *km* langen Linie mit einem allgemeinen Schichtenstreichen nach SW, was sie als zusammengehörig erscheinen läßt. Nach Kretschmer gehören sie einem Kalksteinzuge an, der an der Basis jener Gesteine gelegen war, welche jetzt die Hülle des Gneises bilden. Beim Aufpressen des granitischen Magmas wurden sie zum Teil in dieses versenkt und metamorphosiert, durch die Erosion der weniger widerstandsfähigen Schiefer dann teilweise freigelegt. Aus den an dem Steinbruch von Reigersdorf beobachteten Lagerungsverhältnissen schließt Kretschmer weiter, daß sie eine nach abwärts auskeilende Linsenform haben. Er beobachtete nämlich, daß der Winkel, unter dem sich die Schichten am Liegenden aufrichten, gegen die Bruchsohle hin von 60°– 70° allmählich bis 25° herabsinkt. Der Kalksilikatfels umschließt metamorphe Glimmerschiefer als Zwischenmittel, welche ebenfalls als Produkt der Kontaktmetamorphose zu betrachten sind.

Kretschmer gibt vier Fundorte an, hegt jedoch die Vermutung, daß sich noch weitere werden finden lassen, da sie auf einem einheitlichen Streichen liegen und ein unter gleichen geologischen Bedingungen entstandenes Ganze bilden. Das beste Bild dieses Kontaktgesteines in seiner mannigfaltigen Zusammensetzung gibt das nordwestlichste Vorkommen, welches 1888 von Kretschmer entdeckt und als geeignetes Material für Straßenbeschotterung erkannt wurde. In der Nähe von Reigersdorf entstand so ein Steinbruch, der das Gestein 100 *m* dem Streichen nach, 125 *m* in der Breite und 25 *m* hoch aufschloß. Die Gesteinsmasse ist aus 0·4—0·8 *m* mächtigen Bänken aufgebaut, deren Streichen N 45 O, deren Fallen N 45 W ist.

[1]) Kretschmer, l. c.

Sie zerfällt außerdem durch Kreuz- und Querklüfte in polyedrische Stücke. Die Kalksilikatlinse enthält Zwischenmittel von Biotitglimmerschiefer, welche 0·5—2·0 *m* mächtig werden. Das Liegende bildet ein mächtiger Lagergang, den Kretschmer Pyroxenaplit nennt, dann Biotitmuskovitgneis mit gebändertem Feldspatamphibolit, das Hangende Biotitmuskovitgneis von Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt, dann ein Lagergang von Pegmatit. Von diesem Lagergang wird eine mächtige Ablagerung von Kalksilikatfels unterteuft, welche das nördliche Ende des bisher bekannt gewordenen Kalksilikatfelszuges bildet. Südlich vom Steinbruch begrenzt der Steinbach den Zug. Wie ausgeackerte Felsblöcke zeigen, setzt sich der Kalksilikatfels auf dem südlichen Gehänge des Erosionstales fort. Gegen das Liegende und Hangende des Kalksilikatfelses nimmt der Biotitgneis als wesentlichen Gemengteil Muskovit, als akzessorischen Granat auf.

Um vorläufig die verschiedenen Gesteinstypen dieses Vorkommens charakterisieren zu können, sandte Herr Bergingenieur Kretschmer gegen Schluß des Jahres 1907 eine ausgewählte Kollektion davon an das mineralogisch-petrographische Institut in Prag. Der kurzen makro- und mikroskopischen Beschreibung der gesandten Handstücke, welche ich damals gegeben und die Kretschmer in seiner Abhandlung verwendete, eine ausführliche folgen zu lassen, soll die Aufgabe dieser vorliegenden Arbeit sein. Zu Kretschmers umfangreichen Schrift bildet sie eine kleine Ergänzung und zerfällt in eine einleitende geologische Übersicht und einen speziellen Teil, während das Schlußkapitel die aus den Beobachtungen gewonnenen Resultate zusammenfaßt.

Durch die Liebenswürdigkeit, mir öfter Gesteinsmaterial zu schicken, hat mich Herr Bergingenieur Kretschmer zu großem Danke verpflichtet, durch Rat und Hilfe bei der Arbeit Herr Professor Dr. Pelikan und Herr Assistent Dr. Gareiß. Einige Korrekturen gelegentlich einer Durchsicht des ersten Abdruckes verdanke ich Herrn Professor Dr. Hibsch.

II. Spezieller Teil.

1. Kalksilikatknollen.

Dieselben werden in den oberen Partien des Kalksilikatfels öfter angetroffen und stellen Derivate ursprünglicher Knollenkalke vor. Das hier zu beschreibende Exemplar ist eine ziemlich regelmäßige Kugel mit einem Durchmesser von ungefähr 12 *cm* und einer gelblicherdigen Verwitterungsrinde und besteht als feinkörniges Gemenge zur Hälfte aus Kalzit, zur Hälfte aus einem dunkelgrünen Chlorit. Das Karbonat ist in 10%iger kalter Salzsäure unter lebhafter Kohlensäureentwicklung leicht löslich. Unter dem Mikroskop lassen die einzelnen Kalzitkörner ein zähniges Ineinandergreifen erkennen. Ihre Dimensionen sind nicht sehr schwankend, im Mittel 0·8 *mm*. Die irisierenden Zwillingslamellen nach $(01\bar{1}2)$ sind wie die Spaltrisse nach $(10\bar{1}1)$ oft deutlich gebogen. Dieses Kalkspataggregat durchsetzt

ein feinschuppiger Chlorit. Derselbe ist pleochroitisch: $\parallel c$ lichtgelblich, $\perp c$ grün, optisch positiv und nach seiner geringen Doppelbrechung, die als höchste Interferenzfarbe ein dunkles Graublau gibt, Pennin. Zwickel, welche beide Gemengteile frei lassen, sind von Quarz erfüllt.

Ganz vereinzelt finden sich Feldspatkörnchen mit vielen unregelmäßigen Rissen und Infiltrationen von Kalzit.

Häufig sind kleine, stark lichtbrechende Kriställchen von brauner Farbe. Mit Flußsäure isoliert, lassen sie ein einachsiges negatives Achsenbild erkennen, das trotz der geringen Dimension der Kriställchen mehrere Ringe aufweist. Der Phosphorsalzperle verleihen sie im Oxydationsfeuer eine schwachgelbliche Färbung, die mit der Abkühlung verschwindet. Nach all diesen Eigenschaften war zu vermuten, daß es sich um Anatas handle, was auch die Winkelverhältnisse bestätigten. Die Kriställchen haben zweierlei Habitus. Am häufigsten sind sie tafelig nach der Basis und haben dann im Mittel eine Größe von $0{\cdot}02 \times 0{\cdot}02 \times 0{\cdot}005$ *mm*. An größeren konnten durch Winkelmessung und mit Benützung der Spaltbarkeit nach (111) folgende Flächen erkannt werden: 001, 111, 100, 110, 101. Der zweite Habitus ist pyramidal. Neben der Pyramide (111) kommt mit großer Zentraldistanz auch manchmal die Basis vor.

Außerdem finden sich noch Magnetit, welcher meist zu Eisenhydroxyd verwittert ist, und wenig Zirkonkriställchen, die im Chlorit pleochroitische Höfe besitzen. Kretschmer gibt als weitere akzessorische Gemengteile Epidot und Granat an, die ich in dem Gestein nicht nachweisen konnte. Auch für die Art der Entstehung des Chlorits, der nach Kretschmer aus Granat hervorgegangen ist, bot sich nirgends ein Anhaltspunkt.

2. Augithornfels.

Das feinkörnige Gestein, aus welchem das hier zu beschreibende Handstück besteht, ist im allgemeinen von weißer Farbe. Dunkelbraungrüne und hie und da auch zeisiggrüne Partien von verschiedener Gestalt und Größe verleihen ihm ein fleckiges Aussehen. Die Gemengteile Feldspat, Quarz und Augit bilden oft für sich feine parallele Lagen. In den dunklen Partien finden sich reichliche Körner mit dem Glanz und der speisgelben Farbe des Pyrits.

Der helle Teil des Gesteines besteht hauptsächlich aus Plagioklas, der schon durch seine schmalen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz seinen sauren Charakter erkennen läßt. Nach der Auslöschung $\perp a = 83^0$, $\perp c = 9^0$ gehört er in die Reihe Albit-Oligoklas. Neben der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz erscheint nicht selten die nach dem Periklingesetz. Stellenweise ist dieser Feldspat stark verwittert und geht dann in Muskovitschüppchen und Epidotkörner über.

Selten ist Orthoklas und Quarz. Myrmekitische Verwachsungen von Plagioklas und Quarz sind öfter zu beobachten.

Während diese Gemengteile Dimensionen bis 0·5 *mm* haben, erreicht der Augit solche bis 5·4 *mm*. Er ist der hauptsächliche Bestandteil der dunklen Partien und tritt in unregelmäßigen Körnern auf. Im Schliff zeigt er eine blaßgrüne Farbe. Neben der vollkommenen

Spaltbarkeit nach 110 findet sich auch eine unvollkommene nach 100 und 010. An manchen Körnern tritt eine Zwillingsbildung nach 100 auf, die sich durch mehrere Zwillingslamellen parallel dieser Fläche äußert. Schnitte mit der höchsten Interferenzfarbe ergaben eine Auslöschung $c:c$, die im Maximum mit 44° bestimmt wurde.

Ganz vereinzelt kommen einige Hornblendenädelchen vor mit dem Pleochroismus c = blaugrün, b = grasgrün, a = hellgelb und der Absorption $c > b > a$.

Allgemein verbreitet sind Titanitkristalle mit den Formen $(\bar{1}23)$ und (001). Sie zeigen manchmal eine Zwillingsbildung nach der Basis und einen Pleochroismus von farblos zu gelblichbraun.

Der Magnetit, welcher auffallend häufig hier auftritt, ist stellenweise in Eisenhydroxyd umgewandelt. Seltener ist Pyrit. Kalzitkörner, welche Überbleibsel des ursprünglichen Sediments bilden, sind ziemlich reichlich vorhanden.

Bis auf Magnetit und Pyrit, die selbst keine Einschlüsse enthalten und nur als solche im Augit vorkommen, findet sich ein jeder Gemengteil als Einschluß der anderen. Idiomorph begrenzt sind nur Titanit und Magnetit. Der Quarz zeigt öfter in Schnitten normal zur kristallographischen c-Achse annäherungsweise sechsseitigen Umriß.

Dieser Typus bildet in dem Reigersdorfer Steinbruch das vorherrschende Gestein. Nach Kretschmer geht er durch Anreicherung der betreffenden Komponenten in „typischen" Augithornfels und Plagioklasfels über.

3. Amphibolhornfels.

Etwas weniger verbreitet als Augithornfels ist ein durch Auftreten von Hornblende ausgezeichneter Gesteinstypus, der immer mehr oder weniger deutlich Lagenstruktur besitzt. Derselbe umfaßt, da der Gehalt an diesem Gemengteil in reichstem Maße wechselt, eine Reihe von sehr verschieden gefärbten Gesteinen. Die lichten, amphibolarmen bilden Übergänge zum Augithornfels und Plagioklasfels. Die amphibolreichen sind von grünlichschwarzer Farbe und besitzen nur wenige helle Lagen von geringer Mächtigkeit. Von diesem Typus lagen mir drei Handstücke vor:

Das erste, welches sich aus einem hellweißen Feldspat und fast gleichviel farblosen Quarz zusammensetzt, wird von äußerst feinen, wohl nie mehr als 3 *mm* mächtigen dunkelgrünen Lagen durchsetzt, die ein Gemenge von Hornblende und Augit vorstellen.

Der Feldspat gehört bis auf wenige gegitterte Mikroklinkörner lediglich einem sauren Plagioklas an. Er ist von ausgezeichneter Frische; nur hie und da stellt sich eine Trübung oder Verwitterung zu Muskovitschüppchen ein. Die symmetrische Auslöschung $\perp 010$, welche im Maximum mit 9° bestimmt wurde, sowie die Auslöschungsschiefe von 75° mit der Zwillingsgrenze $\perp a$ stellt ihn in die Reihe Oligoklas-Andesin. Quarz ist in nicht unbeträchtlicher Menge vorhanden. Seine kleinen, unregelmäßig geformten Körner, die manchmal einen gerundeten sechsseitigen Umriß erkennen lassen, ordnen sich, wie schon makroskopisch zu sehen ist, gern in Reihen an. Diese Erscheinung wurde

im Dünnschliff besonders deutlich durch Ätzen der Schlifffläche und Färben mittels Anilinblau nach der Beckeschen Methode[1]). Stets enthalten die Quarzkörner Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen.

An dem Aufbau der dunklen Lagen des Gesteines beteiligen sich in ziemlich gleicher Menge Hornblende und Augit.

Die Hornblende bildet prismatische Individuen mit deutlicher Spaltbarkeit und kräftiger Absorption und ist, wie auch der Pleochroismus erkennen läßt, mit der im Augithornfels vorkommenden identisch. Die Maximalauslöschung $c:c$ betrug 19°.

Ebenso zeigt auch der Augit dieselben Eigenschaften wie dort. Er bildet kleine rundlich-eckige Körner und ist öfter mit Hornblende derart verwachsen, daß beide die kristallographische c-Achse gemeinsam haben. Seine hellgrüne Farbe läßt keinen Pleochroismus wahrnehmen. Die Auslöschung wurde im Maximum mit 44° bestimmt.

Die Rolle akzessorischer Gemengteile spielen tröpfchenförmige Titanitkörner, von starken unregelmäßigen Rissen durchzogen und ohne Pleochroismus, wenig Magnetit und scharfe Zirkonkriställchen, die als Einschlüsse der Hornblende pleochroitische Höfe besitzen.

Außer diesen Akzessorien enthalten alle Gemengteile die übrigen als Einschlüsse. Jedoch ist das Vorkommen von Einschlüssen bei den Gemengteilen dieses Gesteines selten und auch das gegenseitige Durchdringen wenig ausgeprägt. Idiomorphe Begrenzung zeigt außer Magnetit und Zirkon nur die Hornblende in der Prismenzone.

Die zweite Varietät des Amphibolhornfelses fällt durch das Zurücktreten der hellen Gemengteile auf. Die Hornblende, welche hier alle anderen Komponenten an Menge übertrifft, wird von diesen durchbrochen und besitzt sie als Einschlüsse in so reichem Maße, daß sie oft ein skelettartiges Aussehen hat. Eine Tendenz zu prismatischer Ausbildung läßt sie allenthalben erkennen.

In bezug auf die Eigenschaften und das Auftreten der übrigen Gemengteile zeigen diese beiden Varietäten keinen Unterschied.

Eine Stelle im Schliff, welche eine Anhäufung von besonders stark zu Muskovitschüppchen und Epidotkörnern umgewandelten Feldspatkörnern darstellt, durchzieht ein Prehnitäderchen mit der Mächtigkeit von 0·1 *mm*. Recht häufig treten hie und da Kalzitkörner auf.

Das grünlichschwarze, fettglänzende Handstück, welches die dritte Varietät repräsentiert, besitzt eine 3 *mm* mächtige Lage von Quarz- und Feldspatkörnern und läßt dem unbewaffneten Auge nicht erkennen, daß diese Gemengteile auch im übrigen Gestein vorkommen. Sieht man von diesem Mengenverhältnisse ab, so fällt gegenüber der zweiten Varietät nur das Fehlen von Kalzit auf. Besonders charakteristisch ist hier die Siebstruktur der Hornblende ausgebildet.

Der Titanit enthält Ilmenitreste. Nach Kretschmer kommt in diesem Gesteinstypus noch als makroskopischer Bestandteil aus Hornblende entstandener Biotit vor.

---

[1]) F. Becke, Unterscheidung von Quarz und Feldspat mittels Färbung. Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd. XII, pag. 257.

4. Granataugithornfels.

Dieser Granat und Augit als wesentliche Gemengteile führende Typus nimmt unter den drei vorherrschenden Hornfelsen in bezug auf die Verbreitung die letzte Stelle ein. Es liegt in der Natur des Kontaktgesteines, das so mannigfaltig die Mengenverhältnisse seiner Komponenten wechselt, daß es gelegentlich in Augit-, Granat- und Plagioklashornfels übergeht.

Granat und Augit, die beiden wesentlichen Gemengteile, sind in Flecken, die oft Nußgröße erreichen, und manchmal auch in regelmäßigen schmalen Lagen angereichert, welchen sie eine grasgrüne, beziehungsweise braunrote Farbe verleihen. Als lokale Anhäufung ist makroskopisch gelblicher Kalzit zu erkennen und faseriger, farbloser Prehnit.

Im Dünnschliff unter dem Mikroskop zeigt dieses Gestein von allen am besten eine typische Hornfelsstruktur. Alle Gemengteile haben rundlich gelappte oder eckige Umrisse, durchfließen einander geradezu oder sind auch eigentümlich miteinander verzahnt. Jeder ist von verschieden gestalteten Körnern der anderen erfüllt, was oft zu skelettartiger Ausbildung führt. Nachdem Erze und Titanit in diesem Gestein fehlen, hat nach der von Becke aufgestellten kristalloblastischen Reihe[1]) der Granat hier die größte Kristallisationskraft, die er auch, zumal wenn er im Kalzit liegt, dadurch zur Geltung bringt, daß er schöne regelmäßige Rhombendodekaeder formt, die aber nie über 0·1 *mm* groß sind. Anderseits aber tritt er auch gleich einer Füllmasse wie der Kalzit zwischen den übrigen Gemengteilen auf. Er ist von braunroter Farbe, völlig isotrop und stark von Sprüngen durchzogen. Breitere und tiefere Risse sind mit Kalzit erfüllt.

Der Augit zeigt dieselben Eigenschaften wie der in den bisher beschriebenen Gesteinen. Er unterscheidet sich von diesem nur dadurch, daß er nie, auch nicht in der Richtung der Spaltbarkeit eigene Begrenzung aufweist, immer gerundete und gebuchtete Formen hat und so reich an Einschlüssen ist, daß er oft ein siebartiges Aussehen hat.

Bezüglich des Kalkspates ist zu erwähnen, daß er nicht reich an Einschlüssen ist und in den Rissen der anderen Komponenten gern Infiltrationen bildet.

Quarz ist selten. Ebenso der meist stark getrübte Feldspat. Wenige rundliche Körner sind als Myrmekit zu bezeichnen. Die wurmförmig gekrümmten Quarzstengel gestatteten einen Vergleich der Lichtbrechung beider Minerale nach der Methode von Becke[2]). Ich erhielt bei

Parallelstellung:	Kreuzstellung:
$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$	$\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$,

was einem Oligoklasalbit entspricht.

---

[1]) F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschrift d. kais. Akad. d. Wissenschaften, math.-naturw. Kl., Bd. LXXV, 1903, pag. 42.

[2]) F. Becke, Über die Bestimmtheit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögen. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, Wien I, Bd. CII, pag. 358.

Farblose oder durch einen feinen Staub getrübte Körner ließen sich als Prehnit bestimmen. Sie zeigen eine vollkommene Spaltbarkeit parallel 100, in deren Richtung sie negativ sind, und gerade Auslöschung. Spaltrißfreie Schnitte von graublauer Interferenzfarbe, welche den Austritt der ersten positiven Mittellinien geben, lassen mit Hilfe der Interferenzfarbe des Quarzes nach dem Schema von Michel-Lévy und Lacroix $\alpha-\beta$ mit zirka 0·004 bestimmen, während die höchste Interferenzfarbe, Orangerot zweiter Ordnung, einem Wert von zirka 0·03 für $\gamma-\alpha$ entspricht. $2E$ nach der Mallardschen Methode gemessen beträgt ungefähr 67°.

Einige stark lichtbrechende, einschlußreiche Körner von Insekteneierform mit lavendelblauen und schwefelgelben Interferenzfarben gehören dem Zoisit α án. Die Dispersion $\upsilon > \rho$ ist deutlich wahrnehmbar. Die Hyperbeln sind breit und umschließen um die erste positive Mittellinie einen großen Achsenwinkel. $2E$ ist schätzungsweise 80°. Die Körner sind von unregelmäßigen kräftigen Rissen vielfach durchzogen, in die wohl auch Kalzit eingedrungen ist. Außerdem läßt sich eine wenig vollkommene Spaltbarkeit nach 100 beobachten, welcher parallel die Achsenebene liegt.

5. Kalzitpegmatit.

Ein fünfter Typus entsteht dadurch, daß das Kontaktgestein an vielen Stellen, zumal an der Bruchsohle, gegen die hin eine allgemeine Verquarzung sich geltend macht, eine großkörnige, pegmatitische Struktur annimmt. Dieses Gestein nennt Kretschmer Hornfelspegmatit und unterscheidet nach dem vorwaltenden Gemengteil: Augitpegmatit, Granatpegmatit und Kalzitpegmatit. Die zwei Handstücke, welche mir zur Verfügung standen, gehören dem Kalzitpegmatit an. Quarz, Orthoklas und Kalzit erreichen darin bis Daumengröße. Der Quarz ist farblos, Orthoklas von weißer und Kalzit von hellbrauner Farbe. Von den anderen Gemengteilen, welche nur in dem mehr feinkörnigen Teile zu beobachten sind, lassen sich makroskopisch dunkelgrüner Augit und grünlichgelber Epidot unterscheiden.

Die Untersuchung im Dünnschliff lehrt, daß auch hier die Gemengteile einander einschließen und durchdringen und demnach ebenfalls eine Hornfelsstruktur vorliegt.

An dem Aufbau des Gesteines beteiligen sich die drei wesentlichen Komponenten Quarz, Orthoklas und Kalzit fast zu gleichen Teilen.

Der Häufigkeit ihres Auftretens nach an zweiter Stelle stehen Augit, der manchmal wenige breite Zwillingslamellen parallel 100 aufweist, sonst aber mit den an ihm bisher beobachteten optischen Eigenschaften, und Epidot, welcher kleine, meist etwas gestreckte Individuen bildet. Parallel der gestreckten Richtung liegt die vollkommene Spaltbarkeit nach 100, normal dazu die Achsenebene. Der Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar. Wenn das Licht parallel c hindurchgeht, erscheinen die sonst farblosen Körner zitronengelb. Als Einschluß im Feldspat bildet er gern langgestreckte Säulchen, welche

unter einander genau parallel angeordnet sind und der Spaltbarkeit nach 010 und 001 folgen.

Allgemein im Dünnschliff verteilt, aber nicht gerade häufig ist Titanit. Neben den starken und unregelmäßigen Rissen, welche ihn durchziehen, macht sich nur selten eine unvollkommene Spaltbarkeit nach 110 geltend. Die kleineren Körner sind stark gerundet, die größeren zeigen Andeutung der Kombination $(\bar{1}23)$ mit untergeordnetem (001) und $(\bar{1}01)$. Ihre Dimensionen erreichen in Längsschnitten ihr Maximum mit 1·4 *mm*.

Granat und Erze fehlen.

6. Zoisitfels.

Dieser Typus stellt makroskopisch ein dichtes, grauweißes Gestein vor, das nur hie und da honigbraune, bis 3 *mm* große Titanitkristalle erkennen läßt. Die Handstücke weisen zahlreiche Hohlräume von verschiedener Gestalt und Größe auf, welche mit winzigen, bis stecknadelkopfgroßen Prehnitkristallen ausgekleidet sind. Die Oberfläche des Gesteines ist allenthalben mit Eisenhydroxyd überzogen. Lokale Anhäufungen werden von derbem Quarz und grobkörnigem, farblosem Kalzit gebildet.

Unter dem Mikroskop tritt als Hauptgemengteil Klinozoisit in rundlich-eckigen Körnern hervor, während Prehnit und Chlorit eine untergeordnete Rolle spielen. Akzessorisch ist Titanit.

Indem die Klinozoisitkörner geradlinig aneinanderstoßen oder mit rundlichen Formen einander berühren, kommt eine mehr oder weniger typische Pflasterstruktur zustande. Die Zwickel, welche sie frei lassen, nehmen Prehnitaggregate ein.

Der Klinozoisit ist farblos, zwischen gekreuzten Nicols zeigt er unregelmäßig fleckige Interferenzfarben; jedoch läßt sich öfter ein geradlinig begrenzter Kern unterscheiden, der eine geringere Doppelbrechung als die Hülle aufweist. Die Differenz der Auslöschung beträgt im Maximum 1° 36′. Zwillinge nach 100 sind selten zu beobachten. Auf Schnitten parallel 010 bilden die vollkommenen Spaltrisse nach 001 mit den weniger vollkommenen nach 100 einen Winkel, der im Maximum mit 64° 30′ bestimmt wurde. Bei konoskopischer Betrachtung erweist sich das Mineral als optisch positiv. Der Achsenwinkel um die erste Mittellinie ist sehr groß. Die geneigte Dispersion der Achsen tritt deutlich hervor, und zwar ist um die spitze Bisektrix $\upsilon > \rho$. Infolge starker Dispersion der Mittellinien kommt es bei orthoskopischer Betrachtung zu keiner vollständigen Auslöschung.

Der Prehnit ist farblos und fällt gegenüber dem Klinozoisit durch seine niedere Lichtbrechung und sein trübes Aussehen auf. Bei gekreuzten Nicols zeigt er schön die für ihn charakteristische parkettartige Auslöschung. Das stehende Kreuz beim Drehen des Objekttisches verrät oft einen radiären Bau der Aggregate.

Der Chlorit bildet schuppige und nach 001 tafelige Individuen und ist nach seinen optischen Eigenschaften als Klinochlor zu bezeichnen. Die Interferenzfarben sind für diesen Chlorit hoch. Der

scheinbare Achsenwinkel um die erste positive Mittellinie wurde nach der Mallardschen Methode mit 69° bestimmt.

Relativ bedeutende Dimensionen, vermöge welcher er auch makroskopisch sichtbar wird, erreicht der Titanit, der hie und da auch kristallographische Begrenzung aufweist und die Kombination ($\bar{1}23$), (001), ($\bar{1}01$) andeutet. Stark korrodiert und von breiten und unregelmäßigen Rissen durchzogen, läßt er nirgends eine Spaltbarkeit wahrnehmen. Die Absorption ist bedeutend, der Pleochroismus weingelb zu bräunlichgelb.

Durch Zurücktreten des Klinozoisits geht dieser Typus über in

7. Prehnitfels,

der makroskopisch ein graugrünes, feinfaseriges Aussehen hat und nur durch einen geringen Klinozoisitgehalt seine Verwandtschaft mit dem Zoisitfels bezeugt. Das Handstück enthält auch Quarz in größeren Körnern, die Dimensionen bis 2 *mm* erreichen und schlanke Säulchen von Hornblende, welche mit der im Amphibolhornfels den Pleochroismus gemeinsam hat, aber eine geringere Absorption zeigt. Da sie bei ihren geringen Dimensionen von dem darüber- oder darunterliegenden Prehnit beeinflußt wird, war eine Bestimmung der Auslöschungsschiefe undurchführbar.

Die Hornfelsstruktur drückt sich hier in einem eigentümlichen Verhalten der Prehnitkörner aus, die bald mit scharfen Zacken, bald mit gerundeten Lappen ineinandergreifen. Wo sie an die gerundeten Quarz- oder Klinozoisitkörner stoßen, nehmen sie deren Konturen an. Dies ist wohl ihrer geringen Kristallisationskraft zuzuschreiben, vermöge der sie auch im Zoisitfels wie ein Kitt zwischen den Körnern des Hauptbestandteiles dieses Kontaktgesteines liegen. Im Quarz bildet dieses Mineral Einschlüsse in der Form äußerst dünner Fasern, radiär gebauter Fächer und Kugeln.

Um die Kombination der Prehnitkristalle, welche in den Hohlräumen der beiden letztgenannten Typen auftreten und mit Limonit dicht überzogen sind, auflösen zu können, feilte ich von den Drusen Kristallteilchen auf einen Objektträger und schloß sie mit Kanadabalsam ein. Die Formen, welche ich auf diese Weise erhielt, ließen sich mit Hilfe der Spaltbarkeit nach 110, die weniger vollkommen als die nach 001 ist, und der Untersuchung im konvergenten Lichte leicht orientieren. Sie entsprechen einem nach der *b*-Achse gestreckten und nach 001 tafeligen Habitus der Kristalle. 100 ist immer mit geringer, 010 selten und dann mit großer Zentraldistanz vorhanden. Stets begrenzt das Grundprisma (110) wie ein Dach die säulenförmigen Kristalle, was auch schon mit der Lupe an dem Handstück zu sehen ist.

8. Skapolithfels.

Das vorliegende Handstück ist von weißer Farbe und besteht der Hauptsache nach aus einem feinkörnigen Feldspat und einem stengeligen Skapolith, der überall seine Spaltflächen erglänzen läßt und Dimensionen erreicht, die im Maximum mit 1·7 *cm* gemessen

wurden. Braunrote Nester werden vom Granat, dunkelgrüne vom Augit gebildet. Außerdem enthüllt das Mikroskop noch Magnetit und Titanit. Beide sind einschlußfrei und bildet der Magnetit außer einzelnen unregelmäßigen Körnern auch Oktaeder, der Titanit meist Kristalle, an denen die Form $(\bar{1}23)$ vorwaltet, während die Basis und das aufrechte Prisma zurücktreten. Er ist trübe wegen der vielen Sprünge, die ihn durchsetzen und etwas pleochroitisch. Im Augit tritt er als Einschluß oft so massenhaft auf, daß dieses Mineral von ihm wie durchspickt erscheint.

Die Struktur ist als typische Hornfelsstruktur zu bezeichnen. Die Minerale, welche das Gestein zusammensetzen, greifen mit den verschiedensten Konturen ineinander, wovon außer den beiden erwähnten Fällen der Skapolith in der Richtung der Spaltbarkeit eine Ausnahme macht.

Der Feldspat ist meist wasserhell, doch fallen im Dünnschliffe Stellen auf, wo er in ein erdiges Verwitterungsprodukt übergeht, aus dem kleine, stark lichtbrechende Körnchen sich hervorheben, die unter gekreuzten Nicols mittels der hohen und fleckigen Interferenzfarben unschwer als Epidot sich bestimmen lassen. Makroskopisch erscheinen diese verwitterten Stellen als kleine braune Flecke, die regelmäßig in dem Gestein verteilt sind.

Allgemein polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt, zu dem auch häufig das Periklingesetz, seltener das Karlsbader Gesetz hinzutritt, ist dieser Feldspat als basischer Plagioklas, und zwar nach folgenden Beobachtungen als reiner Bytownit zu bezeichnen: Die Auslöschung der Schnitte $\perp c$ mit den Spaltrissen nach der Basis beträgt 42°, in denen $\perp a$ mit der Zwillingstrasse 56°. Die symmetrische Auslöschung in Schnitten $\perp$ 010 wurde im Maximum mit 44° bestimmt.

Der stets frische Skapolith zeigt eine vollkommene Spaltbarkeit nach 100 (Schnitte nicht ganz parallel der Basis löschen in der Richtung der Spaltrisse aus). Längsschnitte lassen eine Absonderung nach der Basis erkennen. Als Einschlüsse sind erwähnenswert winzige Stäbchen eines dunkelgefärbten Minerals, welche parallel der c-Achse orientiert sind. Außerdem zeigen Körner größerer Dicke unter dem Mikroskop eine feine Trübung, die in Schnitten normal zur c-Achse sich gleich bleibt, in solchen parallel der c-Achse aber bedeutend an Intensität abnimmt, wenn das Licht parallel ε hindurchschwingt. Es handelt sich hier wahrscheinlich um einen Einschluß submikroskopischer Individuen, die, wenn das Licht parallel ω hindurchgeht, deshalb dunkel erscheinen, weil sie dann gewissermassen in einem Medium von höherer Lichtbrechung liegen. Die Erscheinung entspricht ungefähr jener, die der Skapolith im Dünnschliff unter dem Mikroskop bietet. Es zeigt sich dann eine beträchtliche Differenz im Relief, je nachdem das Licht als ordentlicher oder außerordentlicher Strahl durchläuft, so daß man ganz gut auf diese Weise die Schnitte orientieren kann. J. L. C. Schroeder van der Kolk, welcher die gleiche Erscheinung am Kalzit beobachtete, nimmt submikroskopische Einschlüsse an, deren Brechungsexponent $= \varepsilon$ des Kalzits ist[1]).

[1]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie I, 2., pag. 99.

Um das Mineral in die Skapolithgruppe einreihen zu können, nahm ich an zwei Schliffen eine Bestimmung der Doppelbrechung mit dem Babinetschen Kompensator vor, bei welchem δ, die Verschiebung von einem Streifen zum nächsten, bei *Na*-Licht 2·79860 *mm* (als Mittel von 30 Ablesungen mit den Grenzwerten 2·79872 und 2·79851) beträgt. In der Formel

$$\omega - \varepsilon = \frac{l}{\delta} \cdot \frac{l}{d}$$

ist l, die Wellenlänge des Natriumlichtes, 0·000589 *mm*.

Durch Messung bestimmte ich im *Na*-Licht immer als Mittel von 20 Ablesungen

am ersten Schliff:

l die Verschiebung des Kompensationsstreifens bei eingeschaltetem Mineral mit 8·980 *mm* (Grenzwerte 9·002, 8·921),

d die Dicke des Schliffes an der betreffenden Stelle mit 0·061180 *mm* (Grenzwerte 0·058614, 0·066332),

daraus $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}03080$;

am zweiten Schliff:

l mit 7·865 *mm* (Grenzwerte 7·794, 7·888),

d mit 0·055384 *mm* (Grenzwerte 0·048213, 0·059371),

daraus $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}02982$.

0·0303, das Mittel aus den beiden gefundenen Werten, steht genau zwischen der Doppelbrechung des Marialiths (0·013) und der des Meionits (0·036) und entspricht demnach ungefähr einer Zusammensetzung $Ma_1 Me_1$. Der Doppelbrechung nach zeigt dieser Skapolith die nächste Verwandtschaft mit dem Glaukolith vom Baikalsee (nach Lacroix 0·030). Die theoretische Analyse von $Ma_1 Me_1$ und die vom Glaukolith vom Baikalsee seien hier zum Vergleiche angeführt [1]).

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CuO	Na_2O	K_2O	H_2O	Summe	Inkl.
Theor. $Ma_1 Me_1$	51·90	26·47	—	—	12·90	7·15	—	—	100·46	2·04 *Cl*
Glaukolith vom Baikalsee	50·49	28·12	0·40 [2])	3·73	11·31	3·10	1·00	1·79	99·49	0·60 *MnO*

Was die übrigen Bestandteile des Skapolithfelses betrifft, so zeigt der Granat von dem bisher beobachteten und von Kretschmer

[1]) Hintzes Handbuch der Mineralogie, Bd. II, Abt. 2, Analysentabellen, pag. 1575—1580.

[2]) *FeO*.

als Hessonit bezeichneten keine Verschiedenheiten. Am Augit macht sich meist an der Peripherie der Körner eine Uralitisierung geltend, indem er in Hornblendefasern übergeht, die gleichzeitig auslöschen und deren nicht bedeutende Absorption und Pleochroismus dem Schema folgen:

$$c = b > a$$

blaugrün grasgrün grünlichgelb.

Unter dem Reigersdorfer Gesteinsmaterial befand sich auch eine aus der obersten Bruchetage stammende unscheinbare Druse. Ihre Kristalle haben derben Quarz als Unterlage, sind stark zerfressen und von Eisenhydroxyd gelbbraun gefärbt. Sie gehören hauptsächlich einem Feldspat an, der von weißer Farbe, nußförmiger Ausbildung und nirgends größer als eine Erbse ist und dessen rauhe Flächen nur hie und da eine Kristallform ahnen und Winkel durch Aufkleben von Glassplittern mit dem Reflexionsgoniometer messen lassen. Die sicheren Resultate der wenigen Messungen, die möglich waren, enthält folgende Tabelle:

	Nach v. Kokscharows Achsenverhältnis $a:b:c = 0{\cdot}6586:1:0{\cdot}5558$.	
	gemessen	gerechnet
$y:P = 201:001$ mit .	82° 6′	80° 17′
—	79° 54′	—
—	79° 36′	—
$x:P = \bar{1}01:001$	48° 48′	50° 16′
$l:M = 1\bar{1}0:010$	60° 54′	59° 24′
—	61° 12′	—

Die Spaltblättchen, welche sich infolge der vollkommenen Spaltbarkeit nach der Basis und dem Klinopinakoid abheben lassen, zeigen bei der optischen Prüfung die für Orthoklas charakteristischen Eigenschaften. Stets ist eine perthitische Verwachsung mit einem stark getrübten Plagioklas zu beobachten, dessen feine, geradlinige Lamellen mit den Spaltrissen nach der Basis auf Spaltblättchen parallel der Symmetrieebene einen Winkel von zirka 73° bilden. Dieselben erweitern sich nur selten zu feinen Spindeln, während Spindel größerer Dicke im Schliff ganz unregelmäßig zerstreut sind. Kieselfluorpräparate von diesem Mineral lassen neben Kristallen von Kieselfluorkalium nur wenig solche von Kieselfluorkalzium und Kieselfluornatrium erkennen. Das spezifische Gewicht mit dem Pyknometer bestimmt beträgt als Mittel von drei Bestimmungen 2·559 (Grenzwerte 2·560, 2·559). Nachdem das spezifische Gewicht des Orthoklas in der Tschermakschen Tabelle[1]) 2·54—2·57 ist, das der Plagioklase von 2·58—2·76 reicht, kann es sich nur um eine Verwachsung mit einem sehr sauren Plagioklas handeln. Sonst ist der Orthoklas einschlußfrei.

[1]) Tschermaks Mineralogisch-petrographische Mitteilungen, Bd. XVII, (1897), pag. 485.

Neben mehreren unscheinbaren kleinen Augitindividuen beteiligen sich an der Zusammensetzung der Druse noch zwei größere Augite, von denen der eine mit der Fläche 010 auf der Druse liegt, während der andere mit der c-Achse normal auf der Drusenwand steht. Der größere von ihnen hat eine Länge von 33 *mm* und eine Breite von 12 *mm*. Wie der Orthoklas sind auch sie stark zerfressen und außerdem dicht mit Feldspat besetzt. Durch Messung mit dem Anlegegoniometer ließen sich folgende Flächen erkennen: 010, $0\bar{1}0$, 110, $1\bar{1}0$. Ob es sich um eine rückwärts oder vorn gelegene Fläche handle, ergab die Orientierung mittels der ersten Bisektrix, welche bei Augiten stets nach vorn geneigt ist. Brauneisenwürfelchen mit einer Seitenlänge von 0·5 *mm* im Durchschnitt, welche sich auf den Augiten in geringer Zahl aufgestreut vorfinden, konnten an der Riefung parallel der Würfelkante mit dem Opakilluminator als Pseudomorphosen nach Pyrit erkannt werden. Diese beiden großen Augite zeigen eine feine Streifung, die sich unter dem Mikroskop als Zwillingslamellierung enthüllt. Auf Schnitten parallel der Symmetrieebene bilden die Zwillingslamellen mit den Spaltrissen nach 110 einen Winkel von zirka 74°. Daß es sich um die Basis handle, bei welcher dieser Winkel 74° 10′ beträgt, und nicht um die Fläche $\bar{1}01$, deren Trasse sich auf 010 mit der prismatischen Spaltbarkeit unter einem Winkel von 74° 30′ schneidet, ergab wiederum die Orientierung mit der Achse kleinster Elastizität. Die Auslöschung $c:c$ wurde mit 44° 30′ gemessen. Die Farbe des Minerals ist dunkelgrasgrün, im Schliff hellgrün. Die Absorption läßt sich nur in sehr dicken Schliffen, wie auch die Dispersion $\rho > \upsilon$ um c, erkennen und ist $c = a > b$. Als Einschlüsse finden sich Feldspat und massenhaft Titanit in rhombischen Querschnitten mit den Formen $(\bar{1}23)$ und (001). Am Rande macht sich stellenweise eine Uralitisierung bemerkbar.

Um den Achsenwinkel messen zu können, stellte ich einen Schliff normal c her. Zur Orientierung hatte ich dabei die Zwillingslamellierung, zum Messen die Prismenkante gegeben. Wegen der beträchtlichen Größe des Achsenwinkels wurde die Bestimmung im Mandelöl vorgenommen. Als Mittel von 20 Ablesungen erhielt ich für *Na*-Licht $2Ha = 79° 5'$ (Grenzwerte 79° 27′, 78° 26′), für *Li*-Licht $2Ha = 79° 30'$ (Grenzwerte 80° 26′, 79° 2′). Da ein Schliff normal a wegen seiner Kleinheit die Messung des stumpfen Winkels der optischen Achsen nicht gestattete, mußte ich darauf verzichten, auf die bequeme Art, den wahren Achsenwinkel aus den beiden scheinbaren zu berechnen, zum Ziele zu gelangen und an die Bestimmung des Brechungsexponenten β gehen. Ich erzeugte an den beiden Schliffen mit Hilfe des Parallelschleifers von Fueß eine ebene Fläche, welche ich dann mit Rouge polierte. Infolge der ausgezeichneten Spaltbarkeit und der Zwillingslamellierung erwiesen sich jedoch die Schliffe so bröckelig, daß nur eine sehr unvollkommene Politur möglich war und ich in dem neuen Kristallrefraktometer von Fueß nur bei der Bestimmung von α eine markante Linie erhielt. Dasselbe war zufällig auch bei einem Schliffe parallel der Symmetrieebene der Fall. Die Ablesungen differierten im ersten Fall um 5′ (entsprechend 0·0014), im zweiten um 5′ (ent-

sprechend 0·0009), beide Werte von α um 2′ (entsprechend 0·0004), bei der Bestimmung des Brechungsquotienten des Mandelöls um 2′. Nachdem ich so einen verläßlichen Wert für den Brechungsquotienten α erhalten, gab es nur noch den einen Weg, den wahren Achsenwinkel zu erhalten, nämlich β mit Hilfe der Doppelbrechung zu bestimmen. Nach der oben angegebenen Formel, in welcher $\frac{l}{\delta}$ als Konstante für den angewandten Kompensator 0·000210 beträgt, bestimmte ich immer als Mittel von 20 Ablesungen an dem Schliffe parallel 010:

l mit 3·400 *mm* (Grenzwerte 3·450, 3·325),
d „ 0·028980 „ („ 0·03912, 0·027048),

daraus $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0246320$;

an dem Schliffe normal a:

l mit 1·300 *mm* (Grenzwerte 1·270, 1·320),
d „ 0·014812 „ („ 0·011270, 0·17710),

daraus $\gamma - \beta = 0{\cdot}0184170$.

Die Brechungsexponenten sind demnach:

α mit Hilfe des Refraktometers bestimmt .	. = 1·6926
γ aus der Differenz $\gamma - \alpha$	= 1·7172
β aus der Differenz $\gamma - \alpha$	= 1·6988
n (Brechungsexponenten des Öls) mit Hilfe des Refraktometers	= 1·4712

$\gamma - \alpha = 0{\cdot}0246$, $\gamma - \beta = 0{\cdot}0184$, $\beta - \alpha = 0{\cdot}0062$.

Der wahre spitze Achsenwinkel beträgt, nach der Formel

$$sin\ Va = \frac{n}{\beta}\ sin\ Ha$$

berechnet, für *Na*-Licht 58° 15′, für *Li*-Licht 58° 23′, nach der Formel

$$cos\ Va = \frac{\alpha}{\beta}\sqrt{\frac{\gamma^2 - \beta^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}$$

für *Na*-Licht 59° 36′.

In bezug auf die Lichtbrechung und den Achsenwinkel zeigt dieser Pyroxen große Annäherung an die Diopside, doch ist die Doppelbrechung etwas geringer und deutet auf mehr R_2O_3-haltige Glieder der Augitreihe.

Folgende Tabelle gibt einen Vergleich mit zwei Diopsiden, bei dem nur ein größerer Unterschied in der Doppelbrechung auffällt:

	Gelbgrüner Diopsid, Nordmarken-Typus IV nach Wülfing	Schwarzer Diopsid, Nordmarken-Typus I nach Wülfing	Diopsidischer Augit von Reigersdorf
α *Na*	1·6734′	1·6986′	1·6926′
β *Na* .	1·6804′	1·7057′	1·6988′
γ *Na*	1·7029′	1·7271′	1·7172′
$c - c$ . .	— 39° 35′	— 44° 42′	— 44° 30
2 *V* gelb .	58° 57′	60° 28′	58° 15′ (59° 36′)
2 *V* rot	59° 12′	60° 37′	58° 23′
$\gamma - \alpha$ . .	0·0295′	0·0285′	0·0246

III. Schluß.

Die linsenförmige Lagerstätte des Kalksilikatfelses, die wiederholt auftretende parallele Anordnung der Gemengteile, welche auf ursprüngliche Schichtung schließen läßt, die an den äußersten Partien vorkommenden Reste von kristallinem Kalk und der im ganzen Gestein verteilte Gehalt an Kalzit lassen erkennen, daß das ursprüngliche Gestein ein Sediment gewesen ist, und zwar war es nach den Bestandteilen, die bei mikroskopischer Betrachtung sich unzweifelhaft als Kontaktprodukte zu erkennen geben, ein eisenhältiger, dolomitischer Mergel. Gegen die Tiefe hin, wo das sonst äußerst feinkörnige Gestein öfter grobkörnige Struktur annimmt, äußert sich der Einfluß des granitischen Magmas in einer Verdrängung des Karbonats durch Quarz und Feldspat.

Durch ihre Beteiligung an der Hornfels- und Pflasterstruktur erweisen sich folgende Minerale als Produkte der Kontaktmetamorphose: Quarz, Kalzit, Augit, Hornblende, Skapolith, Feldspat, Granat, Zoisit, Epidot, Klinozoisit, Prehnit. Die Feldspäte sind: Orthoklas, Mikroklin, saurer bis basischer Oligoklas und Bytownit. Die drusenbildenden Perthitkristalle lassen sich wohl am besten durch einen *Na*-Gehalt des Orthoklases deuten, indem man annimmt, daß die in den Hohlräumen frei ausgebildeten homogenen Kristalle unter Einwirkung zirkulierender Lösungen oder beginnender Verwitterung eine Entmischung erfuhren. Diese Erklärung entspricht auch den Vorstellungen, wie sie Becke[1]) und Suess[2]) für Mikroperthite in den kristallinen Schiefern gegeben haben, nur daß hier der Zerfall des Kalifeldspates nicht durch den Gebirgsdruck unterstützt wird und deshalb sich nur in den Hohlräumen findet.

Neben diesen Gemengteilen kommen auch solche vor, von denen sich nicht entscheiden läßt, ob sie dem ursprünglichen Bestande angehörten oder Kontaktprodukte sind, da bei ihren geringen Dimensionen und ihrer starken Kristallisationskraft das Vorkommen von Kristallen und das Fehlen von Einschlüssen auch im letzteren Falle leicht zu erklären ist. Es sind dies: Pyrit, Zirkon, Anatas, Ilmenit, Magnetit.

Der Titanit ist nachweisbar größtenteils als eine Pseudomorphose nach Ilmenit aufzufassen. Dort, wo er in kleineren, von starken Rissen durchsetzten Körnern auftritt, die oft in großer Anzahl durch eine gemeinsame Auslöschung sich als Fragmente eines ursprünglich einheitlichen Individuums zu erkennen geben, oder wo er in wohlausgebildeten, einschlußfreien Kristallen in anderen Mineralen, namentlich Augit und Hornblende, Einschlüsse bildet, ist anzunehmen, daß er zum ursprünglichen Bestand gehörte.

Von den Charakteren dieser Gemengteile beobachtete ich zum erstenmal bei Skapolith eine orientierte Absorption. Bei der Be-

[1]) F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschrift d. kais. Akad. d. Wissenschaften, math.-naturw. Kl., Bd. LXXV, 1903, pag 5.

[2]) F. E. Suess, Über Perthitfeldspäte aus kristallinen Schiefergesteinen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. LIV, Heft 3 und 4.

trachtung derselben drängte sich mir die oben erwähnte Erklärung auf, wie sie auch schon Schroeder van der Kolk für Kalzit gegeben hat.

Teils durch Mißverständnisse während des Briefwechsels mit Herrn Bergingenieur Kretschmer, teils auch durch den Umstand, daß seine Abhandlung bereits erschienen war, bevor ich meine Untersuchungen abgeschlossen hatte und seine makroskopischen Beobachtungen richtigstellen hätte können, enthalten beide Schriften einige Widersprüche: Als Einschlüsse im Kalzit wies ich Anataskriställchen nur in den Kalksilikatknollen, nicht aber im Augithornfels nach, in den Handstücken mit der Etikette Wollastonitfels fand ich nirgends Wollastonit, dafür aber Prehnit, den Kretschmer nirgends erwähnt und wohl mit Wollastonit verwechselt haben dürfte. Schließlich ist zu erwähnen, daß ich keinen Anhaltspunkt dafür gewinnen konnte, Klinozoisit und Skapolith für Verwitterungsprodukte von Feldspat zu halten. Denn einerseits ist vom Feldspat im Klinozoisitfels auch nicht der kleinste Rest vorhanden, anderseits ist er gerade im Skapolithfels von solch ausgezeichneter Frische, daß von einem Übergang in Skapolith nirgends auch nur eine Andeutung vorliegt. Daß diese beiden Typen nur zutage der Kalksilikatlinse auftreten, möchte ich vielmehr einer teilweisen zonenförmigen Anordnung der Gemengteile, wie sie ja oft solche Kontaktgesteine zeigen, zuschreiben. Salomon[1]) kommt durch Vergleich der einzelnen Vorkommen von Skapolith in kontaktmetamorph veränderten Kalkgesteinen zu dem Schlusse, daß infolge der verschiedenen Stärke der metamorphosierenden Kraft dieses Mineral bald in der inneren Kontaktzone vorkommt, wie in den Pyrenäen und in Toskana, bald in der äußeren, wie in der Adamellogruppe. Daß es sich auch hier, wo der Skapolith ebenfalls in der äußeren Kontaktzone auftritt, um eine hochgradige Kontaktmetamorphose handelt, dafür spricht die Struktur der einzelnen Typen und der Umstand, daß das ganze Gestein durch sie umgewandelt wurde.

Der Abhandlung Salomons entnehme ich noch folgende zwei Stellen:

„Will man den Namen ‚Dipyr' noch ferner beibehalten, so kann man das nur tun, indem man ihn auf Glieder der Wernerit- und Mizzonitreihe von bestimmtem Habitus beschränkt, indem man nämlich als Dipyr diejenigen Wernerite und Mizzonite bezeichnet, die dünne, selten terminal begrenzte und meist undurchsichtige Prismen in Kalksteinen, Mergeln und Schiefern bilden."

„Wir finden also den Dipyr, wo man seinen Ursprung kennt, immer als Kontaktmineral, gebildet in kalkreichen Sedimentschichten durch die von den verschiedenartigsten plutonischen Gesteinen ausgehende Kontaktmetamorphose."

Daraus geht hervor, daß das vorliegende Mineral ebenfalls als Dipyr bezeichnet werden kann, was für ein Kontaktprodukt mit großer Wahrscheinlichkeit spricht.

Prag, Mineralogisch-petrographisches Institut, im Juli 1909.

[1]) Wilhelm Salomon, Über die Kontaktmineralien der Adamellogruppe. Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd. XVII (1897), pag. 435.

Nach Abschluß dieser Arbeit überzeugte mich eine Abhandlung Erdmannsdörffers über den Eckergneis im Harz[1]), daß ich mit Recht eine durch idiomorphe Ausbildung einzelner Gemengteile bedingte Abweichung von der normalen Hornfelsstruktur gegenüber der bisherigen Annahme eines Altersunterschiedes durch die verschieden starke Kristallisationskraft der Minerale erklärte. Ich bezog mich dabei auf Becke's kristalloblastische Reihe und konnte auch finden, daß der Prehnit gegen den Schluß einer solchen Reihe zu stellen wäre. Erdmannsdörffer kam durch eingehendere Untersuchung zu dem Ergebnis, daß kristalloblastische Reihen der Kontaktgesteine im großen und ganzen mit denen der kristallinischen Schiefer, wie sie Becke und Grubenmann aufstellten, übereinstimmen, daß sich aber doch auch einige Unterschiede finden lassen, die dem Drucke zuzuschreiben sind, unter welchen sich die kristallinischen Schiefer gebildet haben. Die kristalloblastische Reihe Erdmannsdörffers für Kalksilikathornfelse lautet:

Eisenerze, Titanit
Granat
Epidot, Zoisit
Pyroxen, Hornblende
Plagioklas,
Kalifeldspat (Muskovit)
Prehnit
Kalzit

die Grubenmanns für Katakalksilikatfelse:

Titanit, Rutil, Granat
Augit
Skapolith
Vesuvian
Plagioklas, Quarz.

Bei nochmaliger Durchsicht der Schliffe, die mir das Mineralogisch-petrographische Institut der deutschen Universität Prag zu meiner Arbeit zur Verfügung gestellt hatte, fand ich nirgends einen Widerspruch mit diesen Reihen. Da Grubenmann in der kristalloblastischen Reihe der entsprechenden kristallinen Schiefer außer den von Erdmannsdörffer genannten Gemengteilen auch den Skapolith anführt, hielt ich es für notwendig, dieses in kontaktmetamorph veränderten Kalken so häufige Mineral noch daraufhin zu untersuchen. Gegenüber dem Plagioklas, mit welchem er vorkommt, zeigt er sich sicher kristallisationskräftiger, indem er fast ausnahmslos, auch wo er in größeren Individuen vorkommt, eine stengelige Ausbildung aufweist und auch öfter eine geradlinige Begrenzung zwischen ihm und dem Feldspat seinen Spaltrissen parallel verläuft. Leider machte der Augit eine Untersuchung seines Verhaltens unmöglich, da er nur selten und dann in Nestern vorkommt und meist mit einem Uralitrande versehen ist.

Tetschen-Liebwerd, im Dezember 1909.

[1]) Der Eckergneis im Harz. Jahrbuch d. kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt 1909, Bd. XXX, Teil I, Heft 2.

Tafel VI.

Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg.

Erklärung zu Tafel VI.

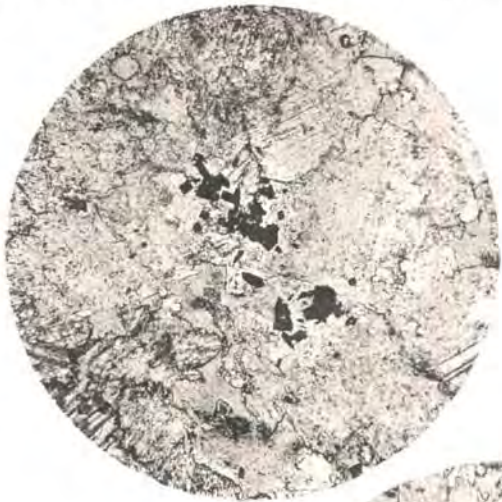
Fig. 1. Anhäufung von Anataskriställchen aus der Kalksilikatknolle. Vergrößerung 1:55.

Fig. 2. Amphibolhornfels mit Siebstruktur. Vergrößerung 1:16.

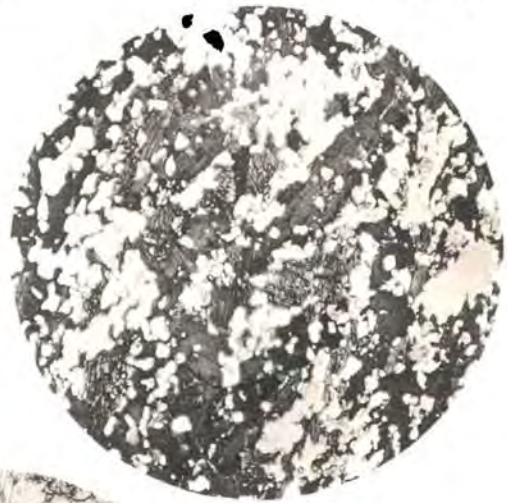
Fig. 3. Granataugithornfels mit idiomorphem Granat. Vergrößerung 1:34.

Fig. 4. Perthit von der Perthitdruse mit Albitlamellen in der Fläche $(\bar{8}01)$. Schnitt $\perp$ c. Vergrößerung 1:55.

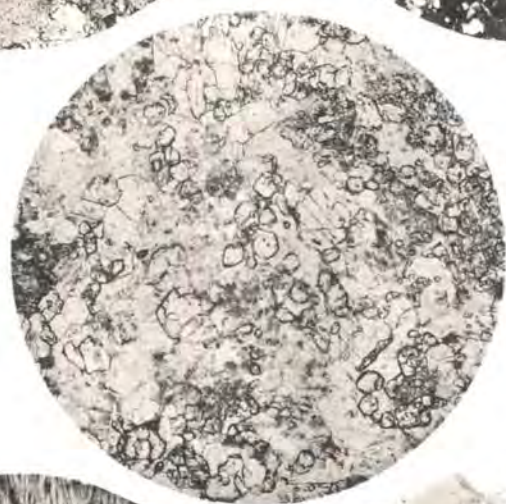
Fig. 5. Augit parallel (100) mit schmalen Zwillingslamellen nach (001) von der Perthitdruse. Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 1:32.



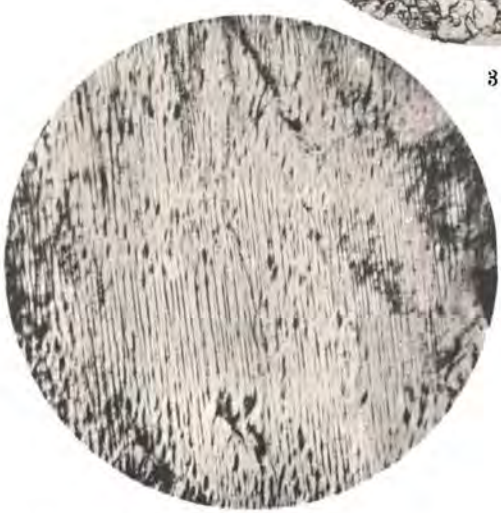
1



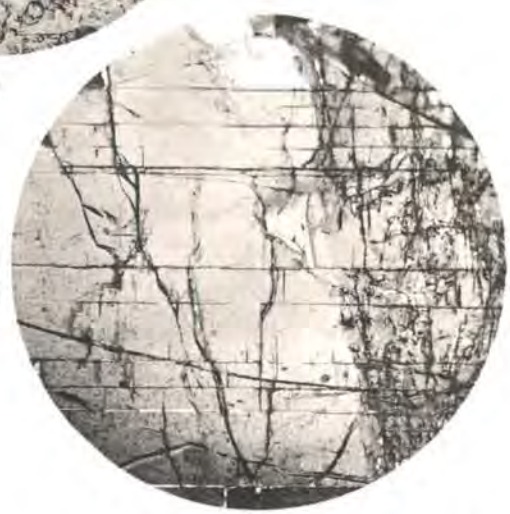
2



3



4



5

Dr. Gareiss phot. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens [1].

Von Walery Ritter v. Łoziński.

Mit zwei Tafeln (Nr. VII—VIII) und vier Zinkotypien im Text.

III. Die Lößverbreitung in der westlichen Umrandung des nordgalizischen Tieflandes.

Das lößfreie nordgalizische Tiefland ist im Süden durch eine breite, zusammenhängende Lößzone vom Karpathengebiete getrennt. Die äolische Lößakkumulation schmiegte sich dem jeweilig präexistierenden Bodenrelief am genauesten an. Knapp vor dem Karpathenrande wurde der Lößstaub auf ebenem Boden abgelagert und entstand das subkarpathische Lößplateau, welches als ein schmaler, langgezogener Streifen den westgalizischen Karpathenrand vom Santale an westwärts bis zum Dunajectale begleitet und den Übergang vom nordgalizischen Tieflande in das orographisch hervortretende Karpathengebiet vermittelt.

Dieses subkarpathische Lößplateau hat eine fast tischebene Oberfläche, die von Hohlwegen und Erosionsfurchen zerrissen ist. In der Gestalt der Erosionsfurchen kehren dieselben zwei Typen wieder, die ich im Sandomierz-Opatower Lößplateau erkennen konnte [2], indem neben typischen, steilwandigen Lößschluchten flache, muldenartige Bacheinschnitte vorkommen. Von letzteren möchte ich auch hier annehmen, daß sie prädiluvialen Erosionsfurchen entsprechen, die vom Löß ausgekleidet, aber nicht gänzlich zugeschüttet wurden.

Eine Abwechslung der ebenen Oberfläche sind kleine, vereinzelte Vertiefungen, wie sie zum Beispiel auf der Oberfläche des Lößplateaus links vom San zwischen Przemysl und Jaroslau weit voneinander verstreut vorkommen. Diese Vertiefungen der Oberfläche sind so flach, daß sie nach vollkommener Austrocknung kaum merklich werden. Manchmal aber sind sie mit einer hydrophilen Vegetation bewachsen und heben sich dadurch von den umgebenden Ackerfeldern ab. Während sonst auf der Oberfläche des Plateaus das Regenwasser rasch in den permeablen Lößboden versickert, sammelt es sich in solchen Vertiefungen zu seichten Lachen und stagniert einige Zeit.

[1] Teil I—II in diesem Jahrbuch, Bd. LVII, 1907, pag. 875 ff.

[2] v. Łoziński, Das Sandomierz-Opatower Lößplateau. Globus, Bd. XCVI, 1909, pag. 333.

Offenbar ist an solchen Stellen die Porosität des Lösses und seine Durchlässigkeit viel geringer.

Die Entstehung der vorgenannten Vertiefungen auf der Oberfläche des subkarpathischen Lößplateaus ist folgenderweise zu erklären. Auf der älteren Unterlage, auf welcher der äolische Löß angehäuft wurde, waren stellenweise Bedingungen einer lokalen Versumpfung und Bildung von Wassertümpeln vorhanden. Während sonst der windgetragene Staub auf trockenem Wege als äolische, poröse Ablagerung aufgeschüttet wurde, gelangte er auf versumpften Stellen unter Mitwirkung des Wassers als dichter, kompakter Schlamm zur Ablagerung, wie es Tietze für ganz ähnliche versumpfte Stellen auf der Oberfläche des Lößplateaus bei Grodek vorauszusetzen geneigt war[1]). Infolgedessen nahm die Mächtigkeit der Staubanhäufung auf versumpften Stellen in geringerem Maße zu als ringsum auf trockenem Boden, so daß die flachen Vertiefungen auch bei allmählich wachsender Lößakkumulation erhalten blieben. Überdies war das in solchen Vertiefungen abgelagerte Staubmaterial dichter und weniger durchlässig, als der auf trockenem Wege angehäufte Lößstaub, was die persistente Versumpfung der Vertiefungen zur Folge hatte. So konnten die ursprünglich versumpften Stellen während der wachsenden Lößakkumulation fortbestehen und kommen auf der gegenwärtigen Oberfläche des subkarpathischen Lößplateaus als kleine, flache Vertiefungen zum Ausdrucke. In manchen Fällen aber konnten derartige Vertiefungen bei der wachsenden Mächtigkeit der Lößakkumulation allmählich eingeebnet und gänzlich verwischt werden. Als Andeutung solcher feuchten Stellen möchte ich die von Tietze[2]) beschriebenen pfeiler- oder kegelförmigen Partien im Löß auffassen, welche sich durch einen reichlichen Gehalt an Schneckenschalen auszeichnen.

Nach dem Gesagten war die Entstehung der genannten Einsenkungen von der lokalen Versumpfung der Lößunterlage abhängig. Diese Bedingung war auf dem ebenen, zumeist undurchlässigen Boden am Karpathenrande erfüllt. Wo dagegen — wie in Podolien — die Lößunterlage entweder wasserdurchlässig (miocäner Lithothamnienkalk), oder zwar undurchlässig aber dabei auch uneben ist (Kreidemergel), finden wir auf der Lößoberfläche keine Andeutung von derartigen versumpften Vertiefungen.

Auf der Oberfläche des Sandomierz-Opatower Lößplateaus konnte ich ebenfalls solche Stellen beobachten, wo das atmosphärische Wasser längere Zeit stagniert. In diesem Falle aber zeigt die Beschaffenheit des Lösses eine so seltene Gleichartigkeit, daß ich den obigen Erklärungsversuch nicht anwenden kann. Ich würde eher annehmen, daß während der Schneeschmelze im Frühjahr, wo der Lößboden noch zugefroren und undurchlässig ist, die Schmelzwässer den feinsten Schlamm in unmerkliche Einsenkungen zusammenspülen. Dadurch bildet sich ein dünner, schwer durchlässiger Überzug, welcher

[1]) Tietze, Die geognost. Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Dieses Jahrbuch, Bd. XXXII, 1882, pag. 62 und 126. — Vergl. auch die Ausführungen von Tutkowski über den „Süßwasserlöß" (Annuaire géolog. de la Russie. Bd. II, pag. 58 ff.).

[2]) Loc. cit. pag. 118.

später das Einsickern des atmosphärischen Wassers erschwert. Sobald dieses einmal erfolgt, da ist schon die Möglichkeit der weiteren Anhäufung des durch das atmosphärische Wasser zusammengetragenen Schlammes und damit auch der fortschreitenden Erschwerung des Einsickerns gegeben.

Südwärts gegen die ersten Karpathenerhebungen zu steigt die Oberfläche des subkarpathischen Lößplateaus sehr langsam an und wird immer mehr wellig. Die äußersten Karpathenwellen sind in einen dicken Lößmantel eingepuppt, wodurch ihre ursprünglichen Umrisse abgestumpft wurden[1]). In südlicher Richtung nimmt die Lößdecke an Mächtigkeit ab und klingt allmählich aus.

Es kommen aber noch südlich von der zusammenhängenden subkarpathischen Lößzone dann und wann kleine Flecke gelben, lößähnlichen Lehmes sporadisch vor. Wie der echte subkarpathische Löß sind auch diese Lehme steinfrei und zeigen oft die Neigung zur vertikalen Abklüftung. Anderseits aber gehen ihnen andere Eigenschaften des typischen Lösses ab, zunächst die ganz ungeschichtete Beschaffenheit, indem in den meisten Fällen mehr oder weniger deutliche Unterschiede der Farbe und der Beschaffenheit in vertikaler Richtung vorhanden sind, wodurch eine Schichtung oder Bankung angedeutet wird. Oft ist auch die Farbe dunkler und die Wasserdurchlässigkeit geringer als beim typischen Löß.

Daß die genannten, mehr oder weniger lößähnlichen Lehme — ebenso wie der typische subkarpathische Löß — durch äolische Akkumulation entstanden sind, scheint keinem Zweifel zu unterliegen. Es ist ganz begreiflich, ja selbstverständlich, daß die Ostwinde[2]), welche den größten Teil ihrer Staubladung in der subkarpathischen Lößzone abschütteten, südwärts nicht an einer bestimmten Grenze aussetzten[3]). Nachdem sie sich am Karpathenrande ihrer Staubladung bereits größtenteils entledigt haben, konnten sie noch südwärts von der zusammenhängenden subkarpathischen Lößzone die feinsten Verwitterungsprodukte umsetzen. Höchstwahrscheinlich sind die in Rede

---

[1]) Vgl. den schematischen Querschnitt in v. Łoziński, Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien, Bd. II, 1909, pag. 189.

[2]) Ich kann der Ansicht von P. Tutkowski (O sposobie obrazow. lessa. Zemlewjedjenje, Jahrg. 1899, Heft I—II, pag. 260) nicht mehr beipflichten, es hätten die Winde, welche den Lößstaub am Rande des diluvialen Inlandeises aufschütteten, einen föhnartigen Charakter. Nachdem die unmöglich übertriebenen Voraussetzungen von P. Tutkowski über die Mächtigkeit des nordeuropäischen diluvialen Inlandeises haltlos geworden sind (vgl. v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 164—165 und 175—176; Ders., Der diluv. Nunatak des poln. Mittelgeb., Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LXI, 1909, Monatsber. pag. 452), so entfällt damit auch der für die bedeutende Erwärmung der Luftströmungen erforderliche Höhenunterschied. Ich möchte die Lößwinde am Rande der diluvialen Vereisung eher mit den „gelben Winden" der Chinesen vergleichen.

[3]) Im Gegenteil möchte ich annehmen, daß auch der pannonische Löß noch durch dieselben Winde angehäuft wurde. Beim Überschreiten des Karpathenbogens fanden die Winde reichlich Verwitterungsprodukte vor, die im unmittelbar vorangehenden „periglazialen" Klima durch die intensive mechanische Verwitterung vorbereitet wurden (vgl. v. Łoziński, Die mechan. Verwitterung, Bull. Acad. Sc. de Cracovie, Cl. mathém. et natur. 1909, I, pag. 16) und konnten von neuem das feinste Material aufwirbeln, welches sie jenseits der Karpathen ablagerten.

stehenden, lößartigen Lehme aus Staubmassen entstanden, die durch Winde aus der näheren Umgebung zusammengeweht und an geschützten Stellen abgelagert wurden[1]). Dementsprechend möchte ich diese Lehme als autochthonen Löß dem subkarpathischen allochthonen Löß gegenüberstellen, dessen Material aus größerer Entfernung durch den Wind herbeigetragen wurde[2]). Stammt auch das Material des allochthonen Lösses im allgemeinen aus mehr entlegenen Gebieten her als dasjenige des autochthonen Lösses, so dürfen anderseits noch keinesfalls so entfernte Ursprungsorte vermutet werden wie bei manchem „exotischen" Staubfalle der Gegenwart.

Wir können somit in unserem Gebiete zwei folgende Lößarten unterscheiden.

1. Der allochthone Löß bildet eine zusammenhängende Decke längs des westgalizischen Karpathenrandes (I auf der beigegebenen Karte) und trägt alle Eigenschaften des äolischen Lösses in typischer Weise zur Schau. Die vertikale Gleichartigkeit des allochthonen Lösses spricht dafür, daß seine Anhäufung hauptsächlich auf trockenem Wege erfolgte und sich ohne Unterbrechungen in verhältnismäßig kurzer Zeit vollzog. Als Ursprungsgebilde des Staubmaterials wird im allgemeinen der diluviale Geschiebelehm betrachtet[3]). Dieses trifft jedoch nur in beschränktem Umfange zu. Wie ich im folgenden zeigen werde, waren zur Zeit der Lößaufschüttung die angrenzenden tiefer gelegenen und gegenwärtig nur vom glazialen (beziehungsweise fluvioglazialen) Diluvium bedeckten Gebiete zum großen Teil noch von Rückständen der Inlandeisdecke und deren Schmelzwässern eingenommen. Dementsprechend konnten die Winde größere Mengen des feinsten Glazialmaterials nur stellenweise aufwirbeln, wo höhere Geschiebelehmpartien schon trockengelegt waren oder Schuttmassen auf der Oberfläche toten Eises lagerten. Die Herkunft des Lößstaubes darf somit nur zum Teil auf den eisverlassenen Boden zurückgeführt werden, während der andere, vielleicht überwiegende Teil des Staubmaterials den eisfreien Gebieten entnommen wurde, die unmittelbar an den Eisrand angrenzten und im periglazialen Klima der Schauplatz intensiver mechanischer Verwitterung[4]) waren. Auch dieses letztere Staubmaterial ist als allochthones zu bezeichnen, weil es über größere Entfernungen durch den Wind hinweggetragen und nachher als vollkommen ortsfremdes zur Ablagerung gelangen konnte. Der Anteil desjenigen Staubmaterials, welches von

[1]) Das häufige Vorkommen von Beimengungen lokalen Gesteinsmaterials im mitteleuropäischen Löß ist von v. Richthofen (Führer für Forschungsreisende, pag. 479) betont worden.

[2]) Mit den Ausdrücken v. Gümbels (Grundzüge der Geologie, pag. 284) könnte man das Staubmaterial des autochthonen Lösses als entopisches und dasjenige des allochthonen Lösses als exotisches bezeichnen.

[3]) Tutkowski, loc. cit. pag. 287. Makowsky, Der Löß von Brünn. Verhandl. d. Naturf. Vereines in Brünn, Bd. XXVI, 1887, pag. 214. O. v. Linstow, Löß von Köthen. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1908, Bd. XXIX, pag. 143. — Auf die kürzlich von A. Penck hervorgehobene Möglichkeit einer Entstehung von Löß aus verwehtem Schlamm der Flüsse werde ich am Schlusse dieses Abschnittes zurückkommen.

[4]) Vgl. v. Łoziński, Die mechanische Verwitterung, pag. 14 ff.

periglazialen Verwitterungsprodukten herrührt, an der Zusammensetzung des allochthonen Lösses dürfte in solchen Lößgebieten am größten sein, welche — wie zum Beispiel dasjenige von Mähren — von der zusammenhängenden, den Rand des diluvialen Inlandeises begleitenden Lößzone durch lößfreie Gebirgsrücken getrennt sind, da aus dem periglazialen Verwitterungsschutt der letzteren neue und bedeutende Staubmengen aufgewirbelt werden konnten.

2. Der autochthone Löß unterscheidet sich vom allochthonen durch mehr oder weniger weitgehende Einbuße der typischen Eigenschaften und durch sporadisches Auftreten, so daß er keine zusammenhängende, die Landschaft beherrschende Decke bildet. Die Abschwächung der typischen Lößeigenschaften hängt damit zusammen, daß die Ablagerung des von der nächsten Umgebung herstammenden Staubmaterials höchstwahrscheinlich nicht so ununterbrochen erfolgte, wie wir es vom typischen Löß vermuten dürfen. Überdies ist auch eine zeitweise Mitwirkung des atmosphärischen Wassers nicht ausgeschlossen, zumal gegen die hinaufstrebenden Karpathenrücken zu die Möglichkeit atmosphärischer Niederschläge größer war. Ein Teil des autochthonen Lösses wurde gleichzeitig mit dem allochthonen und durch dieselben Winde abgelagert. Es braucht aber kaum hervorgehoben zu werden, daß trotz des Klimawechsels auch in postdiluvialer Zeit nach dem Ausklingen der jungdiluvialen äolischen Phase, ja noch gegenwärtig an geeigneten Stellen ganz lokale Anhäufungen von Staubmaterial durch den Wind sich überall bilden können [1]), manchmal unter Mitwirkung der winterlichen Schneedecke [2]). Das Alter eines autochthonen Lösses kann sonach ebensogut jungdiluvial wie postdiluvial sein. Allerdings wurde mit der Ausbreitung des Ackerbaues auch die Möglichkeit einer dauernden intakten Anhäufung von windgetragenem Staubmaterial erheblich eingeschränkt.

Es wäre bei genauen Untersuchungen ohne Zweifel auch in anderen Gebieten möglich, neben jungdiluvialem, allochthonem Löß auch einen gleichalterigen oder postdiluvialen, autochthonen Löß zu unterscheiden [3]). Zum autochthonen Löß möchte ich lokale Vorkommen äolischer Lehmarten, wie zum Beispiel in den Ardennen [4]), rechnen. Das beschränkte Lößvorkommen dicht am Südfuße des zentralen Sw. Krzyż-Rückens im Polnischen Mittelgebirge scheint auch ein autochthoner Löß zu sein. Dasselbe möchte ich auch von dem lößähnlichen Lehm annehmen, welchen ich über dem lokalen Verwitterungsschutt auf den Gehängen des Steinetales in den Westsudeten, in den Ziegeleien um Mittel- und Niedersteine, beobachten konnte.

---

[1]) v. Richthofen, China, Bd. I, pag. 94. — Vgl. auch die anregenden Beobachtungen von P. Zemjatschensky (Travaux Soc. Imp. Natur. de St. Pétersbourg, Bd. XXXIV, 1906, Heft 5, pag. 181 ff.) über den Bodenzuwachs auf den Mauern alter Bauwerke.

[2]) Ein solcher Fall wurde beschrieben von Sauer-Siegert, Über Ablagerung rezenten Lösses durch den Wind. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. XL, 1888, pag. 575–576.

[3]) Sehr beachtenswert ist der Hinweis von W. Kuzniar (Sprawozdanie Kom. Fizyograf., Bd. XLIV, Teil IV, pag. 18) auf das ungleiche Alter des Lösses im Krakauer Gebiete.

[4]) Gosselet, L'Ardenne, Paris 1888, pag. 840.

Betrachten wir nun die Umgrenzung der subkarpathischen Lößzone (I auf der Karte), welche — wie gesagt — aus einer zusammenhängenden Decke allochthonen Lösses besteht, deren Mächtigkeit je nach dem präexistierenden Bodenrelief innerhalb ziemlich weiter Grenzen bis zu ihrem Maximalbetrage von etwa 20 *m* schwankt.

Die Südgrenze der subkarpathischen Lößzone ist in der Landschaft nicht scharf ausgeprägt, da die Lößdecke in südlicher Richtung allmählich an Mächtigkeit abnimmt und ausklingt. Die Ausdehnung der südkarpathischen Lößzone in südlicher Richtung, gegen die hinaufstrebenden Karpathenrücken zu, zeigt eine auffallende Abhängigkeit von dem Verlaufe der breiten, massigen Sandsteinzüge. Am breitesten ist die subkarpathische Lößzone in ihrem östlichen Teile, wo die Randerhebungen der Karpathen größtenteils aus tonigen oder mergeligen Ablagerungen aufgebaut sind, in denen Sandsteine nur als eingelagerte Bänke vorkommen. Gegen Westen zu, jenseits des Wislokatales, wo ein breiter Zug des massigen Ciężkowicer Sandsteines immer näher an den Karpathenrand heranrückt, nimmt die Breite der subkarpathischen Lößzone langsam ab. Noch weiter westwärts, jenseits des Dunajectales, wo der breite Zug des Ciężkowicer Sandsteines in der Gegend von Brzesko bis an den Karpathenrand herantritt, verkümmert die subkarpathische Lößzone und kommt das glaziale, gemengte Diluvium auf der Oberfläche zutage. So sehen wir, daß im Gebiete der mächtigen, einheitlichen Sandsteinkomplexe kein Löß zur Ablagerung gelangte und daß das Hervortreten von Sandsteinzügen die Lößverbreitung zurückdrängt.

Die merkwürdige Tatsache, daß unmittelbar auf Sandsteinkomplexen kein echter äolischer Löß angeschüttet wurde, findet auch in anderen Gegenden die vollste Bestätigung, wo immer nur die Lößdecke mit Gebieten in Berührung kommt, die aus Sandstein oder Quarzit aufgebaut sind. So tragen die Quadersandsteingebiete der nördlichen und östlichen Umrandung der böhmischen Masse in scharfem Gegensatze zu den beiderseits angrenzenden Lößbezirken nicht die geringste Spur von Löß zur Schau. Am Rande des podolischen Plateaus, vor den Toren Lembergs, kann man ebenfalls ganz gut sehen, wie der Löß den Sandstein flieht; im südlichen Teile der Stadt lagert eine mächtige Lößdecke auf dem Kreidemergel, wogegen die aus miocänem Sandstein, beziehungsweise Sand aufgebauten Erhebungen im nördlichen Teile der Stadt (Sandberg etc.) — wie bereits Tietze[1]) betonte — ganz lößfrei dastehen. Dasselbe kehrt mit staunender Regelmäßigkeit im Polnischen Mittelgebirge wieder, wo das Sandomierz-Opatower Lößplateau an den zentralen Quarzitrücken von Sw. Krzyż herantritt. Die westlichen Ausläufer dieses Lößgebietes (V auf der Karte), wie auch seine Dependenz, die Lößinsel von Lagow (VI auf der Karte), breiten sich über dem verebneten, älteren Paläozoikum, stellenweise auch über Sandsteinen und Quarziten aus, über letzteren jedoch nur so weit, als sie vom Geschiebelehm überzogen sind, welcher die unmittelbare Lößunterlage bildet. Sobald

[1]) Loc. cit. pag. 121.

aber der hohe zentrale Rücken unterdevonischen Quarzits, welcher zur Diluvialzeit eisfrei war und nicht mehr vom Geschiebelehm, sondern von eigenem Verwitterungsschutt umhüllt ist, aus der Plateaufläche kühn hinaufstrebt, hört die Lößdecke sofort auf. Knapp nordöstlich vom Sw. Krzyż-Rücken endet die Lößdecke mit einer scharfen Grenze, welche zugleich die Ausdehnung des Geschiebelehmes bezeichnet und am genauesten mit dem Fuße der Quarzitgehänge zusammenfällt. Erst jenseits des lößfreien Quarzitrückens von Sw. Krzyż breitet sich längs seines Südfußes ein schmaler Lößstreifen über silurischen Schiefern, beziehungsweise ihrem Verwitterungsschutt aus und ist weiter südwärts von einem ausgedehnten Gebiete sandigen Diluviums, zum Teil Flugsandes begrenzt. Der Löß am Südfuße des Sw. Krzyżrückens ist etwa 1—3 *m* mächtig und ziemlich typisch ausgebildet; ich möchte diese Lößablagerung als autochthonen Löß auffassen, dessen Staubmaterial hauptsächlich vom Sw. Krzyżrücken herrühren und durch die periglaziale Verwitterung vorbereitet sein dürfte.

Wenn der Löß mit solcher Gesetzmäßigkeit Sandstein-, beziehungsweise Quarzitboden flieht, so möchte man die Ursache davon vielleicht darin vermuten, daß diese Gesteinsarten, dank ihrer Widerstandsfähigkeit, meistens schroffere Oberflächenformen bilden, deren steile Gehänge für die Aufschüttung äolischen Staubes nicht geeignet wären. Es fehlt jedoch der Löß gänzlich selbst in solchen Fällen, wo die Oberfläche des Sandsteines flach ist. Ebensowenig dürfte man die Wasserdurchlässigkeit des Sandsteines dafür verantwortlich machen, da sonst der Lößstaub ebensogut auf impermeablem (zum Beispiel Kreidemergel), wie auf ganz durchlässigem Boden (zum Beispiel auf miocänem Lithothamnienkalk Podoliens) zur Ablagerung gelangte. Die eigentliche Ursache, warum äolischer Löß unmittelbar auf Sandstein, beziehungsweise Quarzit nicht abgelagert werden konnte, liegt darin, daß an diesen beiden Gesteinsarten hauptsächlich die mechanische Verwitterung zur Geltung kommt. In viel höherem Grade, als gegenwärtig, waren Sandsteine und Quarzite im Klima der Diluvialzeit dem Einflusse der mechanischen Verwitterung ausgesetzt[1]), so daß die nackte Oberfläche eines durch die gesteigerte Wirkung der mechanischen Verwitterung tief gelockerten Sandstein-, beziehungsweise Quarzitkomplexes keinen Anhalt für die Staubablagerung bot. Im Gegenteil können wir sogar annehmen, daß eine reichliche Auswehung des feinsten Verwitterungsmaterials stattfand und die hinwegfegenden Winde mit bedeutenden Staubmassen versah.

Während die subkarpathische Lößzone — wie bereits erwähnt — westlich vom Dunajectale aufhört, sind die Tarnow-Brzeskoer Randkarpathen[2]) zum guten Teil in einen dicken Mantel eines schweren, wenig wasserdurchlässigen Lehms gehüllt (II auf der Karte). Derselbe bildet nirgends vertikale Wände, wie sie für den äolischen Löß charakteristisch sind, dafür aber kann bei übermäßiger Wasserdurch-

[1]) v. Łoziński, Die mechanische Verwitterung etc.

[2]) Z. B. weit und breit um Siemiechów, Zakliczyn, Tymowa usw.

tränkung ein f r a n e-artiges Abrutschen auf den Gehängen eintreten [1]). Der genannte Lehm breitet sich hauptsächlich über eocänen Tonen [2]) und — im Gegensatze zum echten, äolischen Löß — auch über dem Cieżkowicer Sandsteine aus, wobei nur die höheren und schrofferen Erhebungen, die aus massigen Komplexen des letzteren aufgebaut sind, ohne Lehmdecke emporragen, wie der höchste Teil des Walrückens [3]), der Schloßberg von Melsztyn, die malerische „Felsenstadt" auf dem Gehänge des Bialatales bei Cieżkowice und andere. Da der Lehm überall ganz steinfrei ist, müssen wir voraussetzen, daß er aus windgetragenem Staube entstand. Es deutet aber das Fehlen aller typischen Eigenschaften eines echt äolischen Lösses auf ganz besondere Bedingungen der Staubanhäufung hin. Ich möchte annehmen, daß die Lehmdecke der Tarnow-Brzeskoer Randkarpathen sich aus windgetragenem Staube gebildet hat, welcher unter Mitwirkung einer zeitweisen Schneebedeckung angehäuft wurde. Die besonders von R a t z e l [4]) gewürdigte staubfangende Tätigkeit der Schneedecke könnte die reichliche Anhäufung von Staubmaterial erklären, welches durch wiederholte und fortdauernde Schneeschmelze sukzessive zu einer undurchlässigen, leicht zerfließenden Lehmablagerung verarbeitet wurde. Es wäre aber noch zu erklären, warum gerade im genannten Lehmgebiete das Staubmaterial unter der Mitwirkung der Schneedecke abgelagert wurde, während weiter ostwärts der echt äolische, subkarpathische Löß eine zumeist trockene Aufschüttung vermuten läßt. Es liegt kein Grund vor, eine lokal starke Schneedecke vorauszusetzen. Näher liegt die Annahme, daß in diesem Gebiete die staub-

---

[1]) Derartige, im nassen Sommer 1908 entstandene Lehmzungen habe ich aus der Gegend von Tymowa beschrieben und abgebildet. Vgl. Sprawozdanie Kom. Fizyograf, Bd. XLIII, Teil III, Taf. II. Autoreferat im Geolog. Zentralblatte, Bd. XIII, Nr. 106.

[2]) Die eocänen bunten Tone treten in diesem Gebiete viel häufiger zutage, als auf den betreffenden geologischen Karten (Atlas geolog. Galicyi, Heft 11, Blatt: Bochnia—Czchow; Heft 14, Blatt: Pilzno—Cieżkowice) verzeichnet wurde. So konnte ich sehr schöne, in den obigen Karten nicht eingetragene Aufschlüsse von eozänen Tonen im Einschnitte, in welchem die neue (1908) Straße in Czchow führt, sowie SOO vom Wal, am Bachufer oberhalb des Buchstabens *D* von Dybkowka beobachten.

[3]) Als ein interessantes Oberflächengebilde des lehmfreien Teiles möchte ich hier ein kleines Ockervorkommen auf dem Gehänge des Quellbeckens des Baches Siemiechowka, etwa 1 *km* südlich von der höchsten Erhebung des Wal, erwähnen. An dieser Stelle tritt in ganz beschränkter Ausdehnung eine feinerdige, gelbe oder bräunliche Ockerablagerung zutage und ist in der Mächtigkeit von 1—1·5 *m* sichtbar. Darunter soll man beim Nachgraben eine dünne Lage von Rasenerzknollen gefunden haben, wovon mir Handstücke vorgelegt wurden. Da in der Nähe des Ockervorkommens Hornsteinbrocken aus den Menilitschiefern im lokalen Gehängelehm reichlich vorkommen und weiter südwestlich, gegen Siemiechow zu, dieselben Schiefer sehr schön aufgeschlossen sind, darf man den Absatz von Ocker, beziehungsweise Rasenerz auf eisenhältiges Wasser zurückführen, welches seinen Eisengehalt den Menilitschiefern entnahm. Die Ablagerung von Ocker, beziehungsweise Rasenerz erfolgte in einem kleinen Quellmoore, wie sie auf schmalen Gehängeabsätzen auf den Menilitschiefern oft vorkommen.

[4]) R a t z e l, Einfluß des Firnes auf Schuttlagerung und Humusbildung. Mitteil. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1887, pag. 98—100. Ders., Die Schneedecke. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. IV, pag. 250—252.

beladenen Winde mit geringerer Stärke zur Geltung kamen und infolgedessen die periodische Anhäufung einer Schneedecke zuließen, welche durch ihre staubfesselnde Eigenschaft die reichliche Akkumulation von windgetragenem Material begünstigte.

Fassen wir nun die südliche und nördliche Begrenzung der subkarpathischen Lößzone ins Auge. In südlicher Richtung, gegen höheres Karpathengebiet zu, klingt die Lößzone — wie bereits bemerkt — allmählich aus, so daß keine bestimmte Grenze gezogen werden kann. Im Gegensatze dazu ist die nördliche Grenze sehr scharf. Hier bricht das Lößplateau gegen das subkarpathische fluvioglaziale Tal (III auf der Karte) und weiter ostwärts gegen den breiten Alluvialboden des Santales mit einem terrassenartigen Rande, einem Wagram [1]), plötzlich ab, dessen Höhe ungefähr 20 bis 25 *m* beträgt. Daß dieser steile Wagram in seiner heutigen Gestalt durch die Erosion, und zwar durch die seitliche Erosion starker, längs desselben fließender Wasserströme entstanden ist, unterliegt keinem Zweifel. Gegenwärtig aber ist der Sanlauf größtenteils durch einen breiten Alluvialboden vom Steilrande des subkarpathischen Lößplateaus getrennt und tritt nur an einigen Stellen mit seinen Windungen unmittelbar an denselben heran. Noch mehr entfernt sich von diesem Steilrande der heutige Wisloklauf, durch einen sehr breiten Streifen des alluvialen Lehmbodens seines fluvioglazialen Tales getrennt. Die westliche Fortsetzung des fluvioglazialen Wisloktales begleitet weiter den Steilrand des subkarpathischen Lößplateaus, sie wird aber gegenwärtig von keinem größeren Wasserlaufe durchmessen. Wir sehen also, daß es in der Gegenwart unmittelbar am Nordrande des subkarpathischen Lößplateaus keinen stärkeren Wasserlauf gibt, auf dessen Erosion die Entstehung des Steilrandes zurückgeführt werden könnte. Der San und der Wislok sind durch ihre breiten Alluvialböden soweit vom Steilrande getrennt, daß ihr heutiger Lauf absolut nicht in Betracht kommen kann. So werden wir notwendig zum Schlusse geführt, daß die Entstehung des steilen Erosionsrandes des subkarpathischen Lößplateaus nicht mit den gegenwärtigen hydrographischen Verhältnissen zusammenhängt, vielmehr aber in den letzten Abschnitt der nordischen Eisinvasion fallen muß, wo das subkarpathische fluvioglaziale Tal und weiter im Osten das Santal noch mit viel größeren Wassermengen gefüllt waren, die bis zum gegenwärtigen Steilrande des Lößplateaus sich ergossen.

Aus der vorstehenden Betrachtung über die Entstehung des nördlichen Steilrandes des subkarpathischen Lößplateaus ist es nun möglich, auch auf das Alter der Lößakkumulation zu schließen. Wenn der steile Erosionsrand des subkarpathischen Lößplateaus nur zu jener Zeit entstanden sein kann, wo das ihn begleitende fluvioglaziale Tal noch von größeren Wassermengen eingenommen war, so ist selbstverständlich der subkarpathische, allochthone Löß sicher nicht jünger als die Abschmelzung der letzten Rückstände der nor-

[1]) Ich wende diese Bezeichnung nach dem bekannten Beispiele jener steilen Lößstufe an, welche die Donau von Krems nach abwärts auf der linken Seite begleitet.

dischen Vereisung[1]). Höchstwahrscheinlich wurde gleichzeitig mit der Aufschüttung des subkarpathischen Lößplateaus auch sein nördlicher Steilrand herausgebildet, indem der subkarpathische, fluvioglaziale Wasserstrom der Verbreitung der Staubakkumulation eine feste Grenze setzte. Nur auf die Weise läßt sich erklären, daß das Lößplateau — anstatt nordwärts allmählich auszukeilen, wie es am natürlichsten wäre — so scharf und genau am Rande des subkarpathischen fluvioglazialen Tales abbricht und daß auf der anderen Seite dieses Tales kein Löß mehr vorhanden ist.

Gegen die vorstehenden Ausführungen könnte man einwenden, es sei nicht zulässig, zur Zeit der Lößbildung, somit unter der Herrschaft von trockenen Winden, bedeutende Wassermengen im subkarpathischen fluvioglazialen Tale vorauszusetzen. Diese Annahme aber läßt sich auch ohne bedeutendere Niederschlagsmengen erklären und ist ganz gut mit der Herrschaft trockener Winde vereinbar. Wie ich schon früher hervorgehoben habe, schließt sich der subkarpathische Löß so innig an das unterlagernde Glazialdiluvium an, daß zwischen der glazialen und der darauf folgenden äolischen Akkumulation ein Zeithiatus unmöglich bestehen kann. Vielmehr liegt die Vermutung nahe, es habe das Einsetzen trockener Winde das Schwinden des nordischen Inlandeises in seiner Randzone beschleunigt[2]). Der engste Anschluß der äolischen an die glaziale Akkumulation ist auch anderweitig, wie von v. Linstow an dem Köthener Löß[3]), bestätigt worden. Wir sind daher vollkommen zur Annahme berechtigt, daß zur Zeit der Aufschüttung des subkarpathischen Lößplateaus das anstoßende Tiefland zum großen Teil noch von Rückständen des nordischen Inlandeises eingenommen war, deren Abschmelzung die bedeutende Wassermenge im subkarpathischen fluvioglazialen Tal erklären kann. Nur der Anfang der Lößakkumulation fällt höchstwahrscheinlich noch in das niederschlagsreichere Klima der Eiszeit. Dafür spricht der Umstand, daß der unterste Teil des Lösses in der Regel nicht rein ist, sondern Einlagerungen von Sand oder Geröllen zeigt[4]), die eine weitgehende Mitwirkung des Wassers vermuten lassen.

Auch in anderen Lößgebieten in der Umrandung des nordgalizischen Tieflandes kehrt die Erscheinung wieder, daß sie gegen tiefer gelegene, nur mit glazialem oder fluvioglazialem Diluvium bedeckte Nachbargebiete mit einem ganz ähnlichen Steilrande abbrechen wie das subkarpathische Lößplateau. Dabei ist es auch meistens der Fall, daß zwischen dem steilen Lößrande und dem tieferen, lößfreien Gebiete sich ein Flußlauf mit sehr breitem Alluvialboden hinzieht.

---

[1]) Zu demselben Ergebnisse über das Alter des Lösses gelangt Koken (Diluvialstudien, N. Jahrb. f. Mineral. 1909, Bd. II., pag. 89) auf ganz anderem Wege, und zwar auf Grund paläontologischer Studien im süddeutschen Diluvium. In seiner Schlußbetrachtung versetzt Koken die Lößbildung größtenteils in die Zeit, „in der die großen Eismassen zum Schmelzen kamen".

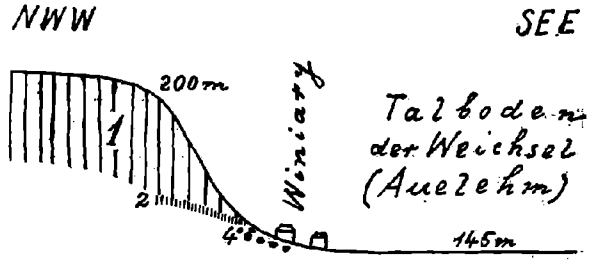
[2]) v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 178.

[3]) v. Linstow, loc. cit. pag 127.

[4]) Eingelagerte oder eingestreute Gerölle konnte ich auch im untersten Teile des Lösses in Podolien beobachten, wo es zwar keine Vereisung, wohl aber ein niederschlagsreicheres Klima während der Eiszeit gab.

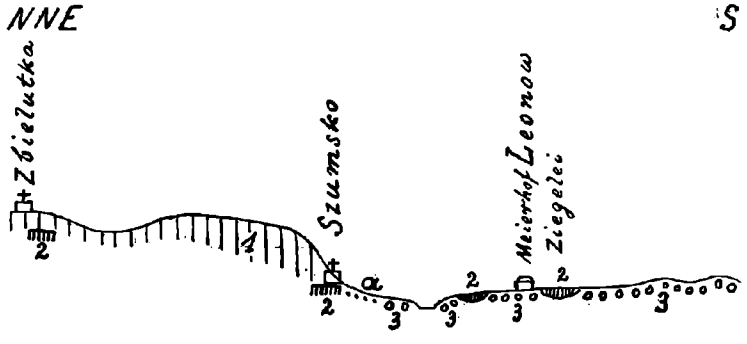
Das Sandomierz-Opatower Lößplateau (V auf der Karte) fällt im Osten zum breiten Alluvialboden des Weichseltales mit einem steilen Rande plötzlich ab, welcher eine markante Terrainstufe bildet und, von vielen Schluchten zerrissen, am schärfsten zwischen Sandomierz und Zawichost hervortritt (Taf. VII, Fig. 2). Wie stark der orographische Gegensatz des steilen Plateauabfalles und der anstoßenden Weichselniederung wirkt, zeigt am besten der Umstand, daß der Vorsprung

Fig. 1.



Der Ostabfall des Sandomierz-Opatower Lößplateaus in Winiary bei Zawichost.

Fig. 2.



Südrand der Lößinsel bei Szumsko NE von Rakow.

1 Löß (*a* — stark sandiger Löß). — 2 Geschiebelehm. — 3 Geschiebesand. — 4 Sand (zum Teil grandig) mit dünnen Geröllschnüren.

nordöstlich von Sandomierz, welcher den Talboden der Weichsel um etwa 70 *m* überragt, von der Bevölkerung schon „Berge" (Pfefferberge) genannt wurde. An dem Ostabfall des Lößplateaus zwischen Sandomierz und Zawichost kann man ganz deutlich den unebenen, hügeligen Verlauf der prädiluvialen Unterlage sehen. Während an dem Vorsprunge der Pfefferberge [1]) oder oberhalb von Zawichost die kambrische, beziehungsweise miocäne Unterlage auf dem steilen Gehänge bis zu einer

[1]) v. Łoziński, Das Sandomierz-Opatower Lößplateau, Abb. 3 auf pag. 331.

beträchtlichen Höhe hinaufreicht, gibt es dazwischen Stellen, wie zum Beispiel in Winiary (Abb. 1), wo der Steilrand in seiner ganzen Höhe aus Löß besteht und erst an seinem Fuße das glaziale Diluvium hervorlugt. Ebenfalls als eine steile Terrainstufe erscheint der Nordrand des Lößplateaus längs des Kamiennatales. Sein breiter Alluvialboden ist von der linken Seite durch den terrassenartigen Rand des nordwärts sich erstreckenden Geschiebesandgebietes begrenzt, während südwärts sich der Steilrand des Lößplateaus erhebt [1]).

In ähnlicher Weise fällt die Lagower Lößinsel (VI auf der Karte) im Süden mit einem Steilrande ab, welcher in der Gegend von Szumsko sich über dem Geschiebesandgebiete um Rakow erhebt (Abb. 2) und weiter östlich an den breiten, vertorften Boden des Lagowicatales herantritt.

Es ist somit auch im allgemeinen die Regel, daß die Lößdecke gegen tiefer gelegene und lößfreie Nachbargebiete mit einem mehr oder weniger steilen Rande unvermittelt abbricht. In den meisten Fällen, aber nicht ohne gewisse Ausnahmen, kehrt auch die Erscheinung wieder, daß zwischen den Steilrand der Lößdecke und die tieferen, lößfreien Nachbargebiete, wo weit und breit glaziales (beziehungsweise fluvioglaziales) Diluvium die Oberflächendecke bildet, sich ein Wasserlauf mit sehr breitem Alluvialboden hineinschiebt. Die steilen Lößränder, welche sich über den mit glazialem oder fluvioglazialem Diluvium bedeckten Nachbargebieten erheben, sind überall durch die Erosion in derselben Weise entstanden, wie ich es für den Nordrand des subkarpathischen Lößplateaus dargelegt habe. Es dürfen daher meine diesbezüglichen Ausführungen erweitert und zugleich die Schlußfolgerung verallgemeinert werden, wonach die Aufschüttung des jungdiluvialen, allochthonen Lösses in die letzte Phase der Eiszeit fällt, wo die tieferen Nachbargebiete größtenteils noch mit abschmelzenden Rückständen des nordischen Inlandeises bedeckt waren.

Wo der Löß von geringer Mächtigkeit ist, kann er an der Grenze gegen lößfreie Gebiete selbstverständlich keine hervortretenden Terrainstufen bilden. Immerhin aber zeigt der Löß auch in solchen Fällen eine sehr scharfe Grenze. So sehen wir, daß der Löß der Magdeburger Börde über der Terrasse des Breslau-Magdeburger Urstromtales mit einer scharfen Grenze abbricht [2]). Dasselbe ist auch im Saalegebiete der Fall, wo L. Siegert eine sehr scharfe Begrenzung des Lösses gegen das lößfreie Vorland betont hat [3]).

Wir sind nunmehr in der Lage, den auffallenden und gänzlichen Lößmangel im nordgalizischen Tieflande zu erklären. Während dasselbe dank seiner tieferen Lage [4]) zum großen Teil noch von Rück-

[1]) Daselbst, Abb. 8 auf pag. 333.

[2]) Vgl. Keilhack, Erdgesch. Entwicklung der Gegend von Magdeburg, 1909, Taf 2.

[3]) Siegert und Weissermel, Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LVIII, 1906, Monatsber. pag. 40.

[4]) Angesichts der Anzeichen, die eine postglaziale Hebung des nordgalizischen Tieflandes vermuten lassen (s. pag. 161), ist auch anzunehmen, daß seine Oberfläche zur Zeit des Abschmelzens des Inlandeises noch tiefer lag, als gegenwärtig.

ständen der nordischen Eisdecke und ihren Schmelzwässern eingenommen war, mit Ausnahme vielleicht nur der höheren Bodenwellen in seinem südlichen, hügeligen Abschnitte, standen Teile der höheren Umrandung des Tieflandes, wie das subkarpathische und das Sandomierz-Opatower Plateau (vgl. die Karte), selbstverständlich schon eisfrei und ziemlich trocken da. Diese Gebiete boten den günstigsten Boden für eine dauernde Akkumulation des Lößstaubes. Keinesfalls aber dürfte man etwa vermuten, es hätte die Ablagerung des windgetragenen Staubes nur die höhere Umrandung betroffen und gegen das Tiefland zu, an einer scharfen Grenze, ausgesetzt, die gegenwärtig als Steilrand hervortritt. Höchstens könnte man nur die Möglichkeit in Erwägung ziehen, daß die höhere und eisfreie Umrandung des Tieflandes bereits vom Pflanzenwuchs besiedelt war und infolge der staubbindenden Eigenschaft des letzteren größere Mengen von Staubmaterial durch den Wind abgelagert wurden als im Tieflande, welches noch von Rückständen des Inlandeises bedeckt und ohne Zweifel ganz vegetationslos war. Sonst aber müssen wir annehmen, daß auch über dem dazwischen liegenden Tieflande windgetragenes Staubmaterial zu Boden fiel, welches jedoch teils mit den Absätzen der abschmelzenden Eisrückstände sich mengte, teils von den Schmelzwässern sofort ergriffen und weggetragen wurde. Der Auelehm, welcher die breiten Alluvialböden der kleineren und größeren Wasserläufe im Tieflande auskleidet, ist höchstwahrscheinlich zum Teil aus dem Staubmaterial entstanden, welches von den Schmelzwässern mit den feinsten Abschlämmungsprodukten des Geschiebelehms zusammengetragen wurde. Es fragt sich nun, ob an geschützten Stellen des nordgalizischen Tieflandes doch vielleicht Spuren von abgelagertem Staubmaterial sich erhalten haben. Ein solches konnte ich nur in einem einzigen Fall, und zwar in der Gegend von Grodzisko beobachten. Die Diluvialplatte um Grodzisko [1]), die aus Geschiebelehm mit Söllen besteht, ist in der Mitte von einem Bache tief durchschnitten. Das östliche Talgehänge dieses Baches in Grodzisko Dolne ist in einen dicken Mantel hellgelben steinfreien Lehmes gehüllt (g auf der Karte), welcher jedoch keine Neigung zur vertikalen Abklüftung zeigt. Ich möchte annehmen, daß dieser Gehängelehm aus windgetragenem Staubmaterial, aber unter erheblicher Mitwirkung von Wasser entstand. Danach würde hier ein von den Schmelzwässern bearbeitetes Äquivalent des Lösses der Umrandung des Tieflandes vorliegen.

Die Betrachtungen über die Entstehung von steilen Erosionsrändern der Lößgebiete haben uns zur notwendigen Schlußfolgerung geführt, daß die Lößbildung, die übrigens nur einen kurzen Zeitraum umfaßte, mit dem endgültigen Abschmelzen des nordischen Inlandeises zusammenfiel. Wenn aber das nordgalizische Tiefland zur Zeit, als die Lößbildung in seiner Umrandung vor sich ging, noch größtenteils von Rückständen des Inlandeises und seinen Schmelzwässern eingenommen war, so ist es nicht möglich, die Dünenbildung im Tieflande auf dieselben Winde zurückzuführen, welche in seiner Umrandung den allochthonen Lößstaub aufschütteten. Somit wird die

[1]) Vgl. Blatt 5—XXVII, Jaroslau, der Spezialkarte.

Ansicht von Jentzsch[1]) und von v. Linstow[2]) vollauf bestätigt, wonach die Bildung von Dünen in lößfreien Gebieten nicht unter dem Einflusse der Lößwinde, sondern in einem späteren Zeitabschnitte erfolgte. Höchstwahrscheinlich setzte die Bildung von Dünen erst dann ein, als das Inlandeis mit seinen Schmelzwässern vollständig geschwunden und die Akkumulation des allochthonen Lösses abgeschlossen war. Während der Löß durch die Vegetationsdecke vor weiterer Verwehung geschützt war, konnte der kürzlich vom Inlandeise verlassene, lockere und zumeist nackte Boden — wie gegenwärtig die Sandflächen Islands[3]) — erst jetzt zum Spiel des Windes werden. Da ich früher die Dünenbildung (Deflation) im nordgalizischen Tieflande und die Akkumulation des allochthonen Lösses (Inflation) in seiner Umrandung irrtümlich als gleichzeitige Ereignisse betrachtet habe[4]), muß ich nunmehr meine diesbezügliche Zusammenstellung[5]) durch nebenstehende tabellarische Ergänzung berichtigen.

Ein Blick auf die Lößverbreitung im Weichselgebiete läßt einen weitgehenden Zusammenhang mit den orographischen Verhältnissen erkennen. Der tiefste Teil, das nordgalizische Tiefland, ist ganz lößfrei; den Lößmangel habe ich vorstehend zu begründen versucht. Ebenfalls lößfrei sind die höheren Teile der Umrandung, welche im periglazialen Klima der Diluvialzeit den gesteigerten Wirkungen der mechanischen Verwitterung ausgesetzt und größtenteils vegetationslos waren, das heißt die westgalizischen Randkarpathen und die zentralen Gebiete des Polnischen Mittelgebirges (Quarzitrücken von Sw. Krzyż etc.). Zwischen dem Tieflande und seiner höheren Umgrenzung sind die Lößgebiete als Plateaus eingeschaltet, welche orographische Übergangsstufen bilden und gegen das Tiefland mit Steilrändern abbrechen. Gegen die hinaufstrebenden Gebirge zu keilen die Lößdecken der Plateaus mit einer mehr oder weniger scharfen Grenze aus. Sehr scharf ist die Grenze des Sandomierz-Opatower Lößplateaus am Fuße des Sw. Krzyżrückens im Polnischen Mittelgebirge[6]), wogegen die subkarpathische Lößzone in südlicher Richtung ohne bestimmte Grenze langsam ausklingt. In diesen beiden Gebieten breitet sich die zusammenhängende Lößdecke hauptsächlich in der Meereshöhe von ungefähr 200—300 *m* aus, so daß diese Höhenstufe als ein hypsometrisches Optimum der Lößentwicklung erscheint. Weiter westwärts und ostwärts dagegen, das heißt im Krakauer Gebiete und in Podolien, tritt die Lößdecke in größerer Höhenlage auf, und zwar bis etwa 400 *m*. Fassen wir die Lößverbreitung in der weiteren Umrandung des Weichselgebietes ins Auge, so sehen wir, daß die Lößakkumulation die verebneten Oberflächenteile von mittlerer Erhebung bevor-

---

[1]) Jentzsch, Über den Eiswind. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LX. 1908. Monatsber. pag. 122—123.

[2]) v. Linstow, loc. cit. pag. 143—144.

[3]) Keilhack, Vergl. Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1883, pag. 175.

[4]) v. Łoziński, Quartärstudien (I). Dieses Jahrb., Bd. LVII, 1907, pag. 377.

[5]) Ibidem, pag. 384.

[6]) Vgl. v. Łoziński, Der diluviale Nunatak etc., pag. 449.

Zu pag. 146.

	Nordgalizisches Tiefland		Höhere Umrandung des Tieflandes (subkarpathisches, Sandomierz-Opatower Lößplateau u. a.)	
Postdiluvialzeit (bis zur Gegenwart)	Bearbeitung der lockeren, vegetationslosen Bodenflächen durch den Wind, immer mehr durch die fortschreitende Ausbreitung der Vegetation eingeschränkt. / Ausbreitung der Vegetation und fortschreitende Einschränkung der Windtätigkeit. Allmähliche Vertorfung der Bodendepressionen und Zusammenschrumpfen der offenen Wasserflächen.		Stillstand der Tiefenerosion und Ausbreitung der rückschreitenden Schluchtenbildung. Stellenweise Umlagerung der Lößdecke durch das Wasser und Bildung der Auelehmterrassen aus umgelagertem Lößmaterial.	Lokale Aufschüttung von autochthonem Löß.
Ältere | Jüngere Diluvialzeit	Rückzugsphase	Endgültiges Abschmelzen von Rückständen des nordischen Inlandeises durch die Herrschaft trockener Ostwinde beschleunigt.	Aufschüttung der Lößdecke aus allochthonem Staubmaterial durch trockene Ostwinde.	
		Rückgang des Eiszuflusses und allmähliche Abnahme der Mächtigkeit des Inlandeises.	Vollständiger Rückzug des Inlandeises und Trockenlegung des Bodens.	
	Vorrücken und Ausbreitung des nordischen Inlandeises bis zu seiner Maximalausdehnung.			

zugte, wie den östlichen Sockel des Polnischen Mittelgebirges (Sandomierz-Opatower Plateau), die Lubliner Kreideplatte, das podolische Plateau, das subkarpathische und das Krakauer Gebiet. Offenbar bot das plateauartige Relief der aufgezählten Gebiete den günstigsten Boden für die Anhäufung von windgetragenem Staubmaterial. Es ist aber noch zu berücksichtigen, daß gerade diese Gebiete von mittlerer Erhebung am ehesten von dem zur dauernden Lößakkumulation unerläßlichen Graswuchse besiedelt werden konnten, während das Tiefland noch von Rückständen des diluvialen Inlandeises und die höhere Umrandung von der periglazialen, mechanischen Verwitterung beherrscht waren. Indem nun der Löß hauptsächlich die plateauartigen Oberflächenteile in der Umrandung des Weichselgebietes umhüllt, haben wir den Eindruck, als wenn die Lößverbreitung gewissermaßen an den Lauf der Weichsel und ihrer Zuflüsse gebunden wäre. Doch muß ich die kürzlich von A. Penck in Anregung gebrachte Möglichkeit einer Entstehung von Löß aus verwehtem Flußschlamm[1]) mit aller Entschiedenheit in Abrede stellen. Gegen eine solche Annahme spricht schon die Zusammensetzung des Lösses. Bekanntlich zeichnet sich der Löß durch seinen Gehalt an löslichen Verbindungen, in erster Linie an Kalkkarbonat, aus und darin liegt die Ursache seiner besonderen Fruchtbarkeit. Dieses ist aber nur unter der Bedingung möglich, daß der Lößstaub durch trockene Verwitterung entstand und ebenso auf trockenem Wege transportiert wurde. Damit wäre auch eine teilweise Bildung aus verwehtem Geschiebelehm vereinbar, dessen Material durch das Eis ohne weitergehende Auslaugung des Kalkgehaltes verarbeitet und abgelagert wurde. Keinesfalls aber darf man den Ursprung des kalkhältigen Lösses in Mitteleuropa oder des an Kalk und an anderen löslichen Stoffen reichen chinesischen Lösses auf Flußschlamm zurückführen, welcher in der Regel eine weitgehende Auslaugung erfährt. Übrigens würde die Lößbildung aus verwehtem Flußschlamm zu unmöglichen Vorstellungen über die Ausdehnung und Mächtigkeit der kontinentalen Schlammabsätze führen sowie über die Windsysteme, welche in jedem größeren Flußgebiete eine exzentrische Auswehung von Schlamm nach allen Seiten hin bewirken müßten.

Zeigt der Löß in der Umrandung des Weichselgebietes und insbesondere im Sandomierz-Opatower Plateau in allen Einzelheiten der Beschaffenheit und der Oberflächenformen auch eine so weitgehende Übereinstimmung mit dem chinesischen Vorbilde[2]), so besteht in der hypsometrischen Verbreitung ein auffallender Unterschied. Es kehrt zwar auch in China ein Zusammenhang mit den orographischen Verhältnissen insoweit wieder, als plateauartige Gebiete im Vergleiche mit gebirgigen eine stärkere Lößentwicklung zeigen[3]). Nichtsdestoweniger aber ist die hypsometrische Verbreitung des chinesischen Lösses nicht ausschließlich an eine gewisse Höhenstufe gebunden,

[1]) Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. III, pag. 1160. — Penck, Die Morphologie der Wüsten. Geograph. Zeitschr., Bd. XV, 1909, pag. 554.

[2]) Vgl. v. Łoziński, Das Sandomierz-Opatower Lößplateau, pag. 331—332.

[3]) Obrutschew, Geograph. Skizze von Zentralasien. Geograph. Zeitschr., Bd. I, 1895, pag. 263—264.

sondern umfaßt einen unvergleichlich größeren, beinahe unbeschränkten Höhenabstand[1]). Dieser Unterschied in dem hypsometrischen Verhalten des Lösses konnte nur durch seine Anhäufung unter grundverschiedenen Verhältnissen begründet werden. In Asien dauern die klimatischen Bedingungen der Lößbildung, wie Obrutschew trefflich dargetan hat[2]), seit der Tertiärzeit heutzutage unverändert fort und wurzeln in der Trockenheit des Innern des Kontinents. In unserem Gebiete dagegen, wie in Mitteleuropa überhaupt, war die Akkumulation der zusammenhängenden Lößdecken[3]) nur an eine bestimmte, relativ kurze Phase der Eiszeit beschränkt. Die Maximalausbreitung des diluvialen Inlandeises hatte das Einsetzen der Trockenwinde in seiner Umrandung zur Folge, wodurch auch der allmähliche Eisrückzug aus den Randgebieten beschleunigt wurde. Während nun das Tiefland noch von abschmelzenden Rückständen des Inlandeises und anderseits die höhere Umrandung von den gesteigerten Wirkungen der periglazialen Verwitterung beherrscht waren, konnte der Lößstaub nur auf plateauartigen und höchstwahrscheinlich schon grasbedeckten Gebieten von mittlerer Erhebung als eine zusammenhängende Decke aufgeschüttet werden.

IV. Die gemengten Geröllsande im nordgalizischen Tieflande.

Das Vorkommen von Geröllanhäufungen im Diluvium des nordgalizischen Tieflandes ist zum erstenmal durch Hilber (1884) bekannt geworden, welcher die auffallenden Kiesablagerungen um Majdan (Bezirk Kolbuszowa) als „fluviatile Schotter" beschrieb[4]). Einige Jahre später dagegen meinte Hilber (1889), es liege hier „ein durch Wasser umgelagerter Glazialschotter" vor[5]). A. Rehman (1890) hat nur eines kleinen Vorkommens von Geröllsand im nordgalizischen Tieflande Erwähnung getan und ohne weiteres dasselbe als Erdmoräne zu deuten versucht[6]). Erst aber die geologische Landesaufnahme hat das Vorkommen von Kiesablagerungen in größerer Ausdehnung festgestellt, wobei dieselben als „diluvialer karpathischer Schotter" (M. Łomnicki[7]) oder als „altkristallinischer Geschiebeschotter" (W. Friedberg[8]) kartiert wurden. M. Łomnicki hat die Kiesablagerungen als jungdiluviale, rein fluviatile Absätze der karpathischen Flüsse aufgefaßt[9]). W. Friedberg dagegen hat das

---

[1]) v. Richthofen, China, Bd. I, pag. 76.
[2]) Obrutschew, loc. cit. pag. 282 und 284.
[3]) Mit Ausnahme der lokalen, autochthonen Lößvorkommen.
[4]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 126—127.
[5]) Hilber, Errat. Geschiebe des galiz. Diluviums. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. IIC. Abt. I., pag. 699.
[6]) A. Rehman, Dolne dorzecze Sanu. Sprawozdanie Kom. Fizyograf., Bd. XXVI, pag. (211).
[7]) Atlas geolog. Galicyi, Heft 15.
[8]) Dass., Heft 16.
[9]) Dass., Heft 15, pag. 8—9.

Vorkommen karpathischen Gesteinsmaterials mit Unrecht in Abrede gestellt und eine Anhäufung durch Schmelzwässer unter Mitwirkung des diluvialen Inlandeises vermutet[1]). Wie die vorstehende Zusammenstellung zeigt, sind über die Entstehungsweise der Kiesablagerungen im Diluvium des nordgalizischen Tieflandes die widersprechendsten Ansichten verbreitet.

Die genannten Kiesablagerungen treten in der Mitte des nordgalizischen Tieflandes als getrennte, mehr oder weniger ausgedehnte Kiesflächen auf, die sich zu einem langen, gewundenen und vielfach unterbrochenen Streifen zusammenfügen (s. die Karte). Sie umhüllen wie eine Schale die langgezogenen, unregelmäßig verlaufenden Bodenerhebungen und bilden in den meisten Fällen ihre unmittelbare Oberflächendecke. Nur das Kiesvorkommen SW von Stary Nart (zirka 0·4 *km* O von Lipica, △ 212 *m*), welches auf dem betreffenden Blatte des „Atlas geologiczny Galicyi“ [2]) nicht eingetragen wurde, ist mit einer 1—1·5 *m* starken Schicht feinen Flugsandes bedeckt. Sonst aber treten die Kiese unmittelbar auf der Erdoberfläche zutage, wobei stellenweise infolge der oberflächlichen Abspülung oder Verwehung von Sand eine relative Anreicherung von Geröllen eintritt. Werden die Kiese auch an zahllosen Stellen als ausgezeichneter Straßenschotter ausgebeutet, so ist ein Einblick in ihre Lagerung sehr erschwert. Nur in den schönen Kiesgruben in Majdan kann man den Schichtenverband der Kiesablagerungen in der Mächtigkeit von einigen Metern überblicken. In den meisten Fällen dagegen, wie in Stany, auf der Höhe von Bukowie (△ 179 *m*) bei Pysznica und anderen, werden die Kiese von unzähligen kleinen Gruben dicht nebeneinander durchwühlt, deren Wände jedoch bald verstürzen und keinen Einblick in die Lagerungsverhältnisse ermöglichen. Die Ausbeutung beschränkt sich auf ein Abschürfen der obersten Kieslagen, so daß man selbst in größeren Gruben keinen Aufschluß findet, welcher bis zur Kiesunterlage reichen würde. In manchen Fällen, wie zum Beispiel in den zahllosen Gruben in Stany ist der Kies etwa 4—5 *m* unter seiner Oberfläche von Grundwasser durchtränkt. Ohne Zweifel sind viele von den kiesbedeckten Bodenerhebungen aus einem Kern wasserdichter Gebilde und einer dicken Schale von Kiesablagerungen zusammengesetzt. Ob aber dieser Kern nur aus miocänem Ton besteht, dessen Durchragungen dann und wann bis an die Erdoberfläche herantreten, oder die Kiese zunächst vom Geschiebelehm unterlagert werden[3]), ist bei dem gegenwärtigen Zustande der Aufschlüsse nicht möglich festzustellen.

Die Kiesablagerungen des nordgalizischen Tieflandes bestehen aus größtenteils wohlgerundeten Geröllen, die in einer sandigen oder grandigen Grundmasse eingebettet sind. Ich werde sie im Sinne von J. Elbert[4]) Geröllsande nennen. Die Gerölle liegen im Sande

---

[1]) Dass., Heft 16, pag. 38—39.

[2]) Heft 16, Blatt Rudnik—Ranizow.

[3]) Dieses lassen die aus einem Brunnen in Majdan von M. Łomnicki (Atlas geolog. Galicyi, Heft 15, pag. 47) mitgeteilten Angaben vermuten.

[4]) J. Elbert, Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern. Abdr. a. d. 8. u. 10. Jahresber. d. Geograph. Gesellsch. Greifswald 1903—1906, pag. 20, Anm. 1.

oft so dicht, daß sie einander berühren. Dieses fällt insbesondere in den Kiesgruben von Majdan auf, wo der Geröllsand mit seinen großen, dichtgepackten Geröllen vollkommen den Eindruck einer fluviatilen Schotterablagerung macht. Es kommt aber auch vor, daß die Gerölle durch das sandige Zwischenmittel getrennt und nur mehr oder weniger dicht eingestreut sind, wie im Geröllsande des Hügels „Kokosza Góra" (171 *m*) in Rozwadów. Geröllfreie Sand- und Grandbänke dagegen sind ziemlich selten. Am schönsten sind solche im untersten Teile desselben Hügels in Rozwadów aufgeschlossen; in einer Sandgrube sehen wir hier einen Komplex von kreuzgeschichtetem Grand und Sand mit dünnen Schmitzen eines grauen Tones (Taf. VIII, Fig. 1). Auch in einer Kiesgrube in Majdan konnte ich dünne, rasch auskeilende Sandeinlagerungen im Geröllsand beobachten.

Die Lagerungsverhältnisse sind nur in den Kiesgruben von Majdan gut aufgeschlossen, wo der Geröllsand eine mehr oder weniger deutliche Schichtung zeigt. Die horizontale Schichtung tritt stellenweise ganz deutlich hervor (Taf. VIII, Fig. 2), hie und da ist auch eine Kreuzschichtung angedeutet. Die Lagerungsverhältnisse sind in horizontaler Richtung einem schnellen Wechsel unterworfen, wie es der fluvioglazialen Akkumulation entspricht. Im allgemeinen aber sind die Schichtgrenzen nicht so scharf, wie zum Beispiel im Fluvioglazial am Rande der Westsudeten.

Die Größe der Gerölle ist recht verschieden. Wir finden alle Abstufungen von den kleinsten Geröllen bis zur Faust- und stellenweise sogar bis zur kleinen Kopfgröße. Dabei fällt es auf, daß einzelne Kiesflächen eine bestimmte Maximalgröße der Gerölle zeigen. So zum Beispiel besteht der Geröllsand auf der Höhe Bukowie bei Pysznica oder in Stany größtenteils aus kleineren Geröllen, unter denen nur selten ein faustgroßes Gerölle sich findet. Im Geröllsande bei Łetownia dagegen herrschen faustgroße Gerölle bei weitem vor und am größten sind die Gerölle in den Kiesgruben von Majdan, wo ihre Dimensionen in überwiegender Mehrzahl zwischen der Faust- und Kopfgröße schwanken. Selbstverständlich sind zwischen den großen auch kleine Gerölle reichlich eingestreut, sie treten aber gegenüber den größeren zurück. Es kommt aber auch vor, daß — wie bereits Friedberg beobachtet hat[1]) — in den Geröllsandschichten die Größe der Gerölle nach oben zunimmt (s. Taf. VIII, Fig. 2). Da ich dasselbe auch im Geröllsand am Rande der Westsudeten beobachten konnte[2]), scheint diese Erscheinung eine allgemeinere Bedeutung zu haben.

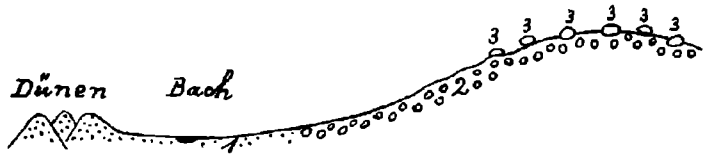
Höchst auffallend ist der völlige Mangel von erratischen Blöcken nordischer Gesteine im Geröllsande. Auf seiner Oberfläche habe ich nur in einem einzigen Fall eine Blockbestreuung beobachtet, und zwar auf dem Rücken zwischen Pysznica und Slomianne im Bezirk Nisko (Fig. 3). Der obere Teil dieses Rückens ist in derselben Weise mit nordischen Blöcken bestreut, wie die schottischen Kames oder die osthannöverschen Kiesmoränen[3]). Nach der Ansicht von J. Geikie

[1]) Atlas geolog. Galicyi, Heft 16, pag. 38.
[2]) v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 194.
[3]) Stappenbeck, Die osthannöversche Kiesmoränenlandschaft. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch., Bd. LVII, 1905, Monatsber. pag. 63.

kann diese Blockbestreuung entweder durch die nachträgliche Auswaschung bedingt oder primär sein[1]). In dem vorliegenden Falle kann ich mich nur für die letztere Eventualität aussprechen, schon aus dem Grunde, weil ich im Innern des Geröllsandes nirgends nordische Blöcke fand, die durch die Abspülung entblößt werden könnten. Außerdem sprechen dafür auch die merkwürdigen Erscheinungen des Windschliffes, die ich auf der Oberfläche eines nordischen Quarzitblockes beobachtet habe. Dieser kleine, flache Quarzitblock, den ich auf der Oberfläche des Geröllsandes fand[2]), hat die untere Fläche ganz rauh, wogegen die obere (20×24 *cm*) durch den Wind geschliffen ist und dieselbe blatternarbige Skulptur zeigt, die Futterer an Gesteinsstücken aus dem Pe-schan abgebildet hat[3]). Wenn also der harte Quarzit durch windgetriebene Sandkörner derart bearbeitet wurde, so mußte er seit jeher ohne Änderung seiner Lage auf der Oberfläche des Geröllsandes liegen.

Das größte Interesse erwecken unsere Geröllsande durch die petrographische Zusammensetzung ihrer Gerölle. Sie sind weder rein

SSW **Fig. 3.** *NNE*



Querschnitt des Rückens zwischen Pysznica und Słomianne (Bezirk Nisko), NW vom Jägerhause (179 *m*).

1 Sand. — 2 Geröllsand. — 3 Nordische Blöcke.

karpathisch (M. Łomnicki) noch ausschließlich nordisch (W. Friedberg). Es gibt zwar Stellen, wo karpathische oder nordische Gerölle so spärlich sind, daß man äußerlich den Eindruck einer einheitlichen Zusammensetzung bekommt, immerhin aber findet man bei sorgfältigem Suchen auch beigemengte Rollstücke nordischer, beziehungsweise karpathischer Gesteine. In den meisten Geröllsandvorkommen sind die Gerölle von Hornstein oder Sandstein so charakteristisch, daß ihre karpathische Herkunft keinem Zweifel unterliegt, wie es auch Herr Professor Dr. T. Wiśniowski an vorgelegten Geröllproben bestätigen konnte. Nur in den wenigsten Fällen können karpathische Gerölle, wenn auch nicht mit voller Gewißheit, so doch mit der größten Wahrscheinlichkeit unterschieden werden. Wo karpathisches Gesteinsmaterial sich in größerer Menge an der Zusammensetzung der Geröllsande beteiligt, finden wir Gerölle von Sandsteinen und von

[1]) J. Geikie, The Great Ice Age, 3. ed., 1894, pag. 184.

[2]) Der Quarzitblock befindet sich nunmehr im Mineralogisch-geologischen Museum (Inv.-Nr. 13091) der k. k. Technischen Hochschule in Lemberg.

[3]) Futterer, Durch Asien, Bd. II, Teil 1, Taf. 26 und 28.

Hornstein. Nimmt dagegen der karpathische Anteil so weit ab, daß nur dann und wann ein kleines Rollstück eingestreut ist, so kommen nur Hornsteingerölle vor. Danach wäre anzunehmen, daß das Zurücktreten karpathischer Gerölle in einzelnen Geröllsandvorkommen nicht auf einen erschwerten Zufluß karpathischer Gewässer hindeutet, sondern in erster Linie mit einer weitergehenden Bearbeitung während des Transports zusammenhängt, wobei die Gerölle karpathischer Sandsteine spurlos zerrieben wurden und nur Rollstücke von Hornstein der Abnützung widerstehen konnten. Je nach der mehr oder weniger weitgehenden Bearbeitung der Gerölle während des Transports ist der Anteil karpathischen Gesteinsmaterials in einzelnen Geröllsandvorkommen großen Schwankungen unterworfen. Der Geröllsand von Majdan besteht fast ausschließlich aus karpathischem Material, in welchem nur spärlich Gerölle nordischer Provenienz eingestreut sind. Der Geröllsand von Rozwadów dagegen besteht zum größten Teil aus nordischem Material und sehr selten findet man in demselben karpathische Hornsteingerölle. Zwischen diesen beiden Grenzfällen sind alle Abstufungen vorhanden[1]). Der Geröllsand von Bukowie bei Pysznica steht in der Mitte und besteht ungefähr zu gleichen Teilen aus karpathischem und nordischem Material. Unter den nordischen Geröllen herrschen kristallinische Gesteine und Feuersteine überall und bei weitem vor, seltener sind Quarzite und Sandsteine. Feuersteine kommen nicht nur in Rollstücken, sondern stellenweise, insbesondere im Geröllsandvorkommen bei Lipica (△ 212 *m*) auch in größeren Knauern vor. Einige Geröllsandvorkommen zeichnen sich durch die große Menge kleiner, schwarzer Rollstücke von Feuerstein aus. In den meisten Geröllsandvorkommen sind Quarzgerölle sehr häufig. Diese können ebensogut nordischer Provenienz sein, wie auch aus den Karpathen herrühren, wo sie (zum Beispiel im Cieżkowicer Sandstein) lokal in so großer Menge angehäuft sind, daß Konglomeratbänke entstehen.

Die karpathischen Gerölle sind immer vollkommen gerundet. Häufig kommen auch karpathische Gerölle von abgeplatteter oder walzenförmig abgerollter Gestalt vor. Die nordischen Gerölle sind zumeist ebenfalls wohlgerundet. Nicht selten aber findet man im Geröllsande auch kaum kantenbestoßene Geschiebe kristallinischer Gesteine[2]) oder nicht abgerollte Feuersteinknauern. Dieses fällt insbesondere im erwähnten Geröllsandvorkommen bei Lipica auf. In solchen Fällen wäre anzunehmen, daß nordische Geschiebe nach ihrem Ausschmelzen aus dem Inlandeise ohne weiteren Transport im Geröllsande eingebettet wurden.

Es drängt sich nun die Frage auf, auf welche Weise die Mischung der karpathischen Bestandteile der Geröllsande mit den nordischen

[1]) Wo der Geröllsand Rollstücke karpathischer Sandsteine in größerer Menge enthält, merkt man es schon der sandigen Grundmasse an, die in solchen Fällen infolge des Eisengehaltes karpathischer Sandsteine oft eisenschüssig und braun gefärbt ist.

[2]) Das Vorkommen von Geschieben in fluvioglazialen Kiesablagerungen, wie zum Beispiel in Rollsteinfeldern (vgl. J. Elbert, loc. cit. pag. 65) ist auch anderweitig bekannt.

zustande kam. Zunächst wäre es denkbar, daß die karpathischen Gerölle von präglazialen, durch das Inlandeis erfaßten Schotterabsätzen herrühren, wie es im gemengten Diluvium des westgalizischen Karpathenrandes der Fall ist[1]). Dann aber müßte neben dem Geröllsande doch stellenweise auch ein Geschiebelehm mit karpathischen Geröllen als Geschiebe vorkommen, was in Wirklichkeit nicht bekannt ist. Übrigens könnte man auch nicht begreifen, warum weiter südwärts zwischen den gemischten Geröllsanden des Tieflandes und den Mischschottern des Karpathenrandes kein gemengtes Diluvium auftritt. Ebensowenig dürfte man annehmen, daß die Mischung der karpathischen und nordischen Gerölle, somit auch die Ablagerung der Geröllsande erst in postglazialer Zeit auf fluviatilem Wege erfolgte. Wo die Geröllsande sich an die gegenwärtigen, von den Karpathen kommenden Flüsse anschließen, wie längs des San, sind diese Vorkommen manchmal so weit von dem heutigen Laufe entfernt und zeigen gegenüber demselben einen solchen Höhenunterschied, daß man zur Erklärung einer postglazialen Mischung der karpathischen und nordischen Gerölle unglaubliche Wasserfluten voraussetzen müßte. Ferner zeigen manche Geröllsandvorkommen nicht den geringsten Zusammenhang mit dem heutigen Wassernetze, wie zum Beispiel dasjenige von Majdan, welches auf eine von der gegenwärtigen verschiedene Anordnung der Entwässerungswege hinweist. Auch würden durch fluviatile Akkumulation flächenhaft ausgebreitete, terrassierte Kiesabsätze entstehen, nie aber so charakteristische, weiter zu besprechende Bodenformen der fluvioglazialen Aufschüttung wie das Äs von Majdan oder das Kame in Rozwadów. So ist nur die Annahme möglich, daß die karpathischen Gerölle gleichzeitig mit der Ablagerung der Geröllsande durch von Süden kommende Gewässer zugeführt wurden. Mit anderen Worten, die subglazialen Wasserwege waren nicht allein von den eigenen Schmelzwässern des Inlandeises, sondern in bedeutendem Umfange auch von den von Süden her entgegenströmenden Gewässern benützt.

Der Umstand, daß die Geröllsandvorkommen im nordgalizischen Tieflande sich zu einem unregelmäßigen Bogen zusammenfügen (siehe die Karte), legt den Gedanken nahe, es könne ihre Verteilung einer Stillstandslage des zerlappten Randes des Inlandeises entsprechen. Wie sehr die Aufschlüsse der Geröllsande auch an die Kiese erinnern, die sich an dem Schichtenverbande von Endmoränen beteiligen[2]), so kann ich mich dennoch nicht entschließen, in unserem Falle von Endmoränen zu sprechen. Die Bodenerhebungen, auf denen die Geröllsande auftreten, haben einen ziemlich ruhigen Verlauf und zeigen bei weitem kein so kupiertes Relief wie die echten Endmoränen. Dabei fehlen noch andere Kennzeichen von Endmoränen. Auf dem norddeutschen Flachlande ist es überall die Regel, daß hinter den Endmoränen die Grundmoränenlandschaft und vor denselben die Sandrflächen sich ausbreiten. In unserem Fall dagegen ist es gerade umgekehrt. Nordwärts, somit hinter der Zone der Geröllsande breitet

[1]) Vgl. v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 180.

[2]) Vgl. zum Beispiel R. Struck, Übersicht der geol. Verhältn. Schleswig-Holsteins. Festschrift des 17. deutschen Geographentages, Lübeck 1909, Abb. 20–22.

sich ein weites, den Sandrflächen ganz ähnliches Sandgebiet aus, dessen ebene Oberfläche vielfach durch spätere Dünenbildung bewegt wurde; südlich hingegen, somit vor der Zone der Geröllsande haben wir das hügelige, mit glazialem oder fluvioglazialem Diluvium bedeckte Tiefland. Wir dürfen daher die Zone unserer Geröllsande keinesfalls mit den echten Endmoränen vergleichen. Nichtsdestoweniger aber können wir ohne Zweifel annehmen, daß die Geröllsande in randlichen Teilen des diluvialen Inlandeises durch subglaziale Akkumulation entstanden sind. Die charakteristischen Oberflächenformen der subglazialen Aufschüttung sind jedoch nur in wenigen Fällen schärfer ausgeprägt. Der langgezogene, in schwachem Bogen NNO—SSW verlaufende Kiesrücken, auf dem die Ortschaft Majdan sich längs der Straße erstreckt, stellt ein Ås dar, welches zwar nicht so schmal ist wie die typischen, wall- oder dammartigen Åsar, immerhin aber die anderweitig festgestellte Breite[1]) nicht überschreitet. Auf beiden Seiten wird das Ås von breiten, muldenförmigen und vertorften Åsgräben begleitet. Der Geröllsand des Majdaner Ås, aus karpathischen Geröllen mit äußerst spärlicher nordischer Beimengung aufgeschüttet, gemahnt schon beim äußeren Anblick an einen starken, schuttbeladenen Wasserstrom, welcher — von Süden her kommend — sich in einen Eistunnel ergoß und denselben mit seinen Kiesen verstopfte. Das Ås von Majdan ist das erste und bisher das einzige, welches ich aus dem nordgalizischen Tieflande anführen kann. Ohne die Möglichkeit späterer vereinzelter Funde dieser Oberflächenform vollkommen auszuschließen, muß ich dennoch ein Vorkommen von Åsar in solchem Umfange, wie es seinerzeit Hilber[2]) vermutet hat, in Abrede stellen. Ebenso von Kames habe ich im Gebiete unserer Geröllsande nur ein einziges, typisch ausgebildetes Beispiel, und zwar den bereits erwähnten Hügel „Kokosza Góra“ (171 *m*) in Rozwadów kennen gelernt. Wie an den Kames der Lüneburger Heide[3]), bildet auch hier der Geröllsand die äußere Hülle, während am Fuße des Hügels der Sand (bezw. Grand) aufgeschlossen ist (Taf. VIII, Fig. 1). Kameähnlich kommt noch der Geröllsandrücken NO von Drozdow[4]) vor; obwohl etwas in die Länge gezogen und schwach gekrümmt, ist dieser Rücken dennoch zu kurz, um mit den Åsar verglichen zu werden. An Kames erinnert auch die Blockbestreuung auf dem Geröllsandrücken bei Pysznica (vgl. Fig. 3). Mit Ausnahme der soeben genannten Fälle bildet der Geröllsand keine so scharf hervortretenden Oberflächenformen wie die Åsar und die Kames. Die meisten Geröllsandvorkommen treten als unregelmäßig begrenzte, wellige Kiesflächen ent-

[1]) Zum Beispiel in Posen beträgt die Maximalbreite der Åsar 0·6—1 *km*. Vgl. E. Werth, Radialmoränen (Åsar) südlich von Posen. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, 1909, pag. 541 und 543.

[2]) Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst., 1884, pag. 354. — Allerdings ist Hilber den in Aussicht gestellten Beweis von Åsar im nordgalizischen Tieflande schuldig geblieben.

[3]) Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., 1909, pag. 192.

[4]) NO von Majdan, auf der Spezialkarte (4—XXV) mit S. G. bezeichnet.

gegen, die am besten mit Rollsteinfeldern[1]) zu vergleichen sind. Es bleibt aber noch die Frage offen, inwieweit die Gestalt der Geröllsandrücken selbständig ist. Daß die meisten von Geröllsand umhüllten Rücken einen Kern aus miocänem Ton haben, unterliegt keinem Zweifel. Die Aufschlüsse gestatten jedoch keinen tieferen Einblick in den Kern der Geröllsandrücken. Immerhin aber möchte ich diese miocänen Kerne nicht etwa als Aufpressungen („Durchragungszüge" im Sinne Schröders), sondern als präglaziale Oberflächenformen der Unterlage betrachten. Danach wäre anzunehmen, daß die Geröllsande in den meisten Fällen sich schalenförmig dem präglazialen, hügeligen Relief des miocänen Untergrundes anschmiegen. So könnte man erklären, warum der Geröllsand nur in sehr wenigen Fällen ausgesprochene, für die fluvioglaziale Akkumulation charakteristische Oberflächenformen (Ås von Majdan, Kame von Rozwadów) bildet, sonst aber nur als eine mehr oder weniger starke Hülle sich über den Bodenerhebungen ausbreitet.

Sowohl die Beschaffenheit, wie auch die erwähnten, zwar wenigen, aber typischen Oberflächenformen lassen keinen Zweifel darüber zu, daß die Geröllsande durch subglaziale Akkumulation in den Randpartien des diluvialen Inlandeises entstanden sind, in derselben Weise, wie man es gegenwärtig am Rande des Malaspinaeiskuchens in Alaska beobachten kann. Die Analogie dieses Beispiels läßt vermuten, daß auch unsere Geröllsande unter stagnierendem oder bereits wenig beweglichem und dem Verschwinden entgegengehenden Inlandeise angehäuft wurden. Wie die gemengte Zusammensetzung beweist, waren es nicht allein die eigenen Schmelzwässer des Inlandeises, welche in den subglazialen Kanälen zirkulierten. Vielmehr drangen in dieselben auch von Süden her fließende, ergiebige Wasserströme mit bedeutendem Gerölltransport hinein und beteiligten sich an der Aufschüttung der Geröllsande. Von dem Majdaner Ås, welches fast ausschließlich aus karpathischen Geröllen aufgeschüttet ist und nur in minimaler Zahl nordische Gesteinsstücke enthält, können wir sogar annehmen, daß hier ein rein karpathischer Wasserstrom sich unter dem Eise ergoß. Die Annahme so stark kiesbeladener Gewässer, die von den Karpathen her dem Inlandeise entgegenströmten, könnte vielleicht gewisse Bedenken erwecken. Ohne Zweifel aber waren die aus den Karpathen zufließenden Gewässer im feuchten Klima der Eiszeit viel ergiebiger und besaßen infolgedessen — wie gegenwärtig während eines Hochwassers — ein gesteigertes Transportvermögen. Es sei ferner noch daran erinnert, daß auch anderweitig in der Umrandung des diluvialen Inlandeises während verschiedener Phasen der Eiszeit eine reichliche Zufuhr von Geröllen aus südlichen Gegenden durch Wasserströme stattfand, wie insbesondere in den an die Elbe angrenzenden Gebieten (Fläming etc.), wo ebenfalls Sande mit gemengten Geröllen[2]) oder sogar einheimische

[1]) Im Sinne von J. Elbert (loc. cit. pag. 64 ff.).

[2]) Klockmann, Über gemengtes Diluvium. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1883, pag. 336 ff. — v. Linstow, Neuere Beob. aus dem Fläming. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LVI, 1904, pag. 103 ff.

Kiese rein südlicher Herkunft[1]) abgelagert wurden. Im Saalegebiete hat L. Siegert diluviale Kiesablagerungen mit einem reichlichen Anteil von Saalegeröllen in weiter Ausdehnung festgestellt und ihre Entstehung durch einen „Kampf zwischen den Schmelzwässern des Eises und den Fluten der Saale" erklärt[2]).

Der Nachweis eines subglazialen Abflusses der karpathischen Gewässer während der Eiszeit, wie er durch die gemengten Geröllsande im nordgalizischen Tieflande gegeben wird, steht in vollem Einklange mit den Ergebnissen meiner Untersuchungen über die Ausbreitung des nordischen Inlandeises am westgalizischen Karpathenrande[3]). Trotzdem die Talausgänge der westgalizischen Karpathenflüsse von langen, zungenförmigen Ausläufern des nordischen Inlandeises eingenommen waren, sind in ihnen dennoch keine Anzeichen einer Stauung des Wasserabflusses vorhanden. Vielmehr muß man annehmen, daß die karpathischen Gewässer sich einen subglazialen Ausweg erzwungen haben. Mit dem Rückzuge der nordischen Eiszungen aus den westgalizischen Karpathentälern bildete sich die breite, subkarpathische Abflußrinne (III auf der Karte) aus, in die ein Teil der aus den Karpathen abfließenden Gewässer durch das weiter vorwärts noch lagernde Inlandeis gelenkt wurde. Es scheint, daß — ebenso wie es F. Solger[4]) von den norddeutschen Urstromtälern angenommen hat — auch die subkarpathische Abflußrinne nicht in ihrer ganzen Länge von einem einheitlichen Wasserstrome durchflossen war, obwohl sie gegenwärtig als kontinuierliche Bodendepression vorkommt. Während ihr östlicher Abschnitt schon damals einen Teil der Wislokwässer dem San[5]) zuführte, war der westliche Abschnitt möglicherweise noch weiter in östlicher Richtung, als gegenwärtig, von der Wisloka eingenommen[6]).

Ich habe vorstehend betont, daß in der subkarpathischen Rinne nur ein Teil der aus den Karpathen kommenden Gewässer abfloß. Ein anderer, gewiß bedeutender Teil mußte — wie die karpathischen Gerölle in den Geröllsanden des nordgalizischen Tieflandes beweisen — in ungefähr nördlicher Richtung auf subglazialen Wegen zum Abflusse gelangen. Die gegenwärtige Verbreitung der Geröllsande mit karpathischen Geröllen im nordgalizischen Tieflande führt zu folgenden Schlüssen über den eiszeitlichen Abfluß der karpathischen Gewässer.

1. Aus dem Vorkommen gemengter Geröllsande längs des San (Rozwadów, Bukowie) geht hervor, daß derselbe trotz der Eisbe-

---

[1]) v. Linstow, Über Kiesströme etc. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1908, Bd. XXIX, pag. 333 ff.

[2]) Siegert und Weissermel, loc. cit. pag. 89.

[3]) v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc. pag. 167 und 186—187.

[4]) Solger, Zur Morphol. des Baruther Haupttales. Archiv der Brandenburgia, Bd. XII, 1907, pag. 189.

[5]) Keinesfalls aber weiter nach Osten, wie neuerdings Rudnyckyj (Beitr. z. Morphol. d. galiz. Dniestrgeb., Geograph. Jahresber. aus Österreich, Jg. 7, 1909, pag. 103) von den Gewässern der westgalizischen Karpathen ohne irgendeine Begründung meint.

[6]) Vgl. die weiteren Ausführungen unter 3.

deckung des nordgalizischen Tieflandes sich ebenso nach NW, durch dasselbe richtete, wie es auch gegenwärtig der Fall ist. Die von Romer[1]) und Rudnyckyj[2]) angenommene diluviale Verbindung des San mit dem Dniestr ist somit nur als eine zeitweise Bifurkation aufzufassen, indem die bedeutende Vermehrung der Sangewässer durch den Niederschlagsreichtum der Diluvialzeit sowie durch die Schmelzwässer des Inlandeises ein teilweises Überfließen nach dem Dniestrgebiete zur Folge hatte.

2. Höchst auffallend ist das Vorkommen gemengter Geröllsande in unmittelbarem Anschlusse an den Łeg (Stany, Lipica), welcher heute schon außerhalb der Karpathen aus dem Zusammenflusse kleiner Quellenbäche entsteht. Aus dem Vorkommen karpathischer Gerölle in Geröllsanden am Łeg müssen wir annehmen, daß derselbe ursprünglich eine Fortsetzung des weiter südlich aus den Karpathen hinaustretenden Wisloklaufes bildete. Dafür spricht auch der Umstand, daß die Breite und die Ausbildung des heutigen Łegtales auf einen ehedem viel stärkeren Wasserstrom hinweisen. Während der Eisbedeckung des Tieflandes konnten die subglazialen Abflußwege die erheblich vergrößerte Wassermenge des Wislok nicht fassen und infolgedessen floß der Überschuß in der subkarpathischen Rinne als eine Bifurkation zum San ab. Durch die allmähliche Verstopfung der subglazialen Entwässerungswege wurde der Wislok schließlich gezwungen, seinen früheren Lauf nach Norden im gegenwärtigen Łegtale vollkommen aufzugeben und seine ganze Wassermenge auf die Dauer in der subkarpathischen Rinne nach dem San zu richten.

3. Die großartige Anhäufung karpathischer Gerölle im Geröllsande des Ås von Majdan läßt sich augenscheinlich mit keinem Wasserlaufe in Verbindung bringen. Am nächsten würde die Vermutung liegen, es sei der Geröllsand von einer ehemaligen Fortsetzung der weiter südlich die Karpathen verlassenden Wielopolka abgelagert worden. Indes weist sowohl die Größe, wie auch die Menge der karpathischen Gerölle im Majdaner Ås auf einen viel bedeutenderen Wasserstrom hin, als die Wielopolka mit ihrem kleinen Einzugsgebiete, zumal dieses zum guten Teil in das Miocän fällt und nur in seinem innersten Teile die Sandsteinzone angezapft hat. So muß die Frage nach dem karpathischen Wasserstrome, welcher das Ås von Majdan aufgeschüttet hat, vorläufig noch offen bleiben. Nicht ganz ausgeschlossen scheint mir die Möglichkeit, daß die Wisloka oder mindestens ein guter Teil ihrer Gewässer in der subkarpathischen Rinne weiter nach Osten als gegenwärtig floß, um dann in nördlicher Richtung in das Tiefland hinein abzubiegen und die karpathischen Gerölle des Majdaner Ås anzuhäufen.

4. Die von Rehman[3]) aus der Karte abgeleitete Ansicht, es sei der nördliche Teil des nordgalizischen Tieflandes durch das

---

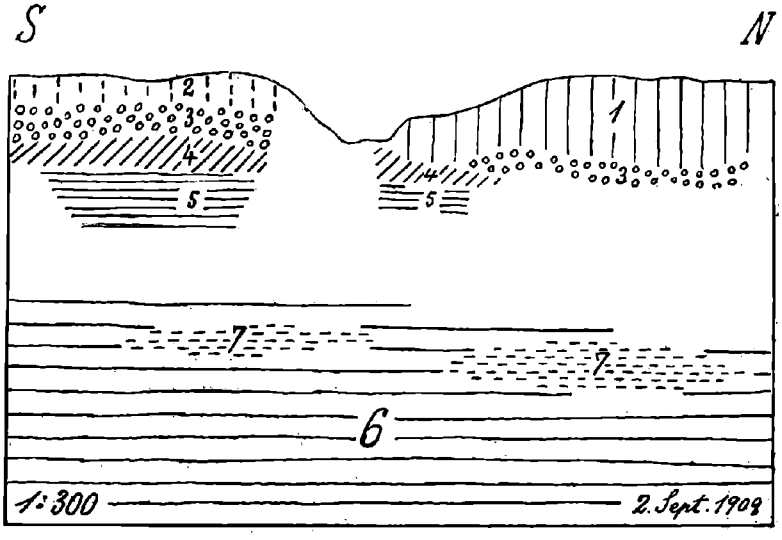
[1]) Romer, Zur Gesch. d. Dniestrtales. Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien, Bd. L, 1907, pag. 279.

[2]) Rudnyckyj, loc. cit. pag. 103—104.

[3]) Rehman, loc. cit. pag. (235).

Inlandeis zu einem großen See aufgestaut worden, ist unhaltbar, nachdem die gemengten Geröllsande den Abfluß der karpathischen Gewässer auf subglazialen Wegen in größerem Umfange erkennen ließen. Anzeichen einer derartigen, ausgedehnteren Wasserstauung sind nirgends vorhanden, vielmehr spricht die Ausbildung des nordischen Diluviums entschieden gegen eine solche Annahme. Im Falle einer seeartigen Aufstauung würden bekanntlich nicht Sande, wie Rehman glaubt, sondern feingeschichtete Tone zur Ablagerung gelangen, welche jedoch in der Diluvialdecke des nördlichen Tieflandes nicht vorkommen.

Fig. 4.



Ziegelei im Rande des Lößplateaus, ungefähr 1·2 *km* NO von Sandomierz.

1 Löß. — 2 Gelber, lößähnlicher Lehm mit angedeuteter Schichtung. — 3 Geschiebelehm. — 4 Stark toniger, roter Lehm. — 5 Dünngeschichteter, grauer Ton (Bänderton). — 6 Hellgelber, stark sandiger Lehm. — 7 Sand (stellenweise mit Kreuzschichtung).

Die verstürzten Teile sind weiß gelassen.

Ebensowenig konnte ich längs des Steilrandes des Sandomierz-Opatower Lößplateaus, welcher von NW das Tiefland begrenzt, irgendwelche morphologische oder lithogenetische Spuren einer durchgehenden Stauung der Gewässer feststellen. An diesem Steilrande tritt das in der Regel nur einige wenige Meter mächtige, nordische Diluvium in der gleichen Ausbildung, welches dasselbe auch sonst auf dem ganzen Sandomierz-Opatower Lößplateau zur Schau trägt, das heißt als Geschiebelehm und zu unterst oft als sandiges Fluvioglazial zutage. Nur an einer Stelle zeigt das Diluvium zum Teil den Charakter eines Absatzes stehenden Wassers — wobei es auch zu einer größeren

Mächtigkeit anschwillt — und zwar nördlich von Sandomierz, wo der Steilrand des Lößplateaus eine kleine Einbuchtung bildet [1]). In einer von den kurzen Schluchten, welche hier den Rand des Lößplateaus zerschneiden, ungefähr 1·2 *km* NO von Sandomierz, finden wir eine Ziegelei, wo von unten nach oben sandiges Diluvium, tonige Ablagerungen und der Geschiebelehm aufgeschlossen sind (Fig. 4). Die tonigen Absätze (4—5 in Fig. 4) wurden gewiß in einem kleinen Wasserbecken abgelagert, welches im Schatten des weiter ostwärts an die Weichsel herantretenden Vorsprunges der „Pfefferberge" einige Zeit bestehen konnte, bis seine Absätze vom Inlandeise bedeckt und mit Geschiebelehm überlagert wurden. Es muß aber kaum eine Wasserlache von sehr kleinem Umfange gewesen sein, da diese Ausbildung des Diluviums lokal ganz beschränkt ist und in der nächsten Umgebung nicht mehr wiederkehrt.

Aus den vorstehenden Ausführungen ersieht man, daß die Wasserläufe im nordgalizischen Tieflande ungleichen Alters sind. Die Verbreitung der gemengten Geröllsande zeigt, daß der San, wie auch die ursprüngliche Fortsetzung des Wislok (gegenwärtig Łeg) während der diluvialen Eisbedeckung des Tieflandes auf subglazialen Wegen zum Abflusse gelangten. Selbstverständlich aber haben sie sich nicht erst nach der Ausbreitung des nordischen Inlandeises den subglazialen Abfluß gebahnt. Vielmehr ist anzunehmen, daß sie denselben Lauf schon in präglazialen Zeiten hatten und trotz der späteren Eisinvasion zu behaupten vermochten. Somit wäre die Entstehung des heutigen Sanlaufes, sowie des ursprünglichen Wisloklaufes im gegenwärtigen Łegtale noch in die präglaziale Zeit zu versetzen. Im niederschlagsreichen Klima der Eiszeit und besonders während des Abschmelzens des diluvialen Inlandeises fand ohne Zweifel eine erhebliche Vergrößerung der zum Abflusse gelangenden Wassermenge statt. Da jedoch die subglazialen Entwässerungswege den gesteigerten Wasserzufluß aus den Karpathen her nicht zu fassen imstande waren, mußten Bifurkationen entstehen, wie es auch jetzt im flachen Lande beim Hochwasser und insbesondere beim Eisgang nicht selten geschieht. Ein Teil der Sangewässer überfloß zum Dniestrgebiete, der Wasserüberschuß des Wislok richtete sich nach Osten durch die subkarpathische Rinne. Das Schicksal dieser beiden Bifurkationen war verschieden. Die vorübergehende Verbindung zwischen dem San- und dem Dniestrgebiet wurde mit dem Aufhören des eiszeitlichen Wasserandranges aufgelassen, so daß der San heutzutage seinen ursprünglichen, aus der präglazialen Zeit stammenden Lauf durch das nordgalizische Tiefland behält. Der Wislok dagegen gab seinen ursprünglichen Lauf im gegenwärtigen Łegtale, wahrscheinlich infolge einer Erschwerung des subglazialen Abflusses durch reichlichere Akkumulation, vollkommen auf und etablierte sich auf die Dauer in der subkarpathischen Rinne. Im breiten, verlassenen Tale der ursprünglichen Fortsetzung des Wisloklaufes sammeln sich jetzt die Gewässer des Łeg.

Zu sehr beachtenswerten Schlußfolgerungen führt die hypsometrische Lage der Geröllsandvorkommen. Bei Łetownia reicht die

[1]) Vgl. Blatt 3—XXV, Tarnobrzeg, der Spezialkarte.

Oberfläche des Geröllsandes bis zur Höhe von 206 *m*, bei Lipica finden wir sie in der Höhe von etwa 200—210 *m*. Das Majdaner Ås, welches wir nach den früheren Bemerkungen als den „fossilen" Lauf eines größeren, diluvialen Wasserstromes aus den Karpathen bezeichnen können, erhebt sich mit seinem Rücken sogar bis zu 227 *m*. Indes befindet sich der gegenwärtige Boden der Talausgänge am westgalizischen Karpathenrande fast genau im Niveau von nur 200 *m*, somit tiefer, als die erwähnten Geröllsandvorkommen. Im Gegensatze zu A. Jentzsch[1]) halte ich es für ausgeschlossen, daß subglaziale Wasserströme außer suspendiertem Schlamm auch Gerölle nach aufwärts zu bewegen imstande wären. Im Gegenteil konnte ein so bedeutender Kiestransport, wie wir ihn nach dem Majdaner Ås beurteilen müssen, sicher nur unter normalen Gefällsverhältnissen bewerkstelligt werden. So werden wir zur unabweislichen Annahme geführt, daß während der Ablagerung der Geröllsande ihre Unterlage relativ (das heißt im Vergleiche mit dem westgalizischen Karpathenrande) tiefer liegen mußte als gegenwärtig, daß folglich in postglazialer Zeit Bewegungen der Erdoberfläche in vertikaler Richtung stattgefunden haben. Es können nun entweder Senkungen am Karpathenrande oder Hebungen im nordgalizischen Tieflande in Betracht kommen. Die erstere Eventualität ist nicht annehmbar; gegen die Möglichkeit postglazialer Senkungen am Karpathenrande spricht schon der Umstand, daß in den erweiterten Talausgängen die terrassierte Bodenausfüllung, die ich an einer anderen Stelle geschildert habe[2]), vielfach bis zur älteren Unterlage durchschnitten ist und die Flüsse über nackten Schichtköpfen dahinfließen. Auch sonst fehlen Anzeichen irgendeiner Senkung gänzlich. Es bleibt daher nur die Annahme postglazialer Hebungen im nordgalizischen Tieflande übrig[3]). Soweit aus dem Vergleiche der hypsometrischen Lage der Geröllsande mit dem heutigen Niveau der Flußaustritte aus den westgalizischen Karpathen sich beurteilen läßt, hat die Amplitude dieser Hebung höchstens bis etwa 50 *m* betragen, jedenfalls aber diesen Maximalwert nicht überschritten.

Am nächsten liegt der Gedanke, die postglaziale Hebung im nordgalizischen Tieflande als eine Folge der Senkung der Erdoberfläche unter dem diluvialen Inlandeise und der darauffolgenden Entlastung zu betrachten. Tatsächlich stimmt der obige Maximalbetrag der postglazialen Hebung auffallend mit den diesbezüglichen Berechnungen von M. P. Rudzki[4]) überein. Es geht aber die Übereinstimmung noch weiter. Während unter dem Inlandeise eine Senkung der Erdoberfläche stattfindet, ist an seinem Rande nach den theoretischen

[1]) Jentzsch, Bildung der preuß. Seen. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. XXXVI. 1884, pag. 701.

[2]) Vgl. v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 189—190.

[3]) Anmerkung während der Korrektur. — Ich möchte Herrn H. Spethmann vollauf beipflichten, wenn er in einer Besprechung der Untersuchungen von F. Solger über die Terrassen der norddeutschen Urstromtäler die Möglichkeit von „Niveauverbiegungen nach der Eiszeit" in Erwägung zieht (vergl. Petermanns Mitteil., Bd. 56, 1910, pag. 103).

[4]) M. P. Rudzki, Deformationen der Erde während der Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. I, 1906, pag. 185—186.

Ergebnissen von M. P. Rudzki[1]) eine relative Hebung zu erwarten, jedoch von einem so geringen Betrage, daß sie praktisch nicht zum Ausdrucke kommen könnte. In der Tat finden wir, daß der westgalizische Karpathenrand, wo das diluviale Inlandeis in Eiszungen aufgelöst war, seit dieser Zeit vollkommen stabil blieb und weder eine merkliche Hebung[2]) noch — wie vorstehend betont wurde — eine Senkung erfahren hat. Angesichts dieser Stabilität des westgalizischen Karpathenrandes kann die postglaziale Hebung des Tieflandes nur als eine Aufwölbung von sehr großer Spannweite und relativ kleiner Amplitude aufgefaßt werden. Höchstwahrscheinlich war die Amplitude lokalen Schwankungen von Null bis zum Maximalwerte von ungefähr 50 *m* unterworfen. Es hat den Anschein, als wenn die durch das Abschmelzen des diluvialen Inlandeises entstandene Spannung in der Erdkruste nicht überall, sondern nur in gewissen Krustenteilen zur Auslösung gekommen wäre. Denn in der nordwestlichen Umrandung des Tieflandes, im östlichen Teil des Polnischen Mittelgebirges, ist kein Anzeichen von postglazialen Krustenbewegungen vorhanden, vielmehr muß eine Stabilität seit der Diluvialzeit angenommen werden. Dieses könnte zum Teil dadurch begründet werden, daß das genannte Gebiet infolge seiner höheren Lage von einem weniger mächtigen Inlandeise belastet und zum Teil sogar ganz eisfrei war. Außerdem muß noch der Umstand in Betracht gezogen werden, daß der östliche Teil des Polnischen Mittelgebirges, das Sandomierz-Opatower Plateau, unmittelbar nach dem Verschwinden des Inlandeises einen bedeutenden Massenzuwachs durch die Bildung einer mächtigen Lößdecke aus von Winden importiertem Staubmaterial und infolgedessen eine dauernde Belastung erfuhr.

Lemberg, Mitte Dezember 1909.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
III. Die Lößverbreitung in der westlichen Umrandung des nordgaliz. Tieflandes	133
Das subkarpathische Lößplateau	133
Einsenkungen der Lößoberfläche	133
Der autochthone und allochthone Löß	135
Kein Löß in Sandsteingebieten	138
Das Lehmgebiet der Tarnow-Brzeskoer Randkarpathen	139
Die Steilränder der Lößgebiete	141
Der Lößmangel im nordgaliz. Tieflande	144
Löß- und Dünenbildung	145
Zusammenhang der Lößverbreitung mit orographischen Verhältnissen	146
IV. Die gemengten Geröllsande im nordgaliz. Tieflande	149
Das Auftreten der Geröllsande im nordgaliz. Tieflande	149
Die Beschaffenheit und petrographische Zusammensetzung	150
Die Oberflächenformen der Geröllsande	154
Die subglaziale Akkumulation	156
Die eiszeitlichen Abflußwege der karpathischen Gewässer	157
Zur Entwicklung der Wasserläufe im nordgaliz. Tieflande	160
Postglaziale Bodenbewegungen im nordgaliz. Tieflande	161

[1]) Ibid. pag. 185.

[2]) v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 172.

Tafel VII.

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens.

Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1. Das nordgalizische Tiefland und seine westliche Umrandung.

I = Subkarpathische Lößzone.
II = Lehmgebiet der Tarnow—Brzeskoer Randkarpathen
III = Subkarpathisches, fluvioglaziales Tal.
IV = Lößinsel von Stopnica (nach der Karte von Kontkiewicz in Pamietnik Fizyograf. Bd. II, 1882).
V = Sandomierz—Opatower Lößplateau.
VI = Lößinsel bei Lagow.
Nordrand des subkarpathischen Lößplateaus.
\+ = Ockervorkommen am Wal bei Siemiechów.
g = Lehmgebiet von Grodzisko.
= Geröllsand — wichtigste Vorkommen:
1 Majdan. — 2 Stany. — 3 SW von Stary Nart (bei Lipica △ 212 *m*). — 4 Letownia. — 5 Rozwadów. — 6 Bukowie (△ 179 *m*) bei Pysznica.

Fig. 2. Der östliche Steilrand des Sandomierz—Opatower Lößplateaus in Winiary, oberhalb von Zawichost. Rechts der breite Alluvialboden der Weichsel.

Nach photographischer Aufnahme des Verfassers.

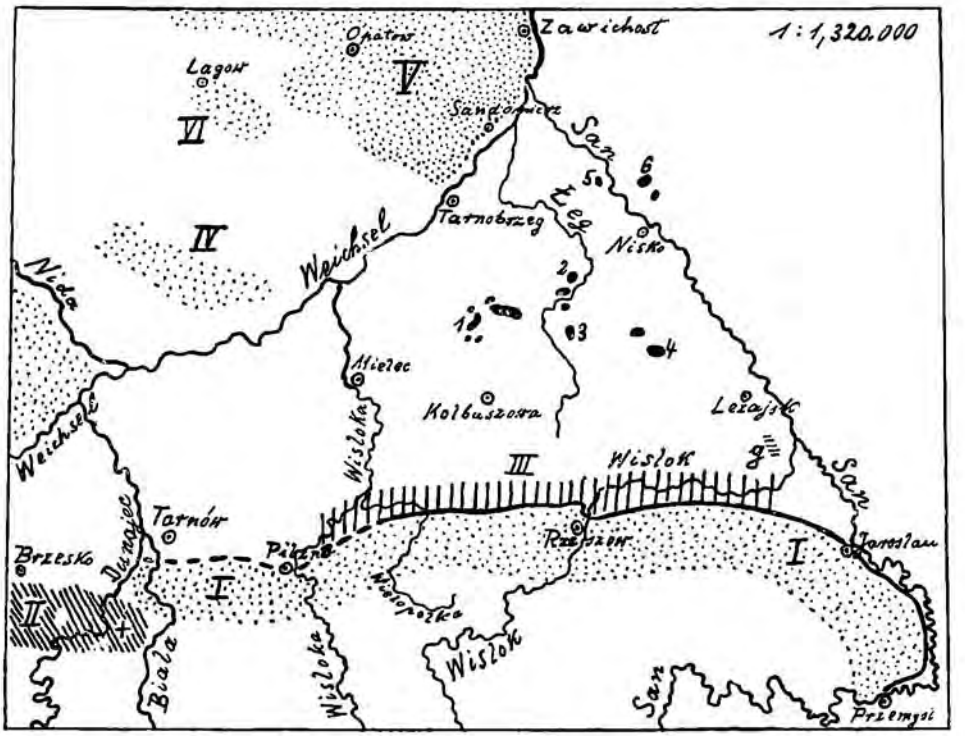

1:1,320.000
Zawichost
Opatow
Lagow
Sandomierz
San
Tarnobrzeg
Nisko
Weichsel
Nida
Mielec
Kolbuszowa
Leżajsk
Wisłok
Tarnów
Brzesko
Dunajec
Pilzno
Rzeszow
Jarosław
Biała
Wisłoka
Przemyśl

Fig. 1.



Fig. 2.

Tafel VIII.

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. Sandgrube in Rozwadow: Kreuzgeschichteter Sand und Grand, oben dünne dunkle Schmitzen grauen Tones.

Photographische Aufnahme des Verfassers, Juli 1909.

Fig. 2. Kiesgrube in Majdan: Geschichtete Kiese mit nach oben zunehmender Geröllgröße.

Photographische Aufnahme des Verfassers, August 1909.



Fig. 1.



Fig. 2.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Miocän in Szczerzec bei Lemberg.

Von Dr. Wilhelm v. Friedberg.

Mit 8 Textfiguren.

Auf der bei Szczerzec (SSW von Lemberg) sich erstreckenden Terrainerhöhung, welche „Cerkiewna Góra“ (313 *m*) heißt, kommen Gipse und unter ihnen liegende Schichten mit Versteinerungen vor, welche schon vor 30 Jahren M. Łomnicki[1]) und V. Hilber[2]) beschrieben hatten. Da Szczerzec die westlichste Lokalität ist, von welcher die sogenannten „Baranower Schichten“ bekannt sind, habe ich die dortigen Verhältnisse im letzten Jahre näher untersucht. Neue Aufschlüsse, welche jetzt zahlreiche, obwohl kleine Gipsbrüche liefern, haben mir ein besseres Studium des dortigen Miocäns möglich gemacht, welches ich auch auf das bis jetzt sehr wenig bekannte naheliegende Gipsvorkommen in Piaski und Popielany ausgedehnt habe. Die umstehende Kartenskizze (Fig. 1) wird das Verständnis der dortigen Verhältnisse erleichtern.

Die tiefsten Schichten sind am südlichen Abhange der „Cerkiewna Góra“ zu finden. In der ersten Schlucht (von Westen gerechnet) liegt unten sandiger, senoner Mergel, welcher folgende Versteinerungen geliefert hatte:

Belemnitella mucronata Schloth.
Ananchytes ovata Leske
Lima decussata Goldf.
Pecten Nilssoni Goldf.
„ *an. pulchellus Nilss.*
Terebratula carnea Sow.
Spongia ramosa Mont.

Die senone Kreide steigt hier bis 290 *m* Höhe an.

Darüber liegt ein Schichtenkomplex, welcher zu den sogenannten „Baranower Schichten“ gezählt wurde. Es ist hier heller, grüner Ton, grüner Sand, in höheren Schichten rötlicher Sand, welcher abgerundete Quarze und graublaue Chalcedonkonkretionen enthält, auch hier kommen linsenförmig grüne Tone und Sande vor. In der ganzen Schichtenfolge, welche zirka 6 *m* mächtig ist, sind dünnplattige, etwas rötliche

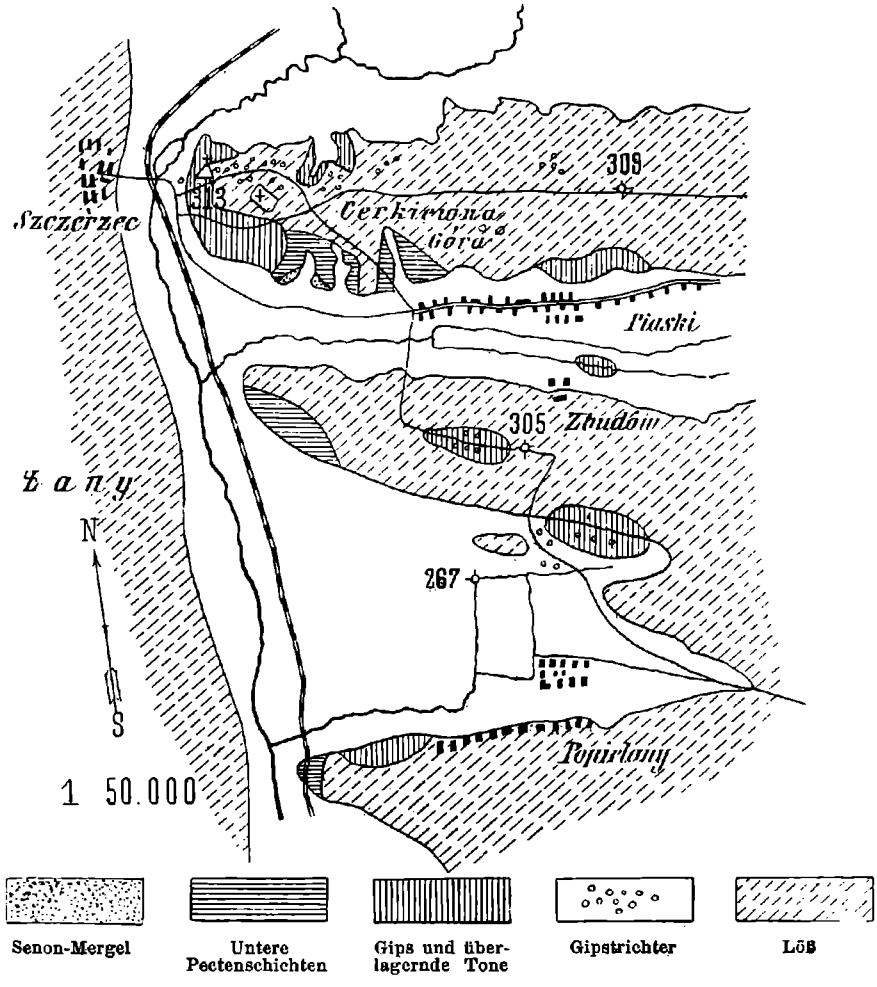
[1]) M. Łomnicki, Formacya gipsu na zach. połudn. krawędzi płasko-wzgórza podolskiego, „Kosmos“, Lemberg 1881 (poln.).

[2]) V. Hilber, „Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1882.

Sandsteine zu finden, welche viele, aber schlecht erhaltene Versteinerungen enthalten. Im grünen Tone fand ich *Cerithium deforme Eichw.* und *Hydrobia sp. indeterm.*, auf den Sandsteinplatten:

Pecten cf. scissus Favre. 4 Ex. (≡ *P. cf. scissus* bei Hilber[1])
„ *Wulkae Hilb.* 3 Ex.
—? (= *Spondylus forma indeterm.* bei Hilber l. c. Taf. IV, Fig. 12)

Fig. 1.



Geologische Kartenskizze von Szczerzec.

[1]) V. Hilber, Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VII, 1882, pag. 20, Taf. II, Fig. 16.

Terebratula forma indet. aff. grandis Blum. 8 Ex.
(= Hilber l. c. Taf. IV, Fig. 14—16).

Der Sandstein gab im Schlammrückstande wenige und abgeriebene Foraminiferen, bestimmbare habe ich aber in dem grünen Tone gefunden. Es waren hier:

Miliolina venusta Karrer. 1 Ex.
Bulimina inflata Sequ. 1 Ex.
Globigerina bulloides d'Orb. 1 Ex.
Truncatulina lobatula Walk. Jac. 2 Ex.
„ *var. austriaca d'Orb.* 1 Ex.
„ *Dutemplei d'Orb.* 1 Ex.
Pulvinulina aff. oblonga Will. 1 Ex.
Polystomella aculeata d'Orb. 2 Ex.
macella Fichl. u. Moll. 3 Ex.

Diese dürftige Fauna deutet auf eine geringe Meerestiefe hin, womit auch die beiden Schnecken (*Cerithium*, *Hydrobia*) übereinstimmen.

Über diesen Schichten liegt ein mürber, grünlicher Sandstein (0·5 *m* mächtig), die Farbe wird durch zahlreiche Glaukonitpartikel verursacht. Darüber kommt noch eine 2 *m* mächtige Lage eines gelbgrauen Schiefertones, welcher eine reiche Foraminiferenfauna geliefert hat. Es waren hier:

Dendrophrya robusta Grzyb. 5 Ex.
Lingulina costata d'Orb. 1 Ex.
„ *n. sp. aff. costata d'Orb.* 1 Ex.
Textularia carinata d'Orb. 1 Ex.
Verneuillina aff. propinqua Brady. 1 Ex.
Glandulina laevigata d'Orb. 1 Ex.
„ *comata Partsch.* 1 Ex.
Nodosaria badensis d'Orb. 2 Ex.
„ *hispida d'Orb.* 1 Ex.
Marginulina glabra d'Orb. 6 Ex.
Cristellaria calcar L. 4 Ex.
echinata d'Orb. 4 Ex.
„ *cultrata d'Orb.* 11 Ex.
„ *gibba d'Orb.* 1 Ex.
Uvigerina canariensis d'Orb. 1 Ex.
Globigerina bulloides d'Orb. 14 Ex.
„ *var. triloba Reuss*

Globigerina cretacea d'Orb. 1 Ex.
„ *conglobata Brady* (?) 5 Ex.
Nonionina umbilicatula Mont. 9 Ex.
„ *scapha Ficht. u. Moll.* 1 Ex.
„ *pompilioides Ficht. u. Moll.* 1 Ex.

Fig. 2.



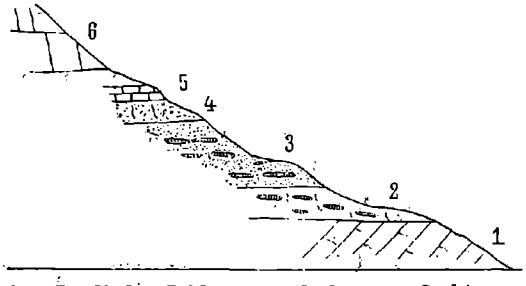
Die erste Schlucht im Süden von Cerkiewna Góra.
1 Gips. — 2 untere *Pecten*-Schichten. — 3 senoner Mergel.
Photographische Aufnahme des Verfassers.

Truncatulina Dutemplei d'Orb. 5 Ex.
„ *Schreibersii d'Orb.* 2 Ex.
„ *tenera Brady.* 1 Ex.
„ *Ungeriana d'Orb.* 13 Ex.
„ *lobatula Walk.* u. *Jac.* 10 Ex.
Anomalina ammonoides Reuss. 5 Ex.
„ *grosserugosa Gümb.* 1 Ex.
Polystomella macella Ficht. u. *Moll.* 1 Ex.

Der ganze, jetzt besprochene Schichtenkomplex, welcher über dem Kreidemergel und unter dem Gips liegt, ist höchstwahrscheinlich in einem ruhigen Meere entstanden, was man aus der Existenz zahlreicher dünnschaliger *Pecten*-Arten (zum Beispiel *Pecten scissus*, *denudatus*) schließen kann.

Über diesen Schichten, welche wir bis jetzt kennen gelernt haben, liegt Gips, er wird jedoch später besprochen werden. Die Figur 2 gibt uns die Ansicht dieser Schlucht, von welcher wir bis jetzt gesprochen haben, die Figur 3 ihr geologisches Profil.

Fig. 3.



Geologisches Profil der Schlucht im Süden von Cerkiewna Góra.

1 Kreidemergel. — 2 grüne Tone und Sande. — 3 rötliche Sande. — 4 grüner Sandstein. — 5 Tonschiefer. — 6 Gips.

In der zweiten, naheliegenden Schlucht sind ähnliche Verhältnisse. Ich habe hier keinen grünen Ton gesehen, nur mergelige Sandsteine mit Versteinerungen, über ihnen liegen, wie in der ersten Schlucht, grüngefleckte mürbe Sandsteine. Da diese Schlucht nicht tief eingeschnitten ist, fehlt hier der senone Mergel. Aus den mergeligen Sandsteinen habe ich folgende Bivalven bestimmt:

Pecten scissus Favre. 4 Ex.
Wulkae Hilb. 1 Ex.
„ *denudatus Reuss.* 2 Ex.
Thracia ventricosa Phill. 3 Ex.
Isocardia cor. L. 1 Ex.

Mehrere andere Aufschlüsse sind gegen Osten von hier auf dem Südabhange der „Cerkiewna Góra“ zu finden; sie ziehen sich bis zum Dorfe Piaski. Man eröffnet hier für den lokalen Bedarf viele kleine Steinbrüche, welche jedoch, außer Betrieb gesetzt, sehr leicht vom Flugsande zugeschüttet werden. Es kommen dort horizontalliegende, feste, graue Sandsteine, welche mit dünnplattigen, leicht zerfallenden Sandsteinen und sandigen Mergeln wechsellagern, zum Vorschein. Alle diese Gesteine enthalten zahlreiche, aber schlecht erhaltene Versteinerungen, hauptsächlich *Pecten*-Arten. Ich habe hier folgende bestimmbare Fossilien gefunden:

Pecten scissus Favre. 21 Ex.
„ *cf. scissus Favre.* 16 Ex. (= *Pecten cf. scissus* bei Hilber l. c.)
„ *quadriscissus Hilb.* 1 Ex.
„ *an. Wulkae Hilb.* 2 Ex.
„ *denudatus Reuss.* 10 Ex.
Thracia ventricosa Phill. 5 Ex.
Isocardia cor. L. 8 Ex.
Lucina cf. borealis L. 1 Ex.
Cardium baranovense Hilb. 10 Ex.
Terebratula aff. grandis Blum. 3 Ex.

Es fehlt hier Gips über diesen Schichten, da er durch Erosion zerstört wurde; auf diese Tatsache werden wir später zurückkommen.

In den früheren Arbeiten des M. Łomnicki und Hilber sind die „unteren *Pecten*-Schichten" ähnlich beschrieben worden; am Südabhange der „Cerkiewna Góra" waren jedoch nur die Aufschlüsse in der ersten Schlucht bekannt. Łomnicki erwähnt ein festes Konglomerat mit Terebrateln (*Terebratula aff. grandis Blum.*) als höchste Schicht dieses Komplexes. Ich konnte dieses Konglomerat nicht konstatieren, vielmehr fand ich in den Sandsteinen *Pecten*-Arten und Terebrateln zusammen. Łomnicki sah auch undeutlich hervortretende Baranower Schichten am Westabhange der „Cerkiewna Góra", wo sie jetzt nicht sichtbar sind. Hilber sah hier einen sandigen Mergel mit Kammuscheln, der Mergel „enthält kleine, schwarze, abgerollte Kiesel, Ausscheidungen bläulichen Chalcedons mit traubiger Oberfläche und viele Fossilien, hauptsächlich *Pectines*". (Hilber a. a. O.). Er fand hier und auch in der Schlucht im Süden von „Cerkiewna Góra" eine viel reichere Fauna, als es mir geglückt ist; ich wiederhole der Vollständigkeit halber seine Liste:

Isocardia cor. L.
Cardium baranovense Hilb.
Leda sp.
Lima percostulata Hilb.
Pecten scissus Favre
Zwischenform zwischen *P. scissus* und *P. Wulkae Hilb.*
quadriscissus Hilb.
Richthofeni Hilb.
resurrectus Hilb.
cf. glaber L.
cristatus Bronn.
denudatus Reuss.
cf. comitatus Font.

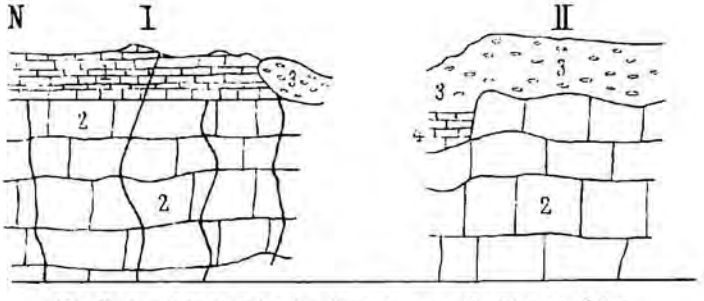
Pecten Koheni Fuchs
„ *Lenzi Hilb.*
Terebratula sp. und mehrere Foraminiferen.

Fig. 4.



„Cerkiewna Góra" vom Westen, weiße Gipse sind sichtbar.
Nach photographischer Aufnahme des Verfassers.

Fig.



Profil der Gipsbrüche im Westen von Cerkiewna Góra.
1 Gips, dünnplattig. — 2 Gips, grobbankig. — 3 oberer Ton mit Felstrümmern. 4 Schieferton.

Über den Schichten mit Kammuscheln, welche ich „untere *Pecten*-Schichten" nennen werde und welche mit den Baranower Schichten identisch sind, liegen Gipse, welche besonders gut in zahlreichen Gipsbrüchen am West- (Fig. 4) und Südwestabhange der Cerkiewna Góra aufgeschlossen sind. Die Mächtigkeit der Gipse ist bedeutend, Hilber schätzt sie auf 35—40 *m*, nach meinen Beobach-

tungen ist sie geringer (zirka 25 *m*). Es ist hier ein grauer, blättriger Gips, es findet sich aber auch ein weißer Alabaster mit geringen Schwefelausscheidungen, seltener ein faseriger Gips. Im Gips sind keine tonigen Einlagerungen zu finden[1]), die Gipse sind aber stark und ungleichmäßig erodiert und mit grauen Tonen überlagert, welche viele, nicht abgerollte Felsblöcke (Sandsteine, Mergel und Kalksteine) führen.

Um diese Verhältnisse an konkreten Beispielen zu veranschaulichen, werde ich jetzt Profile einiger Gipsbrüche angeben.

Am Westabhange der „Cerkiewna Góra", der Eisenbahnstation gegenüber, wurde der Gips im größeren Bruche aufgeschlossen (Fig. 5). Er liegt oben in dünnen Schichten, unten aber in dicken Lagen und ist sehr leicht gegen N (h 2) geneigt. Im Gips sind senkrechte Klüfte vorhanden, welche mit Ton ausgefüllt sind. Im südlichen Teile des Aufschlusses liegt über dem Gips ein graugrüner Tegel, welcher viele Trümmer und Platten eines mergeligen Sandsteines enthält. Denselben Ton sehen wir auch im zweiten Gipsbruche, welcher beim ersten liegt.

Der Ton, welcher die Klüfte im Gips ausfüllt, gab geschlämmt keine Foraminiferen nur zahllose kleine Gipskristalle. Der obere Ton enthielt jedoch eine reiche Foraminiferenfauna, woraus ich bestimmen konnte:

Uvigerina n. sp. aff. Laubeana Schub. Sehr häufig
„ *canariensis d'Orb.* 1 Ex.
Bulimina elegans d'Orb. 6 Ex.
Sphaeroidina bulloides d'Orb. 12 Ex.
Globigerina bulloides d'Orb. 7 Ex.
Nonionina umbilicata Mont. 5 Ex.
Polystomella macella Ficht. u. Moll. 1 Ex.
Truncatulina lobatula Walk. u. J. 6 Ex.
Haidingeri d'Orb. 1 Ex.
„ *Akneriana d'Orb.* 2 Ex.
Pulvinulina umbonata Reuss. 1 Ex.

Es muß die Existenz vieler Felsblöcke hervorgehoben werden; es sind größtenteils nicht abgerollte Sandsteinstücke, welche bis $^1/_4$ m^3 Volumen erreichen.

Die Photographie eines anderen Gipsbruches, welcher etwas weiter gegen Süden vom vorigen liegt (Fig. 6), ist der beste Beweis, wie stark die Gipse erodiert und ungleich abgetragen wurden. In einem bis 5 *m* hohen Aufschlusse sehen wir Gips und Ton neben-

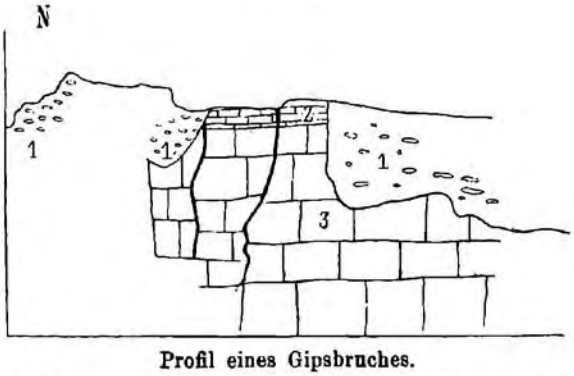
[1]) Hilber (l. c.) sah am Westabhange der „Cerkiewna Góra" im Gips „eine Schicht grünen Tegels und in dieser eine schmale Lage von ungeschenerten Trümmern dichten Kalksteines (zerbrochenes Flöz?), ähnlich jenem, welches im Westen der Ortschaft ansteht". Ich habe keine Spur einer Unterbrechung in Szczerzec gesehen, wohl aber weiter gegen Osten in Piaski.

Fig. 6.



Photographische Aufnahme eines Gipsaufschlusses in Szczerzec.
1 Lehm. — 2 Ton, darin ein großer Felsblock. — 3 Gips.

Fig. 7.



Profil eines Gipsbruches.
1 Ton mit Felsblöcken. — 2 Gips, dünnplattig. — 3 Gips in mächtigen Bänken.

einander, im Ton liegt ein großer Sandsteinblock, welcher sogar auf der Photographie leicht sichtbar ist. Es sind hier auch viele andere kleine Felsstücke.

Im naheliegenden anderen Gipsbruche sind analoge Verhältnisse. Das Profil (Fig. 7) desselben zeigt uns eine ungleiche Denudationsebene der Gipse, welche im Aufschlusse allein (ihr Liegendes ist hier nicht sichtbar) 10 *m* mächtig sind. Hier ist auch ein schwaches, gegen N gerichtetes Einfallen zu bemerken.

Im anderen Aufschlusse, welcher höher gelegen und tief eingeschnitten ist, sieht man einen horizontal liegenden Alabaster mit Schwefelausscheidungen, welcher vertikal zerklüftet ist. Neben ihm liegt ein kalkhältiger Ton, welcher unregelmäßig zerstreute Felsstücke führt. Aus dem Ton habe ich nur wenige Foraminiferen erhalten (*Lagena apiculata Reuss* 1 Ex., *Truncatulina lobatula Walk. u. Jac.* 1 Ex.).

Der letzte Gipsbruch liegt oberhalb der Schlucht, in welcher wir die „unteren *Pecten*-Schichten" kennen gelernt haben und ist von ihr nur durch einen Feldweg getrennt. Wir sehen also, daß die vollständige Schichtenfolge der „Cerkiewna Góra folgende ist:

Oberer Ton
Gips
untere *Pecten*-Schichten
(= Baranower Schichten)
senoner Mergel.

Der Vollständigkeit halber werde ich noch beifügen, daß ich mehrere Proben des oberen Tones auf Foraminiferen untersucht habe. Eine gab folgende Fauna:

Uvigerina n. sp. ff. Laubeana Schub. Sehr häufig
Virgulina Schreibersiana Cziz. 1 Ex.
Bulimina elegans d'Orb. 5 Ex.
„ *inflata Sequ.* 1 Ex.
Globigerina bulloides d'Orb. 11 Ex.
Sphaeroidina bulloides d'Orb. 20 Ex.
Nonionina umbilicatula Mont. 6 Ex.
Truncatulina lobatula Walk. u. Jac. 7 Ex.
Pulvinulina umbonata Reuss. 6 Ex.

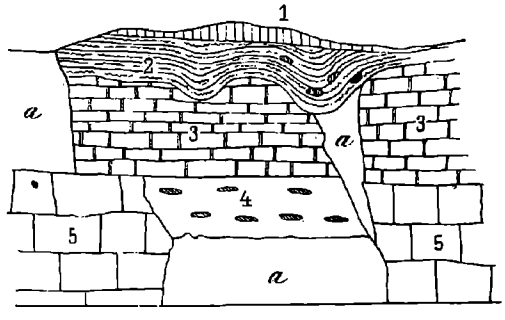
Die faunistische Selbständigkeit der oberen Tone in Szczerzec ist sehr bemerkenswert. Ihre Fauna spricht für eine etwas größere Tiefe der dortigen Flachsee. Die pelagischen Formen, wie *Globigerina bulloides d'Orb.*, *Sphaeroidina bulloides d'Orb.*, wurden höchstwahrscheinlich durch Strömungen von Westen eingetrieben.

Wir wenden uns jetzt den Nordabhängen der „Cerkiewna Góra" zu, welche weder von Łomnicki, noch von Hilber beschrieben worden sind.

Auf den Nordabhängen kommen körnige, auch blättrige, selten faserige Gipse zum Vorschein; gegen Osten werden jedoch die Aufschlüsse spärlicher, nur Löß ist hier sichtbar. Im tiefen Einschnitte, welcher vom Friedhofe gegen Norden abfällt, fehlen ebenfalls deutliche Aufschlüsse, es kommen nur unter dem Löß miocäne Tone mit Felsstücken (Sandsteine, Mergel) zum Vorschein. Nur an einer Stelle hat man einen Gipsbruch eröffnet; hier liegen auf den ungleich denudierten Gipsen Schichten eines sandigen Tonschiefers.

Die Tatsache, daß auf der Nordseite der Cerkiewna Góra die unteren *Pecten*-Schichten fehlen, obwohl wir sie auf der Südseite gesehen haben, beweist, daß der ganze dortige Miocänkomplex leicht gegen Norden geneigt ist. Wir haben übrigens in zwei Aufschlüssen direkt im Gips ein schwaches nördliches Einfallen beobachtet.

Fig. 8.



Die mittlere Partie des Gipsbruches in Piaski.

1 Humusschicht. — 2 oberer Ton mit *Pecten*-Arten. — 3 faseriger Gips. — 4 Tonschicht mit Felsblöcken im Gips. — *a* Schutt.

Es sollte noch die Existenz zahlreicher Gipstrichter auf der Cerkiewna Góra erwähnt werden. Sie kommen auf dem ganzen Höhenrücken vor, die meisten liegen ganz oben in seiner höchsten Partie. Ihre Größe ist verschieden, von ganz kleinen, welche in Bildung begriffen sind, angefangen, zu den größten, welche zirka 20 *m* Durchmesser haben und bis 10 *m* tief sind. Die inneren Wände sind stark geneigt (60°); manche Trichter sind mit Wasser gefüllt, im Sommer werden sie gewöhnlich trocken.

Weitere Aufschlüsse sind gegen Osten im Dorfe Piaski, auch auf dem südlichen Abhange der Cerkiewna Góra zu finden. Ich fand hier einige Gipsbrüche im Betriebe, die größten sind in der Mitte des Dorfes gelegen.

In einem (Fig. 8) sah ich unten graue Gipse in dicken Bänken, oben faserige Gipse, welche durch Zwischenlagen eines gelblichen, mit Ton stark verunreinigten Gipses getrennt sind. Im südlichen Teile des Bruches ist der Gips durch Einsenkung unregelmäßig geneigt,

eine Beobachtung, welche uns die Bildung der Gipstrichter erklärt. In der Mitte des Aufschlusses ist im Gips eine Tonschicht mit Felsstücken entwickelt, was auf eine Unterbrechung der Gipsbildung schließen läßt. Über dem Gips liegen hier Tone (auch Felsstücke führend), welche leicht gefaltet sind und viele, aber meist zerbrochene *Pecten*-Schalen führen. Ich habe davon bestimmt:

Pecten Neumayri Hilb. forma typica Friedb. Häufig
„ *var. crassior Friedb.* 10 Ex.
cf. Lilli Pusch. 4 Ex.
aff. Wulkaeformis Hilb. 2 Ex.

Foraminiferen waren in diesem Tone weniger zahlreich, ich fand nur:

Sphaeroidina bulloides d'Orb. 2 Ex.
Truncatulina Dutemplei d'Orb. 2 Ex.
„ *lobatula Walk. u. J.* 1 Ex.
Miliolina sp. aff. contorta d'Orb. 1 Ex.

Das Profil eines zweiten naheliegenden Gipsbruches ist fast identisch. Unten liegen graue, körnige und blättrige Gipse; es folgt ein faseriger Gips in wenig starken Schichten abgelagert, welcher durch gelblichen Tonschiefer getrennt ist. Ganz oben liegt ein gelbgrauer Ton mit Felsstücken, welcher dieselben *Pecten*-Schalen führt wie im vorigen Gipsbruche.

Im Tonschiefer inmitten des Gipses fand ich folgende Foraminiferen:

Uvigerina n. sp. aff. Laubeana Schub. Sehr häufig
„ *canariensis d'Orb.* 8 Ex.
„ *tenuistriata Reuss.* 4 Ex.
Virgulina Schreibersiana Cziz. 6 Ex.
Bulimina elegans d'Orb. 10 Ex.
„ *sp. ign. aff. inflata Sequ.* 18 Ex.
Lagena globosa Mont. 2 Ex.
Nodosaria pyrula d'Orb. (= *N. Mariae d'Orb.*). 1 Ex.
Globigerina bulloides d'Orb. 3 Ex.
Sphaeroidina bulloides d'Orb. 12 Ex.
Pullenia sphaeroides d'Orb. 1 Ex.
Truncatulina lobatula Walk. u. Jac. 7 Ex.
„ *praecincta Karrer.* 1 Ex.
„ *aff. Dutemplei d'Orb.* 11 Ex.
Nonionina boueana d'Orb. 2 Ex.
umbilicatula Mont. 10 Ex.

Diese Fauna ist mit derjenigen der oberen Tone in Szczerzec identisch. Der obere *Pecten*-Ton in diesem Gipsbruche gab jedoch eine etwas abweichende Fauna. Es waren hier:

Lagena aff. unguiculata Brady. 4 Ex.
„ *globosa Münst.* 2 Ex.
„ *apiculata Reuss.* 2 Ex.
Nodosaria (Glaudulina) laevigata d'Orb. 2 Ex.
Polymorphina communis d'Orb. 1 Ex.
Nodosaria radicula d'Orb. 1 Ex.
Polymorphina lanceolata Reuss. 1 Ex.
Virgulina Schreibersiana Cziz. 1 Ex.
Truncatulina lobatula Walk. u. Jac. 7 Ex.
Pulvinulina aff. umbonata Reuss. 25 Ex.
Rotalia Beccari L. 1 Ex.

Ein Unterschied der Faunen beider Tone ist schon in der Existenz der *Pecten*-Schalen im oberen Ton in Piaski und in Mangel dieser im Tone von Szczerzec und des im Gips liegenden Tones von Piaski vorhanden. Was die Ursache dieser Erscheinung ist, ob ungleiche Tiefenverhältnisse, oder verschiedene chemische Zusammensetzung des Meereswassers, kann ich nicht erklären, was noch dadurch erschwert wird, daß die in den Tonen von Szczerzec häufigste Art (*Uvigerina n. sp. aff. Laubeana Schub.*) neu ist.

Der Gips findet sich aber auch im Süden von Cerkiewna Góra. Die Reste eines Gipsbruches habe ich in der Nähe des Baches zwischen Piaski und Zbudów gesehen. Auf der Erhöhung (nahe der Höhenkote 305 *m*), welche zwischen Zbudów und Popielany und der Cerkiewna Góra parallel liegt, habe ich zwei Gipsbrüche gesehen, in einem sind die oberen Tone mit Felstrümmern gut entwickelt. Dort, wo diese Erhöhung gegen SW abfällt, treten rötlichgraue Sandsteine (auf welchen ich 1 Ex. der *Isocardia cor. L.* sah) und gelbe, zerfressene Kalksteine undeutlich zum Vorschein. Die letzten Aufschlüsse entsprechen den unter dem Gips liegenden Schichten.

Zahlreicher sind Gipsbrüche im Süden von Zbudów und NE von Popielany am Waldsaume gelegen. Ich sah hier sechs Gipsbrüche in Abbau; der Gips ist körnig, weiß oder dunkel gefärbt, selten faserig. Die obere Schicht mit Felsblöcken ist auch hier sehr gut entwickelt. Zwischen Zbudów und Popielany entstanden viele, sehr typische Gipstrichter; eine tiefe Kluft, welche ich in der Nähe eines Gipsbruches sah, beweist, daß hier Einsenkungen der Gipslager stattfinden.

Gips wurde auch auf den nördlichen Abhängen eines dritten Höhenrückens gewonnen, welcher gegen Süden von beiden früher erwähnten sich erstreckt und auf dessen Nordabhange das Dorf Popielany liegt. Gegen Westen von Popielany, bei der Eisenbahnlinie, kommen gelbliche, zerfressene Kalke und graue Standsteine undeutlich

zum Vorschein. Zwischen Horbacze und Dmytrze im Eisenbahneinschnitte (*km* 33·5) sind rötliche Sandsteine, welche den „unteren *Pecten*-Schichten" entsprechen, sichtbar. Auf einer Sandsteinplatte sah ich *Pecten denudatus Reuss.*

Jetzt können wir zu allgemeinen Schlüssen übergehen. In der Umgegend von Szczerzec liegen Gipse auf den „unteren *Pecten*-Schichten", mit welchen lokal wahrscheinlich auch dichte Kalke auftreten; die „unteren *Pecten*-Schichten" sind dem senonen Mergel aufgelagert. Die ungleich ausgewaschenen und denudierten Gipse sind von Tonen überlagert, welche Felstrümmer führen. Wir müssen daraus auf eine Meerestransgression schließen, welche die Gipse teilweise vernichtete und über ihnen marine Tone mit Foraminiferen und *Pecten*-Arten abgelagert hatte. Das Gipsvorkommen im Süden von Cerkiewna Góra deutet darauf hin, daß das nördliche Einfallen der Gipse in Szczerzec ein lokales ist, denn sonst sollte man keinen Gips südlich von Cerkiewna Góra erwarten.

Fraglich ist der Ursprung der Felsblöcke im oberen Ton. Es muß hervorgehoben werden, daß sie nicht abgerollt und manchmal groß sind. Es ist klar, daß sie nicht aus weiter Entfernung stammen können. Ich möchte annehmen, daß ihr Ursprung kein einheitlicher sei. Zum Teil sind es Lithothamnienkalke, welche aus den naheliegenden (zirka 5 *km* Entfernung) Kalkmassen stammen, zum Teil werden es durch Denudation bloßgelegte und vernichtete Teile der unter dem Gips liegenden Schichten sein und manches Material wird wohl aus einer Deckschicht stammen, welche wahrscheinlich über dem Gips abgelagert worden war, welche jedoch nur an wenigen Stellen und fragmentarisch erhalten blieb. Ein mehr detailliertes Durchsuchen des Materials dieser Felsstücke, wozu Ausgrabungen notwendig wären und die Kenntnis ihrer Foraminiferenfauna, würde wohl ihren Ursprung am besten erklären. Die früheren Forscher haben diese Tone nicht gesehen, Hilber spricht nur vom grünen Tegel im Gips mit einer „schmalen Lage von ungescheuerten Trümmern dichten Kalksteines".

Aus den dargelegten Beobachtungen folgt, daß wir eine Transgression zwischen dem Gips und den oberen Tonen mit Felstrümmern annehmen müssen. Meines Wissens ist es jetzt das erstemal, daß im podolischen Miocän die Existenz lokal transgredierender Schichten bemerkt wurde. Ich muß jedoch betonen, daß eigentlich diese Annahme nicht ganz neu ist. Schon mehrmals hat man von Oszillationen des miocänenen Meeres in Ostgalizien gesprochen; M. Łomnicki spricht vom Zusammenhange der Oszillationen mit dem Erscheinen der Ervilienschichten. Die Bildung der Gipse ist mit einer Regression des Meeres verbunden, über dem Gips liegen in Podolien noch neue marine Schichten. Die Niveauveränderungen des Meeres müssen jedoch als logische Folge lokale Transgressionen verursachen. Es ist kein Grund vorhanden, um diese Transgressionserscheinungen zu verallgemeinern; es wird jedoch möglich sein, daß das Feststellen

lokaler Transgressionen uns Mittel in die Hand gibt, welche das Horizontieren des podolischen Miocäns erlauben werden.

Im Osten von Cerkiewna Góra und Szczerzec verläuft der Westrand des podolischen Plateaus; seine Richtung zeigt uns die Linie, welche über Glinna, Pustomyty, Chrusno sich erstreckt. Dort sehen wir überall hochliegenden senonen Mergel und über demselben dickknollige Lithothamnienkalke. Ich möchte zu der Annahme hinneigen, daß diese Lithothamnienkalke in mehr seichtem Meere entstanden sind, als die „unteren *Pecten*-Schichten" in Szczerzec und daß sie ihnen chronologisch entsprechen; die Gipse, also um so mehr die über denselben liegenden Tone sind jünger als die Kalke. Nach der Zeit der positiven Strandverschiebung ist hier eine Regression während der Gipsbildung eingetreten, später aber eine neue positive Bewegung, welcher die oberen Tone entsprechen. Spätere Arbeiten im Freien werden mir vielleicht gestatten diese Schlüsse zu verallgemeinern. Es muß noch bemerkt werden, daß analoge Behauptungen über die Stellung des Gipses und der Lithothamnienkalke schon früher Teisseyre[1]) ausgesprochen hat.

Ich muß noch die Altersfrage der „unteren *Pecten*-Schichten" berühren. Früher waren sie als zu den sogenannten „Baranower Schichten" gehörend zu den unteren Abteilungen der miocänen Schichten gerechnet und für Äquivalente des Schliers gehalten worden. Später hat jedoch Hilber (a. a. O.) gezeigt, daß die Fauna der Baranower Schichten von den gewöhnlichen Faunen des Tortonien gar nicht verschieden ist. Zwar sind für die Baranower Schichten dünnschalige Kammuscheln, besonders *Pecten denudatus Reuss* charakteristisch, diese Gattungen sind jedoch für etwas tiefere und ruhige tonige Ablagerungen bezeichnend, haben also eine fazielle, weniger aber chronologische Bedeutung. In dieser Hinsicht kann ich auf die Arbeit von F. Schaffer[2]) hinweisen, welcher gezeigt hat, wie unrichtig die älteren Anschauungen waren, welche alle Schlierbildungen für gleichzeitig hielten. Ohne Zweifel bilden die „unteren *Pecten*-Schichten" in Szczerzec die untersten Schichten des dortigen Miocäns, es fehlt uns aber die paläontologische Grundlage dazu sie in einen, was das Alter anbelangt, selbständigen Horizont einzureihen, vielmehr müssen wir sie mit den oben liegenden Schichten dem Tortonien zuzählen.

Diese Schlußfolgerungen stehen nicht im Einklange mit den Annahmen von Siemiradzki in seiner neuesten Publikation[3]) über die Gliederung des polnischen Miocäns. Diese Arbeit ist ein Auszug aus dem zweiten, noch nicht im Druck erschienenen Bande seiner

---

[1]) V. Teisseyre, Text zum 8. Hefte des „Atlas geologiczny Galicyi", Krakau 1900, pag. 60.

[2]) F. Schaffer, Sind Ablagerungen größerer Meerestiefe in der Gliederung der tertiären Schichtreihe zu verwenden? Mitteil. der Geolog. Gesellschaft in Wien 1908.

[3]) J. Siemiradzki, O utworach mioceńskich w Polsce (Note preliminaire sur les depôts mioceniques en Pologne), Lemberg 1909. Zeitschrift „Kosmos", polnisch mit französischem Resumé.

Geologie von Polen („Geologia ziem polskich"), ich werde also nach dem Erscheinen dieses Bandes die dort vorgeschlagene Einteilung unseres Miocäns ausführlicher besprechen können. Vorläufig beschränke ich mich auf die Bemerkung, daß die dort vorgenommene Horizontierung durchaus nicht einwandfrei ist.

Lemberg, im Dezember 1909.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen.

(Mitteilung aus dem Bohrarchiv der k. k. geologischen Reichsanstalt.)

Von W. Petrascheck.

Hierzu 3 Tafeln (IX—XI) und 2 Figuren im Text.

Der größte Teil von Nordböhmen oder mehr als ein Viertel des ganzen Landes ist von der Kreide bedeckt. Für die Kenntnis des tektonischen Aufbaues dieses Gebietes ist es nicht ohne Bedeutung zu wissen, welcher Art die Unterlage der Kreideschichten ist. Die Frage ist aber auch nicht ganz ohne praktische Bedeutung, denn die flözführenden Karbonschichten von Kladno tauchen gegen NW und gegen NO unter die Kreidesedimente unter. Gerade aus diesem Grunde ist die Frage nach der Beschaffenheit des Untergrundes der nordböhmischen Kreide in der Literatur schon diskutiert worden. Soweit die am Rande des Kreideareals zutage tretenden Schichten ihm Anhaltspunkte zu geben vermochten, hat Fötterle[1]) die Frage erörtert. Später zu erwähnenden Mitteilungen, die Laube und Bruder gegeben haben, verdankt man die Kenntnis der Ergebnisse einiger Bohrungen, die die Kreide durchörtert und deren Untergrund aufgeschlossen haben. Die Zahl derartiger Aufschlußpunkte hat sich in den letzten Jahren beträchtlich vermehrt. Namentlich dank dem Entgegenkommen der bekannten Bohrunternehmung Julius Thiele in Ossegg erfuhr ich mancherlei wertvolle Daten. Ergänzen konnte ich dieselben durch einige geologische Untersuchungen in solchen Gebieten Ostböhmens, wo an Dislokationen der Untergrund der Kreide zutage kommt.

Sehr allmählich senkt sich die zwischen Kralup und Kladno ausstreichende, permische und karbonische Schichtserie gegen Nordwest unter die Kreide. In einem breiten, durch Erosion vielfach zerschlitzten Streifen ist die Unterlage der Kreide im Gebiete zwischen Zlonitz und Kladno der Beobachtung zugänglich. Noch an der Südseite der Eger kommt das Rotliegende ein letztesmal zutage. Außer

[1]) Die Aussichten von Tiefbohrungen im böhmischen Kreidebecken. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 74.

diesen natürlichen Aufschlüssen enthält das Gebiet eine große Zahl bedeutender künstlicher Aufschlüsse. Zur Exploitierung oder auch nur zur Feststellung des wertvollen Kladnoer Hauptflözes ist eine größere Anzahl von Schächten und von Bohrlöchern niedergebracht worden. Einige derselben sind in den Kreideschichten angesetzt worden. Die Mehrzahl ist erst in den altpaläozoischen Schiefern, welche die Unterlage des Karbons bilden, eingestellt worden.

Es liegt nicht im Rahmen dieser Mitteilung, näher auf diese Steinkohlenbohrungen einzugehen, da sie ja über den unmittelbaren Untergrund der Kreideformation nichts anderes enthüllen als durch die Tagesaufschlüsse ohnehin bekannt ist. Es genügt, für die Orientierung über später zu erwähnende Bohrprofile hier auf die Arbeit Weithofers[1]) hinzuweisen, in der festgestellt wurde, daß sich in der permisch-karbonischen Schichtenserie vier Unterabteilungen feststellen lassen, eine obere rote (die Lihner Schichten = Rotliegendes), eine obere graue (die Schlaner Schichten), eine untere rote (die Teinlitzer Schichten) und eine untere graue Schichtengruppe (die Kladno-Pilsener Schichten). An der Basis dieser letzteren liegt das mächtige Kladnoer Steinkohlenflöz. Dem altpaläozoischen Grundgebirge unmittelbar auflagernd füllt es die in seiner Oberfläche befindlichen Mulden aus. Es fehlt meist auf den Erhebungen (Rücken) des Grundgebirges, die diese Mulden voneinander trennen[2]).

Um zum Vergleiche mit später zu erwähnenden Bohrprofilen ein genaueres Bild von der Schichtfolge im Karbon und Rotliegenden zu geben, führe ich in der Anlage aus den zahlreichen, mir zur Verfügung stehenden Bohrprofilen aus dem Kladno-Schlaner Revier drei Beispiele an. Sie betreffen die Bohrungen Zelenitz (Anlage 1), welche dicht südlich von dem Orte dieses Namens steht und die das Kladnoer Flöz nur als Repräsentanten angetroffen hat, die Bohrung Studnowes (Anlage 2), welche zurzeit die einzige ist, die im nördlichen Teile des Reviers das Kladnoer Hauptflöz erschlossen hat und die Bohrung Plchov (Anlage 3), die zurzeit die nördlichste Bohrung im Revier ist. Dank dem Entgegenkommen der Direktion der österreichischen Werke und Fabriken der priv. Öst.-ung. Staatseisenbahngesellschaft, ferner Sr. Exzellenz des k. u. k. Geheimen Rates Graf Clam-Martinitz und endlich der Steinkohlenbergbaugesellschaft Humboldt sind mir die Proben aller drei Bohrungen vorgelegen. Sie befinden sich zum Teil im Bohrarchiv der geologischen Reichsanstalt.

Man ersieht aus den Registern, daß in Zelenitz die oberen grauen Schichten in einer Mächtigkeit von 104 *m* anstehen, daß daselbst die unteren roten Schichten 218 *m* und die unteren grauen Schichten 276 *m* mächtig sind. In Studnowes sind die korrespondierenden Mächtigkeiten 203, 204 und 363 *m*. In Plchov wurde zu oberst noch eine Mächtigkeit von 49 *m* der oberen roten Schichten durchörtert. Die oberen grauen Schichten, die hierselbst einer jüngeren

[1]) Geologische Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 399.

[2]) Wer sich für die Verbreitung des Kohlenflözes und die Situation der Bohrlöcher interessiert, findet Auskunft auf meiner in der Österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1908 erschienenen Karte, Taf. VIII.

Denudation nicht ausgesetzt waren, besitzen bloß 162 *m*, die unteren roten Schichten 178 *m*, die unteren grauen Schichten 364 *m* Mächtigkeit.

Nordwärts von Schlan, bis an das Egertal reichend, findet man verschiedene Aufschlüsse, in denen unter der Kreide das Rotliegende ausstreicht. Hellrote Letten sind es, die man in den nördlichsten Aufschlüssen bei Popels antrifft. Zu Brnkau südwestlich Libochowitz, steht ein tiefer Brunnen, der nach dem Bohrjournale der Firma Julius Thiele unter zirka 80 *m* mächtigen Kreideschichten bis zur Tiefe von 188 *m* im Rotliegenden verblieben ist. Das letztere bestand auch hier vorwiegend aus roten Letten.

Die Südseite des Egertales bei Libochowic begleitet ein Bruch, an dem die Kreideschichten abgesunken sind, so daß ihr Untergrund nördlich der Eger nicht mehr zutage kommt. Über die Beschaffenheit desselben gibt erst ein Bohrloch Auskunft, das in der Zementfabrik zu Tschischkowitz abgestoßen wurde. Die Proben wurden mir von der Sächsisch-Böhmischen Portland-Zement-Fabrik in Dresden freundlichst zur Verfügung gestellt. (Bohrregister Nr. 4.)

Nach dem Profil darf man die Kreide bis zur Tiefe von 142 *m* rechnen. Es sind Teplitzer Schichten, welche zu Tschischkowitz auf Zement verarbeitet werden. Die Kalke derselben haben eine nur geringe Mächtigkeit. Das Unterturon ist vorwiegend als Mergel ausgebildet.

Ob die ersten 20 *m* von roten Tonen und weißen Sandsteinen, welche unter der Kreide erschlossen wurden, dem Rotliegenden (obere rote Schichtengruppe Weithofers) angehören oder nur eine Einschaltung in der oberen grauen Schichtengruppe (Schlaner Schichten) bilden, läßt sich nicht entscheiden. Dahingegen kann daran kein Zweifel bestehen, daß die grauen Sandsteine und Tone des Bohrprofils den Schlaner Schichten angehören. Es gibt in der karbonpermischen Schichtfolge keinen anderen Komplex solcher Gesteine. Die Kladno-Pilsener Schichten, an die man eventuell noch denken könnte, bestehen aus gröber klastischen Materialien, worüber die oben erwähnten Karbonprofile orientieren. Sollten die Schlaner Schichten erst mit 164·5 *m* Tiefe beginnen, so haben sie eine Mächtigkeit von mindestens 83 *m*. Zuletzt wurde eine ziemlich mächtige (44 *m*) Schicht rötlicher Arkose durchbohrt, die man vielleicht schon der unteren roten Schichtengruppe zuzurechnen hat. Unter dieser Voraussetzung besäßen die Schlaner Schichten bei Tschischkowitz eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit, denn in der Schlaner Gegend wurde ihre Stärke mit 160—220 *m* konstatiert. Es ist aber nicht sicher, daß die Mächtigkeit hier tatsächlich so gering ist, da die Abgrenzung gegen oben und unten nicht scharf ist und es daher fraglich ist, ob nicht manche der rotgefärbten Schichten über, vielleicht auch unter den grauen Schichten doch noch zu diesen zu rechnen sind.

Auf jeden Fall spricht der Befund der Tschischkowitzer Bohrung dafür, daß die jungpaläozoischen Schichten im Liegenden der Kreide einen sehr flach muldenförmigen Bau haben und daß zu dem Kralup-Kladnoer Muldenflügel am Rande des Mittelgebirges ein Gegenflügel besteht.

Auf die sich an diese Feststellung anschließenden praktischen Fragen gehe ich hier nicht weiter ein, da ich dieselben schon an anderem Orte besprochen habe[1]). Es genügt, wenn ich hier darauf hinweise, daß auch im Mittelgebirge Reste einer jungpaläozoischen Sedimentbedeckung über kristallinen Schiefern und unter der Kreide zutage kommen. Zum Teil stehen sie in enger Verknüpfung mit dem Porphyr des Wopparner Tales. Teilweise schon von Reuß beschrieben, wurden sie in neuerer Zeit von Irgang[2]) untersucht und ins Perm gestellt. Diese Altersbestimmung ist aber trotz der aufgefundenen Araukaritenreste nicht einwandfrei, da der Porphyr des Wopparner Tales mit dem Teplitzer Porphyr identifiziert worden ist. Da dieser als ein Erguß karbonischen Alters betrachtet wird und da unter ihm bei Nicklasberg etc. im Erzgebirge Karbon ausstreicht, ist es wohl wahrscheinlicher, daß das vermeintliche Rotliegende von Wopparn und Tschernosek ebenfalls Karbon ist. Es ist ja bekannt, daß mächtige Schichtfolgen des Karbons ganz in der Fazies des Rotliegenden auftreten und im Pilsener Becken, wie bei Schwadowitz, in früherer Zeit auch für Rotliegendes gehalten worden sind, so daß auf das Aussehen der Schichten und die auch im Karbon vorkommenden Araukariten unter diesen Umständen kein höherer Wert zu legen ist.

Eben aus diesem Grunde, also wegen der Ähnlichkeit der Fazies, ist es auch nicht möglich, ein endgültiges Urteil über die unter der Kreide von Leitmeritz erbohrten Schichten zu fällen. Wie Laube[3]) berichtet, wurde in dem dortigen, inmitten der Stadt gelegenen, bürgerlichen Brauhause unter 169 *m* mächtigen Kreideschichten erst gelbgrauer Schiefer, dann weißer Steinletten, endlich 50 *m* mächtiger roter Letten erbohrt. Naturgemäß sprach Laube diese letzte Schichtfolge als Dyas an, weil damals kein anderer Grund vorlag, in der dortigen Gegend Karbon zu erwarten. Unter Berücksichtigung des Befundes von Tschischkowitz wäre es auch denkbar, daß die roten Letten von Leitmeritz der unteren roten Schichtengruppe des Karbons angehören.

Über einen anderen Aufschluß im Untergrunde der Kreide berichtet Bruder[4]). Nach den ihm vorgelegten Bohrjournalen wurde in Postelberg unter 188 *m* mächtiger Kreide weißer Schieferton und roter Letten erbohrt, den Bruder als Rotliegendes betrachtet, gegen welche Ansicht für die dortige Situation zurzeit auch keine weiteren Gründe angeführt werden können.

Aus allen diesen Feststellungen ersehen wir, daß sich das jüngere Paläozoikum bis zum Rande oder bis zu den Vorbergen des Mittelgebirges unter der Kreide ausdehnt. Von den kleinen, jungpaläozoischen Resten bei Wopparn und Tschernosek abgesehen, bilden im Mittelgebirge kristalline Schiefer die Unterlage der Kreide, wie an verschiedenen

[1]) Der Norden des Kladnoer Reviers. Montanistische Rundschau, Wien 1909, pag. 673.

[2]) Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges, Bl. XII (Lobositz). Tschermaks Mitteilungen 28 (1909), pag. 20.

[3]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 109.

[4]) Die Gegend von Saaz, Programm, Saaz 1893, pag. 39.

Tagesausstrichen beobachtet werden kann. Das gleiche Verhältnis besteht in der Tiefe des Thermalgrabens am Fuße des Erzgebirges, woselbst in der Drahtseilfabrik zu Soborten bei Teplitz nach dem im Anhange abgedruckten Bohrregister (5) der Firma Julius Thiele unter der Kreide Gneis erbohrt wurde.

Das Bild, das wir von der Basis der Kreide im linkselbischen Gebiete unterhalb der Moldaumündung erhalten, ist also ein ziemlich geschlossenes. Viel lückenhafter sind die Erfahrungen, die in dem weit größeren Areal rechts der Elbe gesammelt werden konnten.

Am Maschwitzer Berge unweit Böhmisch-Leipa sieht man die Kreide auf kristalline Schiefer transgredieren. Vielleicht bedeutet dieser Aufbruch eine östliche, sich in der Richtung auf den Jeschken erstreckende Fortsetzung der Urgebirgsschwelle des Mittelgebirges. Um hierüber eine Diskussion abzuführen, fehlt es zurzeit an den nötigen Anhaltspunkten.

Bei Proschwitz am Südfuße des Jeschken kommen an dem aufgerichteten Kreiderande Schichten des Rotliegenden zutage, die sich ununterbrochen bis in die Nachbarschaft des Switschinrückens in Ostböhmen verfolgen lassen. Dieses Rotliegende steht im Zusammenhang mit dem ausgedehnten, vielgliedrigen Rotliegenden am Südfuße des Riesengebirges, dessen Mächtigkeit dort, wo es ganz entwickelt ist, den Betrag von 2000 *m* weit überschreitet.

Unter dieselbe Kreidedecke, unter die von Nordosten her das mächtige Rotliegende untertaucht, senken sich an der Moldau die Schichten des Karbons und Perms von Kladno-Schlan. Wie weit sie nach Nordost reichen, ist noch nicht festgestellt. Auch ist zurzeit noch kein Beweis dafür erbracht worden, daß diese Schichten längs der Moldau an einem Bruche abschneiden könnten. In die weite Lücke, welche zwischen diesen Aufschlüssen klafft, wird durch eine in der Zuckerfabrik Dobrawitz bei Jungbunzlau abgestoßene Bohrung in sehr erfreulicher Weise Licht gebracht. Die Bohrung stand in den Perutzer Schichten, als mir die Proben durch Herrn Dr. W. Rzih a in Wien in der gefälligsten Weise zugänglich gemacht wurden. Das bedeutende wissenschaftliche Interesse, das eine Aufklärung über den Untergrund der Kreide in der dortigen Gegend beanspruchen könnte, veranlaßte den Besitzer der betreffenden Fabrik, Se. Durchlaucht Prinz Alexander von Thurn und Taxis, die Bohrung als Aufklärungsbohrung noch weiter fortzusetzen, obwohl das gewünschte Wasser in der Kreide schon gefunden worden war.

Das Bohrregister teile ich im Anhange (6) mit. Bis zur Tiefe von 390·2 *m* basiert es auf den mir vollständig vorliegenden Bohrproben, von da an ist es eine Kopie des mir übergebenen Bohrregisters. Die Bohrung wurde wie alle Wasserbohrungen als Schnellschlagbohrung geführt, so daß die Proben einen für den Geologen ungünstigen Zustand aufweisen. Es wurden jedoch für mich unter der Kreide die größeren Stücke des Nachfalles gesammelt, so daß mir von dem Grundgebirge einige gute Gesteinsproben vorliegen.

Der bis 727 *m* Tiefe reichende Aufschluß ist in erster Linie auch für die Kenntnis der dortigen Kreideschichten von Wichtigkeit.

Nach der geologischen Karte zu urteilen, wäre das Bohrloch in Priesener Schichten angesetzt. Das Profil läßt sich, soweit dies in Ermanglung von Fossilien möglich ist, in folgender Weise deuten:

Von Meter		
4·1— 67	Priesener Schichten	
67·0—125	oberer Quader der Iser Schichten	
125·0—134	Zwischenpläner	
134·0—229	unterer Quader der Iser Schichten	
229·0—339	Plänermergel (Unterturon)	
339·0—347	Plänersandstein	Cenoman
347·0—379	Quader	Cenoman
379·0—388	Perutzer Schichten	Cenoman
388·0—727	Rotliegendes.	

Der als Rotliegendes angesprochene Komplex besteht aus einem dünnschichtigen Wechsel von weißen Sandsteinen und roten Schiefertonen mit roten Sandsteinen. Die Sandsteine sind mitunter schwach kalkhältig. Die oft sandigen Schiefertone führen häufig reichlich Muskovitblättchen. Im Habitus kommen die Schichten der Sandsteinzone des Oberrotliegenden von Trautenau am nächsten, womit jedoch keineswegs eine Altersbeziehung behauptet werden soll. Auch die untere rote Schichtengruppe des Karbons ist mitunter nicht unähnlich ausgebildet, wenngleich in derselben die Farbe mehr dunkelrot bis braunrot ist. Die bedeutende Mächtigkeit von 440 *m* und die geographische Lage des Ortes spricht aber dafür, daß zu Dobrawitz Rotliegendes und nicht Karbon erbohrt wurde.

Die Frage, wie weit sich das mittelböhmische Karbon über Kladno hinaus nach Nordost erstrecken dürfte, ist durch diesen Befund nicht geklärt. Es liegt jedoch nahe, die Frage aufzuwerfen, ob das Karbon von Rakonitz Kladno unter der Kreide- und Rotliegendbedeckung mit demjenigen von Schatzlar-Schwadowitz in Verbindung stehen könnte. Ich möchte deshalb hier einschalten, daß eine solche Verbindung sehr unwahrscheinlich ist, weil mitten im Rotliegenden zwischen Trautenau und Königinhof Klippen von Gneis und Amphibolit zutage kommen, welche beweisen, daß die dortigen Mittel- und Oberrotliegendablagerungen auf kristalline Schiefer transgredieren. Auch bestehen prinzipielle Unterschiede in den Karbonablagerungen selbst, die dagegen sprechen, daß die mittelsudetische und die mittelböhmische Mulde einem ursprünglichen Becken angehören. In allen innerböhmischen Karbonablagerungen trifft man eine mächtige Flözbildung unmittelbar an der Basis der ganzen Serie, dem Grundgebirge oft direkt aufliegend, darüber tritt nur hie und da noch ein Flöz, das Nürschaner, beziehungsweise Lubnaer Flöz auf und erst weit höher trifft man wieder auf eine ausgedehnte, wenn auch nur aus einem schwachen Flöz bestehende Kohlenablagerung, dem Lihner — Kounowa-Schlaner Flöz. In der mittelsudetischen Mulde fehlt eine mächtige, dem Grundgebirge auflagernde Flözbildung. Die Flöze treten, immer auf mehr oder weniger mächtige Schichtkomplexe verteilt, in Flözgruppen auf.

Braucht es nach dem Vorangehenden nicht zweifelhaft zu sein, daß ein Zusammenhang zwischen den erwähnten Karbongebieten nicht besteht, so muß die Begrenzung jedes einzelnen Reviers doch noch eine offene, durch weitere Bohrungen aufzuklärende Frage bleiben.

Im südlichen Randgebiete der Kreide wurden bemerkenswerte Aufschlüsse zu Mochov und zu Zboži bei Podiebrad gemacht. Das Bohrregister von Mochov reproduziere ich in der Anlage 7. Nach den mir von der Zuckerfabrik Mochov zur Verfügung gestellten Proben zu urteilen wurden unter der Kreide die Dd_3-Schiefer erbohrt, die nach den Lagerungsverhältnissen des Silurs dort zu erwarten gewesen wären. Von der Bohrung Zboži bei Podiebrad erhielt ich durch die Gefälligkeit der Fürst Hohenlohe-Schillingsfürstschen Domänendirektion Bohrproben aus dem Liegenden der Kreide. Das Register Nr. 8 beruht bis zur Tiefe von 95 *m* auf den Mitteilungen der Firma Julius Thiele, von da ab auf der Untersuchung der Bohrproben. Hiernach fand die Bohrung unter der Kreide zunächst eine schwache Schicht von Rotliegendem, dann aber kristalline Schiefer vor.

Beide Resultate sind von einiger Wichtigkeit für die Beurteilung des Rotliegendgrabens von Böhmisch-Brod. Sie zeigen an, daß der schmale Streifen von sehr mächtigen, permischen Schichten, die zu durchörtern bisher keiner der darin angesetzten 3 Bohrungen gelungen ist, sich nordwärts unter der Kreide nicht verbreitert.

In den weit ausgedehnten, von Kreide eingenommenen Niederungen Ostböhmens fehlen zur Zeit noch Aufschlüsse, welche über die Beschaffenheit des Untergrundes der Kreide Auskunft geben könnten. Gelegentlich, wie zu Uhersko und Neu-Bidschov, wurden tiefe Bohrungen ergebnislos, das heißt ohne Wasser eingestellt, weil sie nicht bis auf das wasserführende Niveau hinuntergebracht wurden. Andere, wie die Holicer Bohrung, ereichten zwar das wasserführende Cenoman, hatten aber infolgedessen keine Ursache tiefer zu gehen. Unter diesen Umständen ist es sehr erfreulich, daß die Durchforschung der Einschlüsse in der Umgebung von Pardubitz auftretender, basaltischer Gesteine wertvolle Funde aus dem Untergrunde der Kreide geliefert hat. Jahn[1]) gelang es, an den Einschlüssen der Semtiner Basaltbreccie zum Teil durch Nachweis vieler Fossilien festzustellen, daß die im Eisengebirge ausstreichende Silurformation sich bis unter die Elbeniederungen von Pardubitz erstreckt. Auch am Tephrit des Kuneticer Berges, dessen Einschlüsse Hinterlechner[2]) studiert hat, wurden Belege dafür gefunden. Außer Gesteinen des Altpaläozoikums wies dieser Autor auch noch körnige Tiefengesteine sowie ein einziges Stück eines feinkörnigen roten Sandsteines nach. Es ist sonach kein bestimmter Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß

[1]) Basalttuffbreccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 441.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 173 und 1902, pag. 187.

sich in den Elbeniederungen von Pardubitz unter der Kreide auch das jüngere Paläozoikum vorfindet.

Erst beträchtlich weiter nördlich von dem zuletzt besprochenen Gebiete finden sich in der Gegend von Hořitz—Königinhof und Josefstadt zahlreiche natürliche und künstliche Aufschlüsse im Untergrunde der Kreideformation. Von vielen derselben erhielt ich Proben zur Untersuchung. Alle Profile im Detail anzugeben, würde hier zu weit führen. Es mögen vielmehr nur die wichtigeren davon an der Hand einiger geologischer Durchschnitte besprochen werden, da sich mit denselben präcretacische Schichtenverschiebungen ermitteln lassen. Vorerst sei aber, im Anschluß an die zuletzt erwähnten Feststellungen, das alte Grundgebirge besprochen. Wir hatten gesehen, daß der Nachweis erbracht worden ist, daß sich die cambrisch-silurischen Schichten des Eisengebirges unter die Elbeniederungen von Pardubitz erstrecken. Da interessiert nun vor allem die Frage, ob diese Schichten jenseits der breiten Kreidesynklinale wieder zum Vorschein kommen. Am Westrande des nördlichen Adlergebirges tauchen zwar Phyllite, die als metamorphe Sedimente noch zu erkennen sind, unter die Kreide westwärts unter. Sie können aber, wie ich an anderem Orte [1]) auseinandergesetzt habe, nicht mit dem Altpaläozoikum des Eisengebirges identifiziert werden. Die dem Eisengebirge räumlich am nächsten gelegenen Aufbrüche des Grundgebirges befinden sich in der Nähe von Hořitz. In dem Durchbruchstale des Jaworkabaches stehen bei Mezihoř kristalline Schiefer an, die auf den alten Karten der geologischen Reichsanstalt als Gneis eingetragen sind und die später auch von J. N. Woldřich [2]) als Phyllit erwähnt worden sind. Ein zweiter, anscheinend bisher unbekannt gebliebener Aufbruch befindet sich im Bistritztale östlich von Hořitz. Hier wie dort stehen meist stark gerötete Phyllite und Gneisphyllite an. Bei Mezihoř findet man auch Einlagerungen von sehr licht grünlichgrauem Amphibolschiefer, sowie Injektionen von Porphyr.

In Josefstadt und in Hořenitz bei Jaroměř (Anlage 9) wurden Phyllite erbohrt, die denen gleichen, welche bei Neustadt an der Mettau unter der Kreide verschwinden. Zwar zeigen die Gesteine von Mezihoř hie und da gewisse Anklänge an diejenigen des Switschin, immerhin aber sind sie kaum oder gar nicht mit denen des Eisengebirges zu identifizieren. Dahingegen kommt auf dem noch weiter gegen Nord liegenden hohen Switschinrücken eine Serie von Grauwackenschiefern, selbst Grauwacken und Tonschiefern, die in Verbindung mit chloritischen Schiefern stehen, zutage, welche insgesamt nicht wenig an die präcambrischen, vielleicht aber auch cambrischen Grauwacken und Tuffite erinnern, die man im Eisengebirge bei Kostetz am Wege von Heřmanměstec nach Kalk-Podol findet. Allerdings sind sie in weit höherem Grade metamorphosiert als die zum Vergleich herangezogenen Schichten des Eisengebirges. Das Zentrum

[1]) Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1909, pag. 427.

[2]) Geologicko-palaeontologicke příspěvky z Křidového utvaru u ostroměře. Vestnik k. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. 1899, pag. 26.

des Switschin bildet ein Muskovitgneis, den Katzer[1]) zutreffend als Protogingneis bezeichnet. An der Nordostseite des Berges treten auch noch Amphibolschiefer und Phyllite auf. Die Gesteine des Switschin haben große Verbreitung. Man begegnet sie wieder zwischen Trautenau und Königinhof in den kleinen, mitten im Rotliegenden aufsetzenden Klippen bei Ketzelsdorf, Soor, Deutsch Praußnitz etc. Man begegnet ihnen, und zwar gerade den Grauwackenschiefern und ihren Begleitern in dem Durchbruchstale zwischen Bilai und Neudorf oberhalb Bělohrad. Es scheint aus diesen Beobachtungen hervorzugehen, daß das Altpaläozoikum des Eisengebirges unverändert nicht gar weit gegen Nord reicht, daß sich aber nach einer Unterbrechung bei Hořitz weiter nördlich alte Sedimente allerdings in höher metamorphem Zustande wieder einstellen.

Von weit größerer Bedeutung ist jedoch die Verbreitung der permischen Sedimente im Liegenden der Kreide. Von Norden her fällt das Rotliegende, das im Gebiete von Altpaka außerordentliche

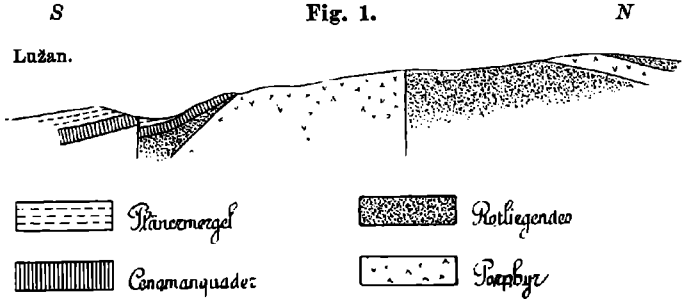


Fig. 1.

Profil durch den Kreiderand bei Lužan.

Mächtigkeit erreicht, unter die Kreide ein, wie man in den Aufschlüssen nördlich von Lužan (Figur 1), von Waldau und von Aulič (Profil 2, Tafel X) bemerken kann. Auch den Südfuß des Switschinrückens umgürtet ein schmaler Saum südwärts fallender, permischer Schichten. Begibt man sich von dem nördlichen Erosionsrande der Kreide nach Süden an den Bruch, der sich zu Lužan anschließt an die gewaltige, die unmittelbare Fortsetzung der Lausitzer Hauptverwerfung bildende Flexur von Eisenstadtl, so sieht man im Javorkatale unter der Kreide das Rotliegende wieder hervorkommen. Südlich des Bruches lagert das Cenoman mit deutlicher Diskordanz dem Rotliegenden auf. Oben auf der Höhe westlich Mezihoř besitzt das Rotliegende unter der Kreide nur geringe Mächtigkeit. Sie nimmt jedoch gegen Süden zu. An der Nordseite der Verwerfung aber streicht das Rotliegende in sehr bedeutender Mächtigkeit unter dem Cenoman aus (Profil 3, Tafel X). Würde auf der erwähnten Höhe westlich Mezihoř die Abtragung der Kreide weniger weit vorgeschritten sein, so fände

[1]) Notizen zur Geologie Böhmens. I. Die Grundgebirgsinsel des Switschinberges. Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A. 1904, pag. 125.

man das Cenoman direkt auf dem Phyllit. Dieses Verhältnis zeigen die Aufschlüsse im Bistritztale dicht östlich der Stadt Hořitz. Eine Anzahl von artesischen Brunnen, die im Weichbilde der Stadt Hořitz abgestoßen wurden, lassen aber erkennen, daß in geringer Entfernung von dieser Auflagerung des Cenomans auf Phyllit sich zwischen beiden, in nach Süden zunehmender Dicke, das Rotliegende wieder einstellt.

Es war mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die Rapporte der Bohrmeister vielleicht auch die stark geröteten Phyllite, wie sie im Bistritztale anstehen, als Rotliegendes verzeichnen. Darum war es mir von großer Wichtigkeit eine Suite von Bohrproben selbst untersuchen zu können. Sie stammen von einem beim Brauhause befindlichen Brunnen und sind mir durch die Gefälligkeit des Herrn Architekten W. Weinzettel, Direktors der k. k. Fachschule in Hořitz, zugänglich gemacht worden. Im Anhange unter Nr. 10 wird das genaue Profil mitgeteilt. Es ist sonach kein Zweifel möglich, daß schon beim Brauhaus das Rotliegende eine Mächtigkeit von 37 *m* aufweist. Die letzte Probe vermochte ich nicht zu indentifizieren, da das Material in eine Glasröhre gefüllt war, die ich nicht öffnen konnte. Es ist ein grauer Schiefer, bei dem ich nicht unterscheiden kann, ob er schon zum Phyllit gehört oder als Einlagerung im Rotliegenden gedeutet werden muß.

Auf jeden Fall weisen die angeführten Beobachtungen darauf hin, daß längs der Hořitzer Verwerfung ein vorcretacischer Bruch verläuft, an dem das Rotliegende in gleichem Sinne disloziert worden ist wie später die Kreide. Hiergegen könnte höchstens die eine Einwendung gemacht werden, daß nämlich das Rotliegende in ein älteres Relief eingelagert sei, dessen Erhebungen hier zufällig mit dem postcretacischen Bruche zusammenfallen. Eine solche Einwendung wird aber hinfällig, wenn man berücksichtigt, daß die gleiche Erscheinung sich an verschiedenen postcretacischen Brüchen wiederholt und daß es schließlich auch gelungen ist, eine präcretacische Verwerfung von größerer Sprunghöhe dort direkt nachzuweisen, wo der postcretacische Bruch in eine ganz leichte Flexur ausklingt.

Den von der Hořitzer Verwerfung ganz ähnliche Verhältnisse stellen sich am Switschinbruche ein[1]), der das Elbetal bei Königinhof begleitet. Kaum 20 *m* mächtig ist das Rotliegende, das am Südfuße des Switschin bei Widon und Brodek unter der Kreide ausstreicht. Einige hundert Meter beträgt seine Mächtigkeit an der Nordseite des Switschin unter der Kreide. In Mastig streicht es unter der Kreide zutage aus, 150 *m* tief wurde hier darin gebohrt. Eine andere Bohrung konstatierte es in Nieder-Praussnitz. Und da Katzer nördlich von Marienbrunn eine dislozierte Rotliegendscholle neben dem Kreidebruche entdeckte, kann kein Zweifel bestehen, daß das Perm östlich vom Switschingipfel bis unmittelbar an den Switschin-

[1]) Über die Lage der hier besprochenen Dislokationen vgl. meine Übersichtskarte in Zeitschrift d. Deutschen Geolog. Gesellsch. Monatsberichte 1904, Taf. XXXV, die wichtigeren sind auch in der Kartenskizze Taf. IX eingetragen.

bruch heran die Unterlage der Kreide bildet. Im Elbetale steht Rotliegendes elbabwärts bis zu der Schleife bei Nemaus an. Es zeigt nordwärts fallende Schichtung. Trotzdem nördlich der Kreide des Königreichwaldes im Rotliegenden zahlreiche Klippen kristalliner Schiefergesteine aufsetzen, reichen seine auch hier gegen N [1]) geneigten Schichten noch weit nach Süden. Die zwischen Günthersdorf und Königinhof angesetzten Wasserleitungssonden erschlossen unter dem Cenomanquader braunrote Schiefertone. Rotliegendes wurde auch in der Stadt Königinhof in einigen artesischen Brunnen erbohrt. Nur aus der Deutschschen Fabrik liegt mir eine Bohrprobe vor, die als Kaolin bezeichnet war und die einen gelblichweißen, fettig anzufühlenden Ton darstellt, der gewiß aus dem jüngeren Paläozoikum herrührt. Die Register anderer Bohrungen (Anlage 11 bis 13) verzeichnen nur schwächere Schichten von „Rotliegendem", darunter, in einem Falle sogar unmittelbar unter der Kreide, „Glimmerschiefer" oder „Gneis". Man ersieht daraus, daß zu Königinhof die jungpaläozoische Schichtfolge noch vor Erreichung der Switschinbruchlinie ausmuldet. Analoge Verhältnisse herrschen auch weiter im Osten. An dem Steilabfalle, den der Switschinbruch an der Südseite des Elbetales erzeugt, kommt, wie bereits Beyrich erkannt hat, der Phyllit unter der Kreide zutage. Von Koken und von Kopain (Anlage 14), nordöstlich, beziehungsweise östlich von Gradlitz gelegen, erhielt ich durch Herrn Oberlehrer J. Borufka in Gradlitz Proben von rotem Ton, beziehungsweise grobkörnigem Sandstein, die unter der Kreide erbohrt wurden. Ja sogar in Wölsdorf (Anlage 15) wurde nach Bericht dieses sehr sorgfältigen Beobachters Rotliegendes erbohrt. Aus Schlotten wurde mir dagegen ein Stück albitführenden Serizitschiefers aus dem Liegenden der Kreide zugesendet. Auch zu Kaschov ist Phyllit in einem tiefen Brunnen angetroffen worden. Es reicht also auch hier das Rotliegende von Norden her bis an den postcretacischen Bruch heran, während im Süden desselben älteres Gebirge ansteht (vgl. die Profile 4, 5 und 6 auf Tafel X). Die Verbreitung des Perms steht also in unverkennbarer Beziehung zur postcretacischen Tektonik, wodurch mit großer Deutlichkeit auf das Vorhandensein von prächretacischen und postcretacischen Verwerfungen hingewiesen wird.

Unweit südlich von Schlotten und dicht nördlich von Jaroměř liegt Hořenitz (Anlage 9), von wo mir Bohrproben durch Herrn Lehrer Müller in Grabschütz zugesendet wurden. Hierselbst wurde unter dem Cenomanquader zunächst ein weißer, grobkörniger Kaolinsandstein von geringer Mächtigkeit konstatiert, wie er im Rotliegenden und im Karbon vorzukommen pflegt. Darunter folgten scheinbar Rotliegendschiefer. Die genauere Prüfung des Bohrschmandes ergab aber, daß es stark gerötete Serizitschiefer sind, um die es sich hier handelt. Wahrscheinlich sind es ähnliche Gesteine gewesen, die hier der Bohrer durchörterte, wie wir sie aus dem Bistritztale kennen lernten.

[1]) Nicht gegen Süd, wie ich früher glaubte (Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1904, pag. 222).

Unterlagert werden diese Schiefer von schwach gerötetem Serizitphyllit. Angeblich wurde auch in Welchov Rotliegendes erbohrt. Nach der Beschreibung, die ich davon erhielt, ist es mir aber wahrscheinlicher, daß es ebenfalls ein derartiger stark geröteter Schiefer war, der hier vorgefunden wurde.

Mit diesem Befunde wäre die Erörterung der Bohrprofile aus der Kreide Nordostböhmens, soweit sie mir bekannt geworden sind, abgeschlossen. Wir haben daraus entnommen, daß bei zwei parallelen Staffelbrüchen, die die dortige Kreide durchsetzen, posthume Gebirgsbildung anzunehmen ist. Am Hořitzer Bruch sowohl wie am Switschin Bruch ließ sich zeigen, daß das Rotliegende vor Ablagerung der Kreide in gleicher Richtung abgesunken sein muß, wie später die Kreide. Schärfer noch läßt sich das Alter der verschiedenen Phasen der Schichtenverschiebungen erkennen, wenn wir den Südwestrand der mittelsudetischen Mulde studieren.

Die südwestliche Begrenzung der mittelsudetischen Mulde wird durch bedeutsame tektonische Störungen gebildet, welche unter dem Namen Hronov-Parschnitzer Bruch bekannt geworden sind. Ich hatte schon in früheren Veröffentlichungen Gelegenheit, zu betonen, daß diesem Bruche ein zweiter parallel läuft und daß die Begrenzung der Mulde nicht durch diesen Hronov-Parschnitzer Bruch allein, sondern durch einen bald breiteren, bald schmäleren Graben gebildet wird. Dieser Graben kommt aus der Gegend von Lewin und erstreckt sich über Cudowa nordwärts bis Hronov, hier biegt er plötzlich gegen Nordwest um und verläuft über Zbetschnik-Hertin nach Schwadowitz. Die Profile 1 bis 5 (auf Tafel XI) verqueren diesen Graben. Sie zeigen seine große Breite zwischen Klein-Pořič und Zdarek unweit Cudowa, sie zeigen, wie er zwischen Zbetschnik und Hertin außerordentlich verschmälert ist, um über Hertin hinaus wieder breiter zu werden, wobei sich gleichzeitig seine Schichten immer mehr und mehr herausheben, weil der Betrag der postcretacischen Einsenkung immer geringer wird.

Auf der West-, beziehungsweise Südwestseite dieses Grabens liegt die Kreide mit sehr leichter Diskordanz dem weit über 1000 *m* mächtigen oberen Rotliegenden auf. Im Norden schalten sich zwischen beiden noch die wenig mächtigen Schömberger Schichten ein und darüber die ebenfalls nicht mächtigen weißen Kaolinsandsteine und schneeweißen Plattensandsteine, welche, wie Berg[1]) dargetan hat, als Äquivalent des Buntsandsteins zu betrachten sind. Alle diese Schichten sinken mit steiler Flexur an dem Graben unter das Cenoman in die Tiefe.

An der gegenüber liegenden Seite des Grabens stößt infolge des, sich bei Hronov bis zur Überschiebung steigernden Bruches[2]) das Cenoman gegen die verschiedenen Abteilungen des Karbon und des Mittelrotliegenden ab. Nur bei Zdarek, wo an Stelle des Bruches

[1]) Zur Geologie der weiteren Umgebung von Schömberg in Schlesien. Jahrbuch d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1905, pag. 717.

[2]) Vgl. Weithofer, Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 470.

eine Flexur vorhanden ist, lagert die Kreide den Schwadowitzer Schichten unmittelbar auf. Man kann in einem Steinbruche am oberen Ende des Dorfes die Auflagerung des Carinatenquaders auf die tiefsten dort aufgeschlossenen Ottweiler Schichten direkt beobachten. Zwischen Zdarek und Hronov bildet das Karbon einen Autiklinalaufbruch in der Kreide und man kann[1]) am Rande der Adersbach-Wekelsdorfer Kreidemulde fortschreitend bis über das Mettautal hinüber die Kreide immer dem Karbon auflagernd vorfinden, dann erst stellen sich infolge Zurücktretens des Denndationsrandes der Kreide zwischen dieser und dem Karbon jüngere Schichten ein. Wir finden also, daß auf der einen Seite des Grabens die Kreide permischen Schichten von gewaltiger Mächtigkeit auf der anderen Seite aber dem Karbon aufliegt und müssen darum unter dem Graben präcretacische Schichtenverschiebungen voraussetzen.

Tatsächlich bilden ältere permische Schichten, als sie von Westen unter die Kreide des Grabens einfallen, ihre Unterlage. Erbohrt wurden sie bisher noch nicht, denn die mir aus dem Graben bekannt gewordenen tieferen Bohrungen von Schwadowitz und Klein-Cerma bei Cudowa haben die Kreide nicht durchsunken. Dahingegen kommt die Unterlage der Kreide am nördlichen und am südlichen Ende des Grabens hervor. Südlich von Cudowa streichen unter der Kreide, gegen Granit im Osten abstoßend, Rotliegend Konglomerate aus, die sich als eine den kristallinen Schiefern eingesenkte und diskordant von der Kreide überlagerte Mulde weit nach Süden verfolgen lassen. Namentlich am Hradischberge bei Lewin sind durch den Eisenbahnbau Aufschlüsse geschaffen worden, die die präcretacische Tektonik aufs deutlichste erkennen lassen, wie sie die Profilskizze über das Südende des Kreidegrabens von Cudowa (Fig. 5, Taf. XI) veranschaulicht. Aus den südlich von Cudowa zu beobachtenden Aufschlüssen wurde der präcretacische Bruch in das Profil Fig. 4 übertragen[2]).

Ebenso kommen am nördlichen Ende des Kreidegrabens unter dem Cenoman etwas ältere Schichten zum Vorschein, als von Südwest her unter derselben verschwinden. Der postcretacische Bruch an der Südwestseite des Grabens klingt gegen NW allmählich in eine, zum Schluß sehr leichte Flexur aus (Profil 2, Tafel XI). Diese Flexur wird nun bei Saugwitz von dem tiefen Tale der Aupa angeschnitten und daselbst erkennt man, daß unter ihr, in derselben Richtung verlaufend, eine Verwerfung in den Schichten des oberen Rotliegenden hervorkommt, die eine beträchlich größere Sprunghöhe und entgegen-

[1]) Vgl. die Kartenskizze in: Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebirge. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 537.

[2]) Ich bemerke hier, daß ich bereits im Jahrbuche der geol. R.-A. 1904, pag. 242, auf die präcretacische Bruchbildung in diesem Gebiete hingewiesen und dieselbe in den Monatsberichten d. Deutsch. geol. Ges. 1904, pag. 222, etwas näher begründet habe. Flegel glaubte auf Grund der Profile Weithofers hiergegen Einwendungen machen zu können (Jahrb. geol. R.-A. 1905, pag. 242), gab jedoch bald darauf (Monatsber. d. Deutschen geol. Ges., 1905, pag. 77) zu, daß solche präcretacische und postpermische Brüche hier bestehen. Da ihm aber die Flexuren und Brüche am Rande des Kreidegrabens bei Lewin entgangen sind, glaubt er, daß die Kreide daselbst ungestört liege.

gesetztes Absinken erkennen läßt (Profil 1). Unten im Tale stoßen die Schömberger Kalke gegen das Oberrotliegendkonglomerat ab. Das Rotliegende im Graben ist im Vergleich zu demjenigen südwestlich davon um zirka 250 *m* gehoben, nach Ablagerung der Kreide erfolgte dann eine Senkung um zirka 100 *m*.

Würde das Profil Fig. 1 um 400 *m* östlicher gelegt sein, so würde man ebenso wie in den Profilen Fig. 2 und Fig. 3 die schneeweißen, über dem Schömberger Schichten liegenden Kaolinsandsteine gegen Kreide einfallen sehen. Jenseits des präcretacischen Bruches aber liegt der Cenomanquader dem Oberrotliegendsandstein direkt auf. Der präcretacische Bruch ist also jünger als der Kaolinsandstein, also jünger als der Buntsandstein. Es ist darum auch nicht verwunderlich, wenn wir die Kreide am Türkenberge (Fig. 3, Taf. XI) und manchen anderen Orten den Schömberger Kalken unmittelbar auflagern, den Buntsandstein aber sich erst in einiger Entfernung vom Kreiderande unter der Kreide einstellen sehen.

Dieser Durchschnitt über den Türkenberg ist aber auch noch von anderem Interesse. Am Türkenberge transgredieren Schömberger Schichten über unteres Rotliegendes bis auf das obere Karbon. Jenseits des Hronov-Parschnitzer Kreidegrabens aber liegen die Schömberger Schichten dem über 1000 *m* mächtigen oberen Rotliegenden auf. Daraus folgt, daß die bedeutenden, im ganzen etwa 3000 *m* betragenden Schichtenverschiebungen, die sich an dieser Störungslinie vollzogen haben, schon zur Zeit des jüngsten Perm bestanden haben. Es haben also die intensivesten Störungen nicht erst nach Ablagerung der Kreide stattgefunden, wie bisher geglaubt wurde. Im Gegenteil unterschieden sich die Lagerungsverhältnisse zur jüngsten Permzeit nicht mehr viel von den jetzt bestehenden. Die postcretacischen Dislokationen sind nur schwächere Wiederholungen der permischen Dislokationen. Ihre Sprunghöhe ist mit zirka 300—400 *m* zu veranschlagen.

Wenn nun auch am Türkenberge, wie überhaupt in dem Gebiete von Wernersdorf bis zum Mettautale die Schömberger Schichten über das Unterrotliegende sukzessive bis auf das Oberkarbon transgredieren, ist es natürlich nicht notwendig, daß die, dieser Transgression vorangehende Schichtenverschiebung und darauffolgende Abtragung das Erzeugnis einer einzigen Phase ist. Tatsächlich können wir in der Lücke zwischen Unterrotliegenden und Zechstein sofort wenigstens zwei Phasen der Gebirgsbildung unterscheiden, von denen die bedeutendere sich zuerst abspielte. Nach dieser älteren Phase läßt man allgemein das Oberrotliegende beginnen. Es ist die diskordante Auflagerung des Oberrotliegenden auf ältere Rotliegendschichten ein besonders wichtiges Kriterium für seine Altersbestimmung. Ehe aber auf diese Diskordanz eingegangen wird, mag doch noch betont werden, daß das über den Türkenberg gelegte Profil mit Bestimmtheit auch auf Dislokationen schließen läßt, die sich unmittelbar vor Ablagerung der Schömberger Schichten vollzogen haben. Übrigens sind diese auch in anderen, benachbarten Gebieten, insbesondere in der südlichen Umgebung von Pilnikau und Trautenau unverkennbar. Es greifen dort die Schömberger Schichten auf ältere

Schichten des Rotliegenden (Mittel- oder Unterrotliegendes) über. Auch Berg[1]) erwähnt aus dem benachbartem Gebiete von Schömberg die Diskordanz zwischen Zechstein und Oberrotliegenden.

Intensiver waren die Schichtenverschiebungen, die sich unmittelbar vor Ablagerung des Oberrotliegenden vollzogen haben. Daß das Oberrotliegende diskordant auf dem Mittelrotliegenden der mittelsudetischen Mulde liegt, hat Dathé[2]) in der Gegend von Wünschelburg nachgewiesen. Es ist nun von großem Interesse zu sehen, daß wieder gerade in dem Hronov-Parschnitzer Kreidegraben die Dislokationen an der Wende von Mittel- und Oberrotliegendem besonders intensiv waren.

Noch südlich von Parschnitz muldet die Kreide des erwähnten Grabens aus. Unter ihr lagern in regelmäßiger, flacher Mulde die Schichten des Oberrotliegenden. Sie bildet noch für ein beträchtliches Stück eine nördliche Fortsetzung des Kreidegraben, wobei sie gegen das Karbon im Nordosten, wie gegen das Rotliegende des Tafellandes von Trautenau im Südwesten durch Verwerfungen begrenzt wird. Weiter im Norden kommt bei Gabersdorf unter dem Oberrotliegend Konglomerat, das die tiefste Schicht des Oberrotliegenden ist, das Mittelrotliegende hervor, das wiederum eine Mulde bildet, die aber viel stärker zusammengepreßt ist. Das Oberrotliegende überlagert also diskordant als flachere Mulde eine stärker gefaltete Mulde des Mittelrotliegenden. Diese Lagerungsverhältnisse wurden aus der Gegend von Gabersdorf in das Profil Fig. 1, Taf. XI hineinprojiziert.

Die Diskordanz an der Basis des Oberrotliegenden ist ringsum in der großen und sehr flachen Trautenauer Rotliegend-Mulde, die westlich an den Hronov-Parschnitzer Graben angrenzt, unverkennbar. Sie ist aber nicht so stark wie in der erwähnten nördlichen Fortsetzung des Kreidegrabens. Wir können daraus folgern, daß gerade dieses schmale, durch die zwei Verwerfungen begrenzte Gebirgsstück schon zur Zeit vor dem Oberrotliegenden der Schauplatz intensiverer Bewegungen war, als das westlich anschließende Tafelland.

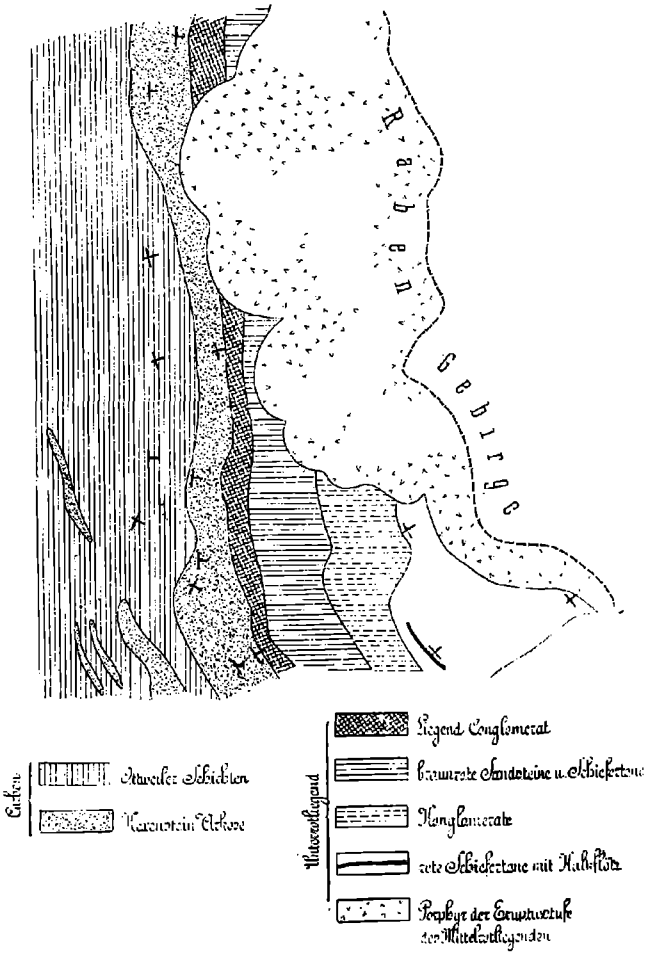
Die dem Oberrotliegenden unmittelbar vorangegangene Dislokation ist zwar die älteste, welche sich in dem postcretacischen Hronov-Parschnitzer Graben unmittelbar nachweisen lässt. Sie ist aber doch noch nicht die älteste jungpaläozoische Dislokation des Gebietes, wie sich aus folgenden Lagerungsverhältnissen der näheren Umgebung erkennen läßt.

Ringsum in der Nordhälfte der mittelsudetischen Mulde setzt im Rotliegenden eine gewaltige Eruptivstufe auf, mit der man das Mittelrotliegende beginnen läßt. Ihre Gesteine wurden von Berg studiert. Berg und Dathe kartierten dieselbe im angrenzenden preußischen Gebiete. Sie besitzt auf den Kartenblättern Wünschelburg und Rudolfswaldau große Verbreitung, liegt aber, wie sich aus den Darstellungen Dathes ergibt, ganz gleichförmig ihrer Unterlage, dem Unterrotliegenden auf. Anders ist dies Verhältnis am Westrande

[1]) L. c. pag. 719.
[2]) Erläuterungen zu Blatt Wünschelburg der geolog. Spezialkarte von Preußen.

der mittelsudetischen Mulde: Hier besteht eine ausgesprochene Diskordanz, wie am besten die beistehende Kartenskizze erkennen läßt (Fig. 2). Das Karbon des Westrandes war zur Zeit der porphyrischen Deckenergüsse schon aufgerichtet, sodaß der Porphyr vom Unter-

Fig. 2.



Kartenskizze des Rabengebirges. 1:50.000.

rotliegenden auf die Radovenzer Schichten übergreifen konnte. Da sich diese Diskordanz auf den Westflügel der niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenmulde beschränkt, darf man annehmen, daß schon vor Beginn der großen Eruptionen des Mittelrotliegenden an dem aufgerichteten Westflügel die Schichtenverschiebungen einsetzten.

Noch ein anderes Kriterium für Dislokationen zu dieser Zeit läßt sich erbringen. Südwestlich von Schatzlar schneiden Schiefertone, die entweder dem Unterrotliegenden oder höchstens dem tiefsten Mittelrotliegenden angehören können, an einem Bruche gegen den Glimmerschiefer des Rehorns, dem südöstlichen Eckpfeiler des Riesengebirges, ab. Ein schmaler, zwei Kilometer weit zu verfolgender, Melaphyrgang bildet den Verwerfer. An seinem Kontakte sind die Schieferletten gefrittet. Für das Alter des Melaphyres ist kein großer Spielraum vorhanden, sobald man die Verhältnisse der benachbarten mittelsudetischen Mulde zum Vergleich heranzieht. Hier gibt es mehrere Melaphyreruptionen im Karbon und dann noch eine und zwar die gewaltigste in der Eruptivstufe des Mittelrotliegenden. Unter Berücksichtigungen dieser Verhältnisse darf es als sehr wahrscheinlich gelten, daß die Verwerfung höchstens vom Alter des Mittelrotliegenden sein kann. Sie kann aber auch älter sein. Ganz sicher ist aber die Altersbestimmung aus dem Grunde nicht, weil zur Zeit noch keine Identifizierung der in der Mittelsudetischen Mulde und im Gebiete von Trautenau unterschiedenen Rotliegendetagen mit denjenigen durchgeführt worden ist, welche Jokely in der Umgebung von Hohenelbe unterschieden hat. Auch in seiner obersten Rotliegendetage fand Jokely noch Melaphyr Decken vor. Es ist aber gegenwärtig noch nicht sicher ob diese Etage dem Oberrotliegenden entspricht oder vielleicht doch älter ist.

Ob noch ältere Schichtenverschiebungen als diejenige zu Beginn des Mittelrotliegenden in der postvariscischen Decke der Mittelsudeten festzustellen sind, ist gegenwärtig ebenfalls nicht ganz sicher. Das Unterrotliegende folgt anscheinend ganz konkordant auf die Radowenzer Schichten. Auch im Karbon konnte, abgesehen von den älteren durch Dathe erwiesenen Diskordanzen bisher keine andere nachgewiesen werden. Wohl zeigt das Profil, das durch Herbing[1]) von den Müllerschächten bei Liebau veröffentlicht worden ist. „Rotliegendes" diskordant auf Schatzlarer Schichten. Es ist aber bis jetzt das spezielle Alter dieser „Rotliegend"-Schichten noch nicht nachgewiesen worden. Gehören sie dem Mittelrotliegenden an, so handelt es sich hier nur um dieselbe Diskordanz, die oben in Fig. 2 dargestellt wurde. Sollten es aber, wie man nach der Lage unter der Eruptivstufe anzunehmen berechtigt wäre, Schichten des Unterrotliegenden sein, die hier angetroffen wurden, so wäre eine noch ältere und nicht unbedeutende Diskordanz schon erwiesen. Wenn ich gewisse in Österreich gemachte Beobachtungen zum Vergleich heranziehe, kann ich es gar nicht für unmöglich halten, daß in dem vermeintlichen Rotliegenden Ottweiler Schichten vorliegen, für welchen Fall eine noch ältere, nämlich oberkarbonische Schichtenverschiebung vorliegen würde. Dies sind jedoch noch offene Fragen, auf die näher einzugehen aus dem Grunde sich erübrigt, da eine endgültige Aufklärung durch die im Zuge befindlichen geologischen Aufnahmen von Seiten der k. preußischen geologischen Landesanstalt zu erwarten ist.

[1]) Den Steinkohlenformation und Rotliegendes bei Landeshut, Schatzlar und Schmadovitz. Breslau, schles. Gesellsch. f. vaterl. Kultur 1904.

Auf jeden Fall zeigen die vorangehenden Auseinandersetzungen zur Evidenz, daß während der Permzeit sich in dem in Erörterung stehenden Gebiete wiederholt Dislokationen vollzogen haben. Nebenbei bemerkt können dieselben wiederholt auch aus der Geröllführung mancher Konglomerate indirekt erschlossen werden. Diese Feststellung ist ferner von Wichtigkeit für die Erklärung der Entstehung der überaus mächtigen Rotliegend-Ablagerungen, denn es standen infolge der wiederholt eingetretenen Dislokationen immer wieder leicht zerstörbare Gesteinsmassen in dem Ablagerungsgebiete der permischen Sedimente selbst zur Verfügung. Diese Feststellung ist endlich, wie ich kürzlich schon an anderem Orte darlegte, von Wichtigkeit für die richtige Beurteilung der auch hier im Perm so häufigen Kupfererzvorkommnisse. War die Karbon- und Permzeit für das Gebiet der Schauplatz wiederholter vulkanischer Eruptionen und wiederholter Dislokationen, so begünstigte sie das Auftreten erzbringender Thermalquellen. Wir verstehen den Grund, wenn wir in in den Schilderungen der Kupfererzlagerstätten des Hohenelber Bezirkes lesen, daß sie vor allem in gestörten Regionen ergiebig waren. Wir verstehen aber auch, warum der Bergbau in den Kupferschiefern daselbst seine Schwierigkeiten hatte, denn sobald man, in der Meinung, sedimentäre Lagerstätten vor sich zu haben, ruhiger gelagerten Partien nachging, mußte der Erzgehalt nachlassen.

Dies beides sind Ergebnisse, die hier nur nebenbei angedeutet werden sollen. Überblicken wir nochmals die oben nachgewiesenen verschiedenalterigen Dislokationen, so erhalten wir folgende Übersicht:

Postcretacische Bruchbildung,

Oberkreide,

Dislokationen, älter als Oberkreide und jünger als Buntsandstein,

Konglomerat- und schneeweiße Plattensandsteine (Buntsandstein).

Paralleltransgression,

Schömberger Schichten (Zechstein),

Dislokationen und Diskordanz nicht sehr bedeutend,

Oberrotliegendes,

Transgression und bedeutende Diskordanz,

Mittelrotliegendes,

bedeutende Diskordanz, jedoch nur am Westflügel der mittelsudetischen Mulde,

Unterrotliegendes,

Oberkarbon,

und zwar nach den Forschungen Dathes:

Radowenzer und Schwadowitzer Schichten = Ottweiler Schichten,

Schatzlarer Schichten = Saarbrücker Schichten,

Diskordanz,

Weissteiner = Reichhennersdorf-Hartauer Schichten,

Diskordanz,

Waldenburger Schichten.

Unter den präcretacischen Schichtenverschiebungen ist diejenige zwischen Buntsandstein und Oberkreide ihrem Alter nach am wenigsten scharf begrenzt. Man ist natürlich unter Berücksichtigung der in den letzten Jahren namentlich von Stille durchgeführten Untersuchungen versucht, auch hier an die für das nördliche Deutschland so bedeutungsvolle jungjurassische Gebirgsbildung zu glauben. Der Mangel jedweder anderer Sedimente aus dem älteren und mittleren Mesozoikum macht jede nähere Erörterung der genaueren Altersfrage dieser Dislokationsphase aussichtslos. Vielleicht darf es überhaupt als ein nicht ganz unbedeutendes Ergebnis der vorher erwähnten Tiefbohrungen in der nordböhmischen Kreide betrachtet werden, daß nirgends der an der Lausitzer Hauptverwerfung eingekeilte Jura aufgefunden werden konnte.

Überflüssig erscheint es mir, hier auch auf die noch älteren karbonischen und vorkarbonischen Phasen der Gebirgsbildung einzugehen. So weit das Gebiet der Mittelsudeten in Frage kommt, sind die ersteren durch Dathe fixiert und in der obigen Zusammenstellung auch schon erwähnt worden. Für die Beurteilung älterer Gebirgsbildungen fehlen aber im Bereiche der Mittelsudeten noch viele Beobachtungen.

Auch für das genauere Alter der postcretacischen Brüche sind aus dem zuletzt besprochenen Landstriche mangels jüngerer Sedimente weitere Beobachtungen nicht zu erbringen. Ich erinnere hier aber daran, daß die postcretacischen Verwerfungen einem einheitlichen System angehören und daß speziell die auf den Profilen Taf. X enthaltene Hořitzer Verwerfung als unmittelbare Fortsetzung der Lausitzer Hauptverwerfung zu gelten hat[1]) die sich dann über die Welchow-Castolowitzer Verwerfung in die Staffelbrüche der Boskowitzer Furche fortsetzt. Die Gründe, die dafür sprechen, daß diese Brüche voroligocänen oder höchstens früholigocänen Alters sind, habe ich anderen Ortes früher zusammengestellt[2]).

Uberblicken wir nach dieser Abschweifung nochmals kurz die Entstehungsgeschichte des Westrandes der mittelsudetischen Mulde seit der Karbonperiode:

Heute ist dieser Westrand im Vergleich zu der aus Rotliegenden bestehenden westlich angrenzenden Tafellandschaft, beziehungsweise sehr flachen Mulde von Trautenau um ein bedeutendes gehoben und mehr oder weniger aufgerichtet. Diese Aufrichtung erfolgte bereits an der Grenze von Unter- und Mittelrotliegendem, wie die Diskordanz im Rabengebirge beweist. Fortgesetzt wurde die Aufrichtung an der Wende vom Mittelrotliegenden zum Oberrotliegenden, wie sich gleichfalls aus der diskordanten Lagerung ergibt. Zu dieser Zeit war der nachmalige Kreidegraben, der heute die mittelsudetische Mulde im Westen begrenzt, schon angelegt. Er bestand aus einer schmalen Mulde. Am Ende des Oberrotliegenden erfolgen neuere, weniger bedeutende Dislokationen. Staffelförmig war das Rotliegende von dem

[1]) Zeitschr. d. Deutsch, geol. Gesellsch. 1904, pag 216.

[2]) Über eine Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär bei Dresden. Abhandl. d. naturwiss. Gesellsch. Isis, Dresden, 1901, pag. 106.

Karbon im Nordosten abgesunken. Der spätere Graben bildet eine solche Staffel, die im Vergleich zum Trautenauer Rotliegenden um ein geringes höher liegt. Die Lagerung der Schömberger Schichten (Zechstein) zeigt das an. Bei Trautenau liegen sie auf der Kalksandsteinzone, in der Staffel aber auf der Sandsteinzone des Oberrotliegenden. Am Westflügel der mittelsudetischen Mulde transgredieren sie bis auf das Oberkarbon. Nach Ablagerung der nach Berg als Buntsandstein anzusprechenden Schichten erfolgen neue Dislokationen. Deutlich ist die Verwerfung zu beobachten, die genau unter der postcretacischen Flexur hervorkommt und dieselbe Richtung besitzt. Immer noch hat die Gegend des Kreidegrabens den Charakter einer Staffel, die zwar um ein bedeutendes im Vergleich zum östlich angrenzenden Karbongebirge abgesunken ist, aber nicht ganz so stark wie das Trautenauer Rotliegende. Nach Ablagerung der Kreide, vermutlich zur älteren Tertiärzeit endlich, versinkt die Staffel stärker als die Schollen zu beiden Seiten. Sie wird zum Graben, der lokal eng zusammengepreßt und örtlich sogar vom Karbon steil überschoben wird. So sehen wir, daß der eigenartige Kreidegraben an der Westseite der mittelsudetschen Karbonmulde nichts anderes ist als eine Versenkung an einer längst und etappenweise schon vorgebildeten Verwerfungsstaffel.

Wir konnten die lange Geschichte dieser Bruchzone studieren, weil außer der Kreide eine reichgegliederte ältere Schichtenserie hier der Beobachtung zugänglich war. Wenden wir nun unseren Blick zurück zu den vorher besprochenen postcretacischen Verwerfungen, an denen wir wiederholt das Rotliegende abschneiden sahen, um sich erst in einiger Entfernung von dem Bruche unter der transgredierenden Kreide wieder einzustellen, so werden wir zugeben, daß auch hier ähnliche Verhältnisse zum Ausdrucke kommen, daß die posthume Gebirgsbildung im Bereiche der sudetischen Randbrüche eine verbreitete Erscheinung ist. So weit wir aber auch die sudetische Randverwerfung verfolgen mögen, immer stoßen wir wieder auf solche Lagerungsverhältnisse: In der Dresdener Elbtalwanne fällt Rotliegendes unter die Kreide ein. Noch nahe an der Lausitzer Hauptverwerfung wurde es erbohrt und jenseits derselben liegen die Kreiderelikte am Heller im Bereiche des Grundgebirges. Bei Raitz nördlich von Brünn greift die Oberkreide über den schmalen, als Boskowitzer Furche bekannten Rotliegendgraben weg, aber in seiner nördlichen Verlängerung folgen ihm die langen postkretazischen Staffelbrüche bei Landskron und Wildenschwert. Nur fehlt es hier noch an detaillierten Studien im Perm, um die Altersfolge der Schichtenverschiebungen genauer festzulegen.

Zusammenstellung der angeführten Bohrungen.

Anlage 1 (vgl. pag. 180).

Bohrung Želenitz.

(Nach den Bohrproben.)

Von Meter	Tiefe	
0·0—	10·0	grauer Letten
10·0—	13·0	gelber mittelkörniger Sandstein
13·0—	75·7	grauer Letten
75·7—	95·0	grauer Schieferton
95·0—	98·0	lichtgrauer Arkosesandstein, mittelkörnig
98·0—	104·0	grauer Schieferton
104·0—	106·0	lichtrötlichweißer Arkosesandstein, mittelkörnig
106·0—	118·0	rötlicher, sandiger Letten
118·0—	122·0	mittelkörnige weiße Arkose, mit lichtroten Feldspaten
122·0—	127·0	roter, fester Schieferton
127·0—	131·0	rötlichgrauer und grünlichgrauer, muskovit- und feldspatführender Sandstein
131·0—	135·0	roter, muskovitführender Schieferton
135·0—	136·0	grünlichgrauer, sandiger Letten
136·0—	139·0	roter, stark sandiger Letten
139·0—	144·0	lichtgrauer, muskovitführender Tonsandstein
144·0—	150·0	mittelkörniger, mürber, roter Sandstein
150·0—	151·0	dunkelroter, muskovitführender Letten
151·0—	155·0	mittelgrobkörniger, mürber, roter Sandstein
155·0—	178·0	roter, graugeflammter, etwas sandiger Letten
178·0—	184·0	dunkelroter Schieferton
184·0—	185·0	mürber, feinkörniger, roter Sandstein
185·0—	190·0	roter, feinsandiger, muskovitführender Letten
190·0—	202·5	roter Sandstein
202·5—	204·0	weißer, grobsandiger Letten
204·0—	210·0	roter, feinsandiger Letten
210·0—	217·0	roter Sandstein
217·0—	218·0	weißer, sandiger Letten
218·0—	234·0	mittelkörniger, weißer Kaolinsandstein
234·0—	238·0	lichtgrauer, feinsandiger Letten
238·0—	246·0	roter Schieferton mit dünnen, roten Sandsteinbänken
246·0—	248·0	roter, feinsandiger Letten
248·0—	258·0	desgleichen mit Sandsteinbänken
268·0—	259·0	mittelkörniger Arkose mit rotem Feldspat
259·0—	263·0	roter, weißgeflammter Letten
263·0—	280·0	rötliche, grobkörnige bis konglomeratische Arkose
280·0—	284·0	dunkelroter Letten
284·0—	288·5	rötlicher, konglomeratischer Sandstein
288·5—	296·0	hellroter, feinsandiger Letten
296·0—	300·0	weißer, sandiger Letten

Von Meter Tiefe

300·0—304·0 feinkörniger, lichtgrauer Sandstein
304·0—314·0 dunkelroter, feinsandiger Schieferton
314·0—316·0 weißlichgrauer, harter, mittelkörniger Sandstein
316·0—319·5 lichtgrauer Letten
319·5—322·5 roter, grobsandiger Letten

322·5—326·5 mittelkörnige Arkose mit rotem Feldspat
326·5—330·0 lichtgrauer Schieferton
330·0—330·6 grobkörnige Arkose mit rotem Feldspat
330·6—331·0 Steinkohle
331·0—332·0 lichtgrauer Schieferton
332·0—339·0 feinkörniger, mürber, weißer Sandstein
339·0—340·0 lichtgrauer Letten
340·0—342·0 mittel-feinkörniger, fester, lichtgrauer Sandstein
342·0—343·0 grauer Letten
343·0—351·0 lichtgrauer Sandstein und Letten
351·0—362·0 mittelkörniger, weißer Kaolinsandstein
362·0—391·0 grauer Schieferton
391·0—398·5 desgl. mit Sandsteinbänken
398·5—401·0 lichtgrauer Letten
401·0—418·0 mittelkörniger, weißlicher Kaolinsandstein
418·0—419·0 lichtgrauer, feinsandiger Letten
419·0—438·5 lichtgrauer Sandstein mit Schiefertonbänken
438·5—440·0 dunkelgrauer Schieferton mit einem Kohlenstreifen von 8 *cm*
440·0—445·0 mittelkörniger, fester, weißlichgrauer Kaolinsandstein
445·0—459·0 lichtgrauer Schieferton
459·0—460·0 Konglomerat
460·0—461·0 lichtgrauer, sandiger Letten
461·0—463·0 lichtgrauer Schieferton
463·0—474·0 lichtgrauer Letten
474·0—478·5 weißlichgrauer Arkose
478·5—488·0 lichtgrauer Letten mit Kohlenspur
488·0—497·0 feinkörniger, grauer Sandstein
497·0—502·0 grauer Letten mit Kohlenspur
502·0—508·0 mittelkörniger, grauer Sandstein
508·0—509·0 schwarzgrauer Schieferton (Kohlenschiefer)
509·0—515·0 Konglomerat
515·0—519·0 grauer Schieferton
519·0—524·0 grauer, konglomeratischer Sandstein
524·0—525·5 grauer Schieferton
525·5—539·0 feinkörniger, grauer Sandstein mit Kohlenspur
539·0—543·0 grauer Schieferton
543·0—550·0 mittelkörniger, lichtgrauer Sandstein
550·0—552·3 grauer Schieferton mit Kohlenspur
552·3—553·5 grauer Letten
553·5—558·0 grauer, feinschichtiger, muskovitreicher Sandstein
558·0—571·6 Konglomerat
571·6—574·0 dunkelgrauer Schieferton
574·0—592·0 Konglomerat

Von Meter Tiefe	
592·0—595·9	grauer Schieferton mit Kohlenschmitz
595·9—598·0	grauer Letten mit Kohlenspur
598·0—618·0	graugrüner, oben geröteter Tonschiefer
618·0—636·4	schwarzer Tonschiefer.

Anlage 2 (vgl. pag. 180).

Studnowes bei Schlan.

(Sämtliche Bohrproben untersucht.)

Von Meter Tiefe	
0·0— 69·0	Weißgraue, mittelkörnige bis feinkörnige Sandsteine
69·0—150·0	graue und dunkelgraue Letten mit dünnen Einlagerungen sandiger Letten
150·0—171·0	dunkelgrauer Schieferton
171·0—184·0	nahezu schwarzer Schieferton
184·0—185·0	harter, mittelkörniger, grauer Sandstein
185·0—190·0	dunkelgrauer Letten
190·0—203·0	grauer, sandiger Schieferton
203·0—209·0	roter und grauer sandiger Schieferton
209·0—222·0	lichtgrauer Schieferton
222·0—223·0	roter Schieferton
223·0—231·0	weißer Sandstein
231·0—232·0	roter Schieferton
232·0—233·0	grauer Schieferton
233·0—237·0	roter Schieferton
237·0—240·0	weißer Sandstein
240·0—337·0	roter Sandstein und roter Schieferton
337·0—338·0	Konglomerat
338·0—350·0	roter Sandstein und Schieferton
350·0—354·0	weißer Konglomeratsandstein
354·0—359·0	grauer, sandiger Schieferton
359·0—361·0	Konglomerat
361·0—370·0	rötlicher und weißer Sandstein
370·0—373·0	fetter, grauer Ton
373·0—377·0	grauer, sandiger Schieferton
377·0—379·0	weißer und gelblicher Sandstein
379·0—383·0	Konglomerat
383·0—385·0	roter Schieferton mit weißen Sandsteinbänken
385·0—391·0	weißer und rötlicher, toniger Sandstein
391·0—405·0	mittel- bis feinkörniger Kaolinsandstein
405·0—407·0	roter Schieferton
407·0—425·0	grauer und weißer sandiger Schieferton mit zwei dünnen Kohlenstreifen
425·0—427·0	Konglomerat
427·0—437·0	grauer, sandiger Schieferton
437·0—438·0	schwarzgrauer Schieferton
438·0—441·0	grauer, sandiger Schieferton mit zwei dünnen Konglomeratlagen

Von Meter Tiefe

441·0—483·0 grauer, sandiger Schieferton
483·0—486·0 weißer, toniger Sandstein
486·0—497·0 grauer und dunkelgrauer Schieferton mit Einlagerungen von mittelkörnigem weißen Sandstein und zwei dünne Kohlenschmitzen
497·0—500·0 grauer Letten
500·0—516·2 grauer Schieferton mit weißen Sandsteinbänken
516·2—517·0 schwarzer Letten mit Kohlenschmitzen
517·0—526·0 lichtgrauer, sandiger Schieferton
526·0—529·0 grauer Sandstein
529·0—530·0 sandiger, grauer Schieferton mit einem dünnen Kohlenstreifen
530·0—538·0 dunkelgrauer, sandiger Schieferton
538·0—548·5 mittelkörniger und feinkörniger grauer Sandstein, wechselnd mit Schiefertonlagen
548·5—565·0 feinsandiger, grauer Schieferton
565·0—576·0 weißer Sandstein mit Einlagerung grauen Schiefertones
576·0—581·0 fester, dunkelgrauer Letten
581·0—585·0 weißer Sandstein
585·0—590·7 grauer, sandiger Schiefer mit Kohlenstreifen
590·7—595·5 grauer Letten
595·5—600·0 weißer Sandstein
600·0—607·0 mittel- und grobkörniger, weißer Sandstein mit Einlagerungen von grauem, sandigem Schieferton
607·0—611·0 Konglomerat mit tonigem Bindemittel
611·0—617·0 dunkelgrauer Schieferton mit Kohlenschmitzen
617·0—622·0 grauer Sandstein und Schieferton
622·0—624·0 schwarzer Schieferton
624·0—628·0 grauer, glimmerführender Schieferton
628·0—631·0 grauer Sandstein
631·0—633·0 schwarzer Schieferton
633·0—635·0 grauer, sandiger Letten
635·0—640·0 mittelkörniger, weißer Arkosesandstein
640·0—647·5 Konglomerat
647·5—648·0 feinkörniger Sandstein
648·0—653·8 grauer Schieferton
653·8—661·0 feinkörniger, grauer und weißer Sandstein mit Einlagerung von sandigem Schieferton
661·0—665·5 grauer Schieferton
665·5—667·0 dunkelgrauer Schieferton
667·0—671·0 lichtgrauer Sandstein mit Schiefertoneinlagerungen
671·0—675·0 gelber Sandstein
675·0—684·0 Konglomeratsandstein
684·0—694·0 dunkelgrauer, glimmerführender Schieferton
694·0—700·0 grauer Sandstein mit Letteneinlagerungen
700·0—706·0 bräunliches Quarzkonglomerat mit sandigem Schieferton wechsellagernd
706·0—710·0 gelblicher Sandstein
710·0—720·7 lichtgrauer Sandstein mit Lettenlagen

Von Meter Tiefe	
720·7 —737·3	schwarzer Schieferton mit Kohlenschmitzen
737·3 —738·0	roter Schieferton
738·0 —751·04	dunkelgrauer Schieferton und fester schwarzer Schiefer
751·04—752·31	Steinkohle
752·31—753·25	schwarzer und zäher weißer Letten
753·25—756·5	Steinkohle in mehreren Bänken gelagert
756·5 —761·45	grauer Schieferton
761·45—765·4	weißer Schieferton mit kieseligen Bänken (Schleifsteinschiefer)
765·4 —770·0	weißer Kalkmergel
770·00—796·0	Tonschiefer, oben zersetzt.

Anlage 3 (vgl. pag. 180).

Bohrung Plchov, beim Plchovschacht.

(Von 0—118 nach dem Bohrschmand, von 118—308 nach Bericht, von 308—790 nach den Bohrkronen.)

Von Meter Tiefe	
0·0— 1·0	Humus
1·0— 2·8	blauer Letten
2·8— 8·7	grobkörniger, rötlicher, mürber Sandstein
8·7—14·9	feinkörniger, weißlicher Sandstein
14·9—20·7	mittelkörniger, gelblicher Sandstein
20·7—21·1	bräunlicher, sandiger Ton
21·1—26·9	roter, grobkörniger Sandstein
26·9—31·7	rötlicher Letten
31·7—41·8	feinkörniger, weißer Sandstein
41·8—47·6	grobkörniger, rötlicher Sandstein
47·6—49·6	mittelkörniger, bräunlicher Sandstein
49·6—50·9	grauer Letten
50·9—51·1	Schwarte, führt in der Nähe zahlreiche Fischreste, so wie bei Kounowa
51·1—51·3	weißer Letten
51·3—52·0	Kohle
52·0—52·4	lichtgrauer Letten
52·4—53·3	lichtgrauer, feinsandiger Schieferton
53·3—53·4	weißlicher Sandstein
53·4—56·7	weißlicher Tonsandstein
56·7—56·9	Eisenputzen
56·9—57·0	Kohle
57·0—57·3	grauer Schieferton
57·3—58·3	grobkörniger, quarziger Sandstein
58·3—59·4	grobkörniger Sandstein
59·4—60·1	weißer, lettiger Sandstein
60·1—64·3	grobkörniger, harter Sandstein
64·3—67·9	mittelkörniger, lichtgrauer Tonsandstein
67·9—78·5	grobkörniger, lichtgrauer Tonsandstein
78·5—82·6	grauer, sandiger Letten

Von Meter Tiefe	
82·6— 83·1	grobkörniger Sandstein
83·1— 84·6	grauer, sandiger Letten
84·6— 85·5	grobkörniger, lichtgrauer Sandstein
85·5— 87·2	weißer Tonsandstein
87·2— 88·7	lichtgrauer, feinsandiger Letten
88·7— 90·7	lichtgrauer, grobkörniger Tonsandstein
90·7— 95·3	lichtgrauer, sandiger Letten
95·3—103·8	grauer Letten
103·8—109·2	lichtgrauer, grob- und feinkörniger Sandstein
109·2—112·8	lichtgrauer, feinkörniger Sandstein
112·8—115·1	dunkelgrauer, feinsandiger Letten
115·1—117·6	weißer, feinsandiger Ton
117·6—118·4	grauer, grobkörniger Sandstein
118·4—119·5	grauer, feinkörniger Sandstein
119·5—121·4	weißer, sandiger Letten
121·2—123·2	dunkelgrauer, sandiger Letten
123·4—199·8	blauer Letten
199·8—207·8	milder, feinkörniger, glimmerführender Sandstein
207·8—210·7	Sandstein und Konglomerat
210·7—211·1	Sandstein
211·1—214·2	dunkelgrüner, etwas sandiger Letten
214·2—214·6	dunkelroter Letten
214·6—217·4	grünlicher, glimmeriger, etwas sandiger Letten
217·4—219·8	roter Letten
219·8—224·9	weißer, milder, glimmeriger Sandstein
224·9—229·1	weißer, sandiger Letten
229·1—231·3	weißer, lettiger Sandstein
231·3—233·3	dunkelgrauer Letten
233·3—235·9	grobkörniger Sandstein
235·9—238·3	weißer, feinkörniger Sandstein
238·3—242·0	grobkörniger Sandstein
242·0—257·4	roter Letten
257·4—261·7	grobkörniger Sandstein
261·7—264·2	roter Letten
264·2—267·1	feinkörniger Sandstein
267·1—268·3	weißer, grobkörniger Sandstein
268·3—276·1	roter Letten
276·1—278·4	weißer, sandiger Letten
278·4—285·0	roter Letten
285·0—292·3	weißer, grobkörniger Sandstein
292·3—297·1	roter Letten
297·1—300·7	weißer, grobkörniger Sandstein
300·7—303·2	feinkörniger Sandstein
303·2—308·9	roter Letten
308·9—317·7	roter, grobkörniger Sandstein
317·7—318·5	roter, feinkörniger Sandstein
318·5—320·4	lichtgrauer Kaolinsandstein
320·4—320·75	dunkelroter Letten

Von Meter Tiefe	
320·75—322·1	weißlicher, feinkörniger Sandstein
322·11—326·7	dunkelroter, muskovitreicher Schieferton
326·7 —327·9	Konglomerat mit rotem Muskovitgneis, feinkörnigem, roten Granit, Flasergneis, dunkelrotem Quarz
327·9 —328·8	lichtgraue, grobkörnige Arkose mit rotem Feldspat
328·8 —329·9	lichtgrauer, rotgeflammter, feinkörniger Sandstein
329·9 —330·4	lichtgrauer, grobkörniger Sandstein
330·4 —331·1	roter und grauer Letten
331·1 —331·65	roter, feinkörniger, glimmerführender Tonsandstein
331·65—334·2	roter, graugeflammter Tonsandstein
334·2 —335·7	rot- und graugestreifter, glimmeriger Sandstein
335·7 —343·1	lichtgrauer, grobkörniger Sandstein
343·1 —345·8	lichtgraues Quarzkonglomerat über faustgroße Gerölle, Bindemittel, Kaolinsandstein
345·8 —346·9	grauer, glimmeriger Letten
346·9 —347·9	grauer, schichtiger, feinkörniger, glimmeriger Sandstein
347·9 —349·5	Konglomerat
349·5 —350·2	hellgraue, grobkörnige Arkose mit rotem Feldspat
350·2 —350·9	braunroter, grobkörniger Sandstein
250·9 —352·5	grauer Schieferton
352·5 —354·5	graue und rotgraue, grobkörnige Arkose und Arkosekonglomerat
354·5 —359·4	braunroter Konglomerat mit bis eigroßen Quarzgeröllen
359·4 —359·9	braunroter, grobkörniger Sandstein
359·9 —360·2	rotgrauer, grobkörniger Sandstein
360·2 —362·3	brauner, graugeflammter, feinsandiger Letten
362·3 —363·0	roter Tonsandstein
363·0 —379·4	braunroter, grobkörniger Sandstein mit dünnen Konglomeratbänken
379·4 —382·5	braunroter, feinkörniger, schichtiger Sandstein mit viel Muskovit auf den Schichtflächen
382·5 —386·5	rotes Konglomerat
386·5 —387·6	grauroter, feinkörniger, glimmeriger Sandstein, feinschichtig
387·6 —389·4	schichtiger, rotgrauer, feinkörniger Sandstein. Schrägschichtung
389·4 —390·5	quarzreiches Konglomerat mit rotem Feldspat
390·5 —392·6	grauer, glimmerführender, milder Sandstein
392·6 —393·1	grauer Schieferton
393·1 —395·4	braunroter, sandiger Letten
395·4 —398·0	sehr feinschichtiger, braunroter, feinkörniger Sandstein
398·0 —399·6	grauer Schieferton
399·6 —401·9	grauer Sandstein mit weißem und rotem Feldspat und wenig Muskovit
401·9 —406·3	grauer Schieferton und mittel-feinkörniger, grauer Sandstein in halbmetrigen Bänken wechselnd
406·3 —406·9	hellgrauer, mittelkörniger Sandstein mit rotem Feldspat
406·9 —407·5	dunkelgrauer, harter, sandiger Schieferton

Von Meter	Tiefe	
407·5	—410·2	grauer, feinkörniger Sandstein mit dünnen Zwischenlagen von schwarzen Letten
410·2	—411·3	dunkelgrauer bis grünlichgrauer, sehr feinsandiger Letten
411·3	—417·3	mittel- und grobkörnige graue Arkose mit rotem Feldsptat
417·3	—419·5	grauer, feinkörniger, glimmerführender Sandstein
419·5	—422·3	dunkelroter, fester Letten
422·3	—431·0	dunkelgrauroter, feinkörniger, massiger Sandstein
431·0	—432·1	roter, feinkörniger, glimmerführender Sandstein
432·1	—432·9	dunkelgrauer Letten
432·9	—437·4	mittelkörnige, graue Arkose mit rotem Feldspat
437·4	—438·6	grauer, harter, sandiger Letten
438·6	—442·3	graue, grobkörnige Arkose mit rotem Feldspat
442·3	—443·09	Kohle mit vielschiefrigen Zwischenlagen
443·09	—443·5	feinkörniger, grauer, glimmeriger Tonsandstein
443·5	—445·6	weißgrauer, mittelkörniger Kaolinsandstein
445·6	—449·4	fester dunkelgrauer Letten mit Schiefertonlagen
449·4	—449·52	Kohle
449·52	—449·95	lichtgrauer, harter Letten
449·95	—451·8	grauer, mittelkörniger Sandstein
451·8	—457·0	weicher, kleinstückiger, kaolinhältiger Konglomeratsandstein
457·0	—461·5	lichtgrauer Schieferton
461·5	—480·3	grauer Letten mit sandigen, glimmerreichen Zwischenlagerungen
480·3	—483·8	hellgrauer, fein dunkelstreifiger Sandstein mit Glimmer
483·8	—484·9	dunkelgrauer, fester Schieferton
484·9	—491·5	massiger, weißer und grauer mittelkörniger Sandstein
491·5	—492·9	feinkörniger, toniger Sandstein mit Kohlenschnürchen
492·9	—493·2	kleinstückiges, quarzreiches Konglomerat mit rotem Feldspat
493·2	—501·4	graue konglomeratische Arkose mit rotem Feldspat
501·4	—503·9	grauer, sandiger Schieferton
503·9	—507·3	graue, grobkörnige Arkose mit rotem Feldspat
507·3	—508·1	feinkörnige Arkose
508·1	—510·0	Konglomeratarkose mit rotem Feldspat
510·0	—514·3	grauer Schieferton wechselnd mit feinkörnigem grauem glimmerigem Sandstein
514·3	—516·7	mittelkörniger, feinschichtiger, glimmerreicher Sandstein
516·7	—518·0	graue, kleinstückige Konglomeratarkose mit rotem Feldspat
518·0	—518·6	fester, grauer Sandstein
518·6	—519·0	grobkörniger, schichtiger, grauer Sandstein mit Letteneinlagerungen
519·0	—523·8	dunkelgrauer, sandiger Schieferton und schiefriger Sandstein
523·8	—524·1	feinkörniger, feinschichtiger, glimmerreicher, grauer Sandstein

Von Meter	Tiefe	
524·1	—530·9	graues, kleinstückiges Konglomerat
530·9	—541·0	dunkelgrauer Schieferton
541·0	543·7	Kohle
543·7	—544·9	grauer, zum Teil sandiger Schieferton
544·8	—547·8	mittelkörniger, lichtgrauer, feinschichtiger Sandstein
547·8	—554·7	grobkörniger, glimmerreicher, Sandstein
554·7	—555·4	Kohle
554·4	—557·3	lichtgrauer Letten
557·3	—558·8	feinkörniger, grauer Sandstein
558·8	—565·6	grobkörniger, grauer, feldspatführender Sandstein
565·6	—567·0	fester, grauer Letten mit Einlagerungen von sandigem Schiefer
507·0	—571·1	Konglomerat und mittelkörnige graue Arkose wechsellagernd
571·1	—575·0	grauer, sandiger Schieferton
575·0	—576·1	feinschichtiger, feinkörniger, grauer, glimmeriger Sandstein
576·1	—579·2	grauer, grobkörniger Sandstein mit lettigen Zwischenlagen
579·2	—584·9	grauer, sandiger Schieferton
584·9	—585·6	kleinstückiges Konglomerat
585·6	—587·3	grauer, sandiger Schiefer
587·3	—588·7	feinschichtiger, glimmerführender, toniger Sandstein
588·7	—591·5	grobkörniger, grauer Sandstein und Muskovit
591·5	—601·4	grauer Schieferton und sandiger Schiefer
601·4	—601·45	Kohle
601·45	—602·8	fester, grauer Letten
602·8	—609·6	mittelkörniger, grauer, glimmeriger Sandstein, feldspatführend
609·6	—613·3	grauer, sandiger Schiefer
613·3	—616·5	hellgrauer, mittelkörniger, glimmeriger Sandstein
616·5	—621·8	grauer, sandiger Schieferton
621·8	—623·1	weißer, mittelkörniger, glimmeriger Sandstein
623·1	—626·2	grobkörniger, grauer, feldspatführender Sandstein
626·2	—629·2	feinschichtiger, toniger, glimmeriger Sandstein
629·2	—638·2	grauer, sandiger Schieferton
638·2	—641·3	feiner, dunkelgestreifter Sandstein mit rötlichgefleckten, lettigen Zwischenlagerungen
641·3	—644·7	hellgrauer, grobkörniger Sandstein
644·7	—646·2	hellgrauer, mittelkörniger glimmeriger Sandstein
646·2	—650·4	grauer, sandiger Schieferton
650·4	—650·65	Kohle
650 65	—652·9	dunkelgrauer Schieferton
652·9	—654·0	grauer, grobkörniger Sandstein
654·0	—656·1	hellgrauer, feinkörniger Sandstein
656·1	—658·9	grauer Letten
658·9	—661·5	feinschichtiger, grauer Sandstein mit Lettenlagen
661·5	—664·6	schwarzer Schieferton mit etwas sandigem Schiefer

Von Meter Tiefe	
664·6—666·7	feinschichtiger, feiner, lichtgrauer Sandstein und sandiger Schieferton
666·7—673·2	weißer, grobkörniger Kaolinsandstein mit sehr viel Muskovit
673·2—676·3	feinschichtiger, mittel- und feinkörniger, hell- und dunkelgrauer Sandstein, die Schichtflächen voll Muskovit
676·3—678·1	grauer, grobkörniger, glimmerreicher Sandstein
678·1—678·9	grauer, mittelkörniger, glimmerreicher, schichtiger Sandstein
678·9—685·4	grauer, grobkörniger, glimmerhaltiger Sandstein. Feldspatführend
685·4—688·9	feiner, schwarzstreifiger Kohlensandstein
688·9—692·4	hellgrauer, grobkörniger, glimmerreicher Sandstein
692·4—694·5	grauer, dunkelgestreifter, feinkörniger Sandstein mit viel Muskovit und Kohlenschnürchen
694·5—699·7	hellgrauer, grobkörniger Sandstein
699·7—701·5	graues Quarzkonglomerat
701·5—710·8	feiner, schichtiger Kohlensandstein, glimmerführend
710·8—721·3	kaolinhaltiger Konglomeratsandstein mit Kohlenstreifen
721·3—728·1	feiner, schichtiger Kohlensandstein, glimmerführend
728·1—733·6	grobes, graues Quarzkonglomerat
733·6—738·2	grauer, mittelkörniger, muskovitreicher Sandstein, grauen Feldspat führend
738·2—741·3	mittelkörniger, grauer Sandstein
741·3—743·7	Konglomerat
743·7—745·4	grauer, grobkörniger, glimmerführender Sandstein
745·4—746·7	grobkörniger, gelber Sandstein (quadersandsteinähnlich) mit schwarzen Schieferbestegen
746·7—753·5	schichtiger, feinkörniger Sandstein, grau, glimmerführend mit Kohlenschnürchen
753·5—790·75	Porphyroid.

Anlage 4 (vgl. pag. 181).

Tschischkowitz bei Lobositz.

Cementfabrik.

(Teilweise [„—"] nach Bericht der Firma Julius Thiele.)

Von Meter Tiefe			
0·0 — 3·70	„Letten"		
3·70— 8·0	„Kalkstein"	Teplitzer Schichten	
8·0 — 95·0	„blauer Letten"	Mittel- u. Unterturon	
95·0 —101·0	„Sandstein" (wasserführend)		Cenoman
101·0 —116·0	„toniger Sandstein"		
116·0 —127·0	„sandiger Ton"		
127·0 —134·0	„Sandstein"		
134·0 —142·0	„sandiger Ton mit Kohlenspuren		
142·0 —160·3	„weißer Sandstein"		
160·3 —160·6	„roter Ton"		

Von Meter Tiefe	
160·6—161·0	„Sandstein“
161·0—164·5	roter, etwas feinsandiger Ton mit großen Muskovitblättchen und Kohlenspuren
164·5—165·5	lichtgrauer Sandstein
165·5—166·0	roter feinsandiger Ton
166·0—177·5	feinkörniger grauer Sandstein
177·5—178·5	weicher, feinsandiger, graubräunlicher Ton mit wenig feinen Muskovitschüppchen
178·5—182·5	„Sandstein“
182·5—184·0	„toniger Sandstein“
184·0—194·0	feinkörniger, grauer, toniger Sandstein
194·0—206·0	mittelkörniger, grauer, toniger Sandstein
206·0—228·0	grauer Ton
228·0—247·7	grauer, feinsandiger Ton
247·7—249·0	rötlicher Tonsandstein, Muskovit führend
249·0—255·0	bräunlicher, feinkörniger toniger Sandstein
255·0—255·8	„roter Ton“
255·8—299·75	rötliche Arkose.

Anlage 5 (vgl. pag. 183).

Soborten bei Teplitz.

Drahtseilfabrik Falk.

(Ausschließlich nach Bericht der Firma Julius Thiele.)

Von Meter Tiefe		
0·0 — 18·9	Brunnen vorhanden	miocäne Braunkohlenformation
18·9 — 48·25	Letten dunkelgrau	
48·25— 48·75	Kalkstein mit Schwefelkies	
48·75— 50·50	Letten graubraun mit Steinschichten	
50·50— 54·50	Kohle rein und fest	
54·50— 56·50	Kohle mit Letten	
56·50— 63·00	graugrüner Letten mit Lignit	
63·00— 63·70	grauer Letten mit Kohlenspuren	
63·70— 73·70	grauer Letten	
73·70—199·70	Plänerkalk	Turon
199·70—214·75	Sandstein (wasserführend)	Cenoman
214·75—215·55	Gneis.	

Anlage 6 (vgl. pag. 184).

Dobrawitz.

(Zuckerfabrik.)

(Nach Proben und Bericht [„—“].)

Von Meter Tiefe	
0·0— 4·1	Anschüttung
4·1— 5·8	fetter, dunkelgrauer Mergel
5·8— 8·7	fetter, lichtgrauer Mergel
8·7—10·4	magerer, grauer, schiefriger Mergel

Von Meter Tiefe	
10·4 — 61·2	grauer Plänermergel
61·2 — 67·0	grauer, schwach kalkiger Pläner
67·0 — 79 8	mittelkörniger Quader
79·8 — 83·9	Kalksandstein
83·9 — 92·2	feinkörniger, weißlichgrauer Kalksandstein
92 2 —113·1	lichtgrauer Kalksandstein
113·1 —114·2	fester Kalksandstein
114·2 —125·05	fester, sehr feinsandiger Kalksandstein
125·05—128·05	milder, lichtgrauer Tonmergel
128·05—134·00	mürber, sehr feinsandiger Kalksandstein
134·0 —220·7	sehr feinsandiger Kalksandstein
220·7 —229·75	harter Kalksandstein
229·75—253·3	grauer Mergel
253·3 — 328·1	milder, grauer Mergel
328·1 —339·5	dunkelgrauer, sehr fester Pläner, wasserführend
339·5 —345·5	weicher, grauer, feinkörniger, toniger Sandstein
345·5 —347·9	dunkelgrauer, fester toniger Sandstein
347·9 —353·1	feinkörniger, Quadersandstein, wasserführend
353·1 —357·1	gröberer Quadersandstein, wasserführend
357·1 —363·0	feinkörniger Quadersandstein
363.0 —365·0	fester, grauer, toniger Sandstein
365·0 —379·0	Quader, wasserführend
379·0 —379·4	Kohlenschiefer
379·4 —383·2	Quader
383·2 —385·2	fester, grauer, toniger Sandstein
385·2 —388·7	weißer Ton
388·7 —390·2	fetter grauer Ton mit roten Schmitzen
390·2 —393·2	„roter Letten“
393·2 —395·3	„grauer Tonmergel“
395·3 —398·0	„grauer Sandstein“, wasserführend
398·0 —400·8	„weißer Sandstein“, wasserführend
400·8 —401·4	„grauer Tonmergel“
401·4 —402·0	„grauer Schieferton“
402·0 —434·3	„Rotliegendes“
434·3 —587‘9	„roter Sand mit Quarzen“
587·9 —594·1	„fester Rotliegend Letten“
594·1 —670·0	„roter Sandstein“
670·1 —676·4	„Sandstein feinkörnig grau“
676·4 —683·6	„Rotliegendes“
683·6 —694·9	„grauer weicher Sandstein“
694·9 —699·3	„Rotliegendes“
699·3 —704·5	„grauer Sandstein“
704·5 —711·5	„Rotliegendes“
711·5 —727·2	„Sandstein“

Anlage 7 (vgl. pag. 185).

Mochov bei Celakowitz.

Zuckerfabrik.

(Nach Bericht.)

Von Meter	Tiefe			
0·0	— 5·4	Brunnen		
5·4	— 7·9	Schotter		
7·9	— 23·0	Pläner		Turon
23·0	— 32·5	dunkelgrauer Pläner	}	Cenoman
32·5	— 35·0	lichtgrauer Sandstein		
35·0	— 36·5	Sandstein mit schwarzen Lettenstreifen		
36·5	— 37·85	fester schwarzgrauer Schieferton		
37·85	— 42·9	grauer Sandstein, wasserführend		
42·9	— 45·2	Schieferletten mit Kohlenstreifen		
45·2	— 46·1	sandiger, schwarzgrauer Schieferletten		
46·1	— 48·9	grobkörniger, grauer Sandstein		
48·9	— 51·4	grobkörniger, lichtgrauer Sandstein		
51·4	— 51·9	lichtgrauer Schieferton, fest		
51·9	— 54·3	Sandstein, wasserführend		
54·3	— 91·9	schwarzgrauer Schiefer		
91·9	—100·0	schwarzer Schiefer mit Quarzeinlagerungen		
100·0	—149·0	schwarzgrauer Schiefer		
149·0	—151·25	Schiefer, quarzig und glimmerhältig.		

Anlage 8 (vgl. pag. 185).

Zboži bei Podiebrad.

(Teilweise nach Bohrproben, sonst nach Bericht [„—"].)

Von Meter	Tiefe	
0·0	— 6·0	Brunnentiefe
6·0	— 91·0	„grauer Plänerkalkstein"
91·0	— 92·3	„grüner Mergel"
92·3	— 93·3	„dunkelbrauner Pläner"
93·3	— 94·5	„grauer Sandstein"
94·5	—102·8	weißer, toniger Sandstein
102·8	—119·0	roter, toniger Sandstein
119·0	—124·0	Sericitphyllit mit Quarzknauern, zum Teil leicht gerötet.

Anlage 9 (vgl. pag. 186 und 189).

Hořenitz bei Jaroměř.

Fabrik.

(Nach den Bohrproben.)

Von Meter	Tiefe		
0·0	4·0	Schotter	
4·0	28·0	Pläner	
28·0	29·2	Mergel	
29·2	32·2	grauer Sandstein	
32·2	35·2	weißer Quader	
35·2	36·5	weißer Kaolinsandstein	
36·5	43·5	roter Phyllit	
43·5	47·0	Serizitphyllit.	

Anlage 10 (vgl. pag. 188).

Hořitz.

Beim Brauhause.

(Nach den Bohrproben.)

Von Meter	Tiefe		
0·0	3·8	feinkorniger Quader	Cenoman
3·8	9·45	grobkörniger Quader	Cenoman
9·45	12·9	mittelkörniger, gelblichweißer Quader	Cenoman
12·9	14·2	feinkörniger, grauer, toniger Sandstein	Cenoman
14·2	19·05	grobkörniger, toniger Sandstein	Cenoman
19·05	21·35	weißer Tonsandstein	Rotliegendes
21·35	27·05	roter Tonsandstein	Rotliegendes
27·05	37·60	weißer Sandstein	Rotliegendes
37·6	40·05	grobkörniger, roter Sandstein	Rotliegendes
40·05	47·25	feinkörniger, roter Tonsandstein	Rotliegendes
47·25	48·55	lichtgrauer Tonsandstein	Rotliegendes
48·55	49·95	grobkörniger, roter Sandstein	Rotliegendes
49·95	56·45	roter Letten	Rotliegendes
56·45	63·15	grauer Schiefer.	Rotliegendes

Anlage 11 (vgl. pag. 189).

Königinhof.

Fabrik Deutsch.

(Nach den Bohrproben.)

Von Meter	Tiefe		
0·0	1·5	Lehm	
1·5	19·5	Pläner	Turon
19·5	20·5	grauer Sandstein	Cenoman
20·5	23·0	gelber Sandstein	Cenoman
23·0	31·0	harter, weißer Quader, wasserführend	Cenoman
31·0	35·0	weißlicher Ton.	

Anlage 12 (vgl. pag. 189).

Königinhof.

Fabrik Bauer.

(Nach Bericht.)

Von Meter	Tiefe		
0·0 —	7·0	Brunnen	
7·0 —	60·0	Plänerkalk	Turon
60·0 —	80·0	grauer Sandstein, wasserführend	
80.0 —	89·4	weißer Sandstein	
89·4 —	89·6	Quarzsand mit Letten	Cenoman
89·6 —	93·3	grauer Sandstein	
93·3 —	93·7	Schieferletten	
93·7 —	97·0	fester, grauer Schieferton	
97·0 —	97·6	lichtgrauer, rot gestreifter Letten	
97·6 —	102 0	grauer Glimmerschiefer	
102·0 —	104·0	grünlicher Schieferstein	
104·0 —	110·1	roter Schiefer	
110·1 —	125·5	graugrüner Schiefer	
125·5 —	127·35	Schiefer mit Gneis	

Anlage 13 (vgl. pag. 189).

Königinhof.

Fabrik Em. Subak, Söhne.

(Nach Bericht.)

Von Meter	Tiefe		
0·0 —	0·20	Humus	
0·20 —	1·0	gelbgrauer Lehm	
1·0 —	4·0	grober Schotter	
4·0 —	18·5	loser Sand	
18·5 —	21·6	Plänerkalk	Turon
21·6 —	23·85	gelber Sandstein	
23·85 —	24·15	gelbroter Ton	
24·15 —	24·45	fester Sandstein, wasserführend	Cenoman
24·45 —	43·65	Sandstein	
43·65 —	48·3	Schiefer	
48·3 —	82·9	Rotliegendes, fest	
82·9 —	106·2	Glimmerschiefer mit Gneis	
106·2 —	117·4	roter Schiefer und grauer Schiefer	
117·4 —	122·1	fester Schiefer.	

Anlage 14 (vgl. pag. 189).

Forsthaus Kopain bei Gradlitz.

(Nach den Bohrproben.)

Von Meter Tiefe		
0·0—28·0	Brunnen	
28·0—31·0	Pläner	Turon
31·0—40·0	glaukonitführender Tonsand	Cenoman
40·0—44·0	grauer Mergel	
44·0—48·0	rötlicher Ton	
48	weißer und roter sandiger Ton.	

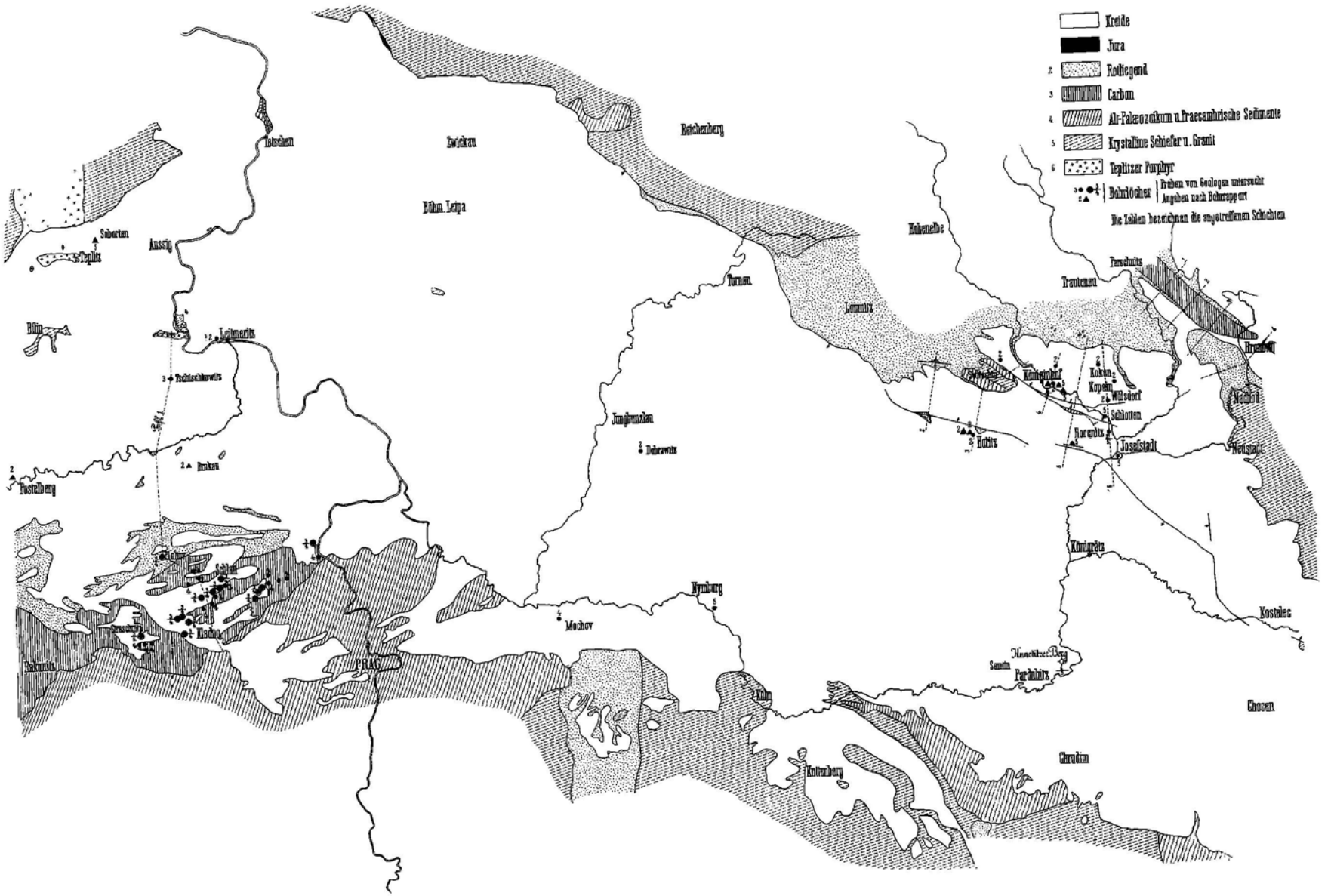
Anlage 15 (vgl. pag. 189).

Wölsdorf bei Gradlitz.

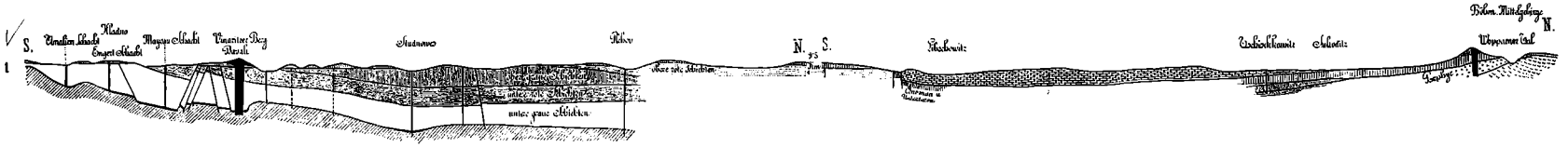
Brunnen in der Fabrik Selisko.

(Nach den Bohrproben.)

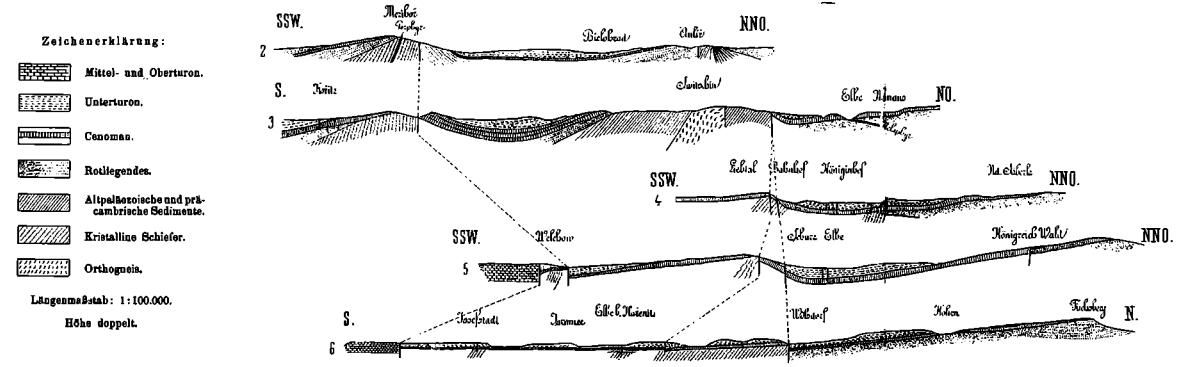
Von Meter Tiefe		
0·0—32·7	gelben Pläner	
32·7—44·6	grauer Pläner	Turon
44·6—52·3	grauer Mergel	
52·3—58·5	glaukonitführender Ton	Cenoman
58·5—62·7	Sandstein	
62·7	roter Schieferton.	



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



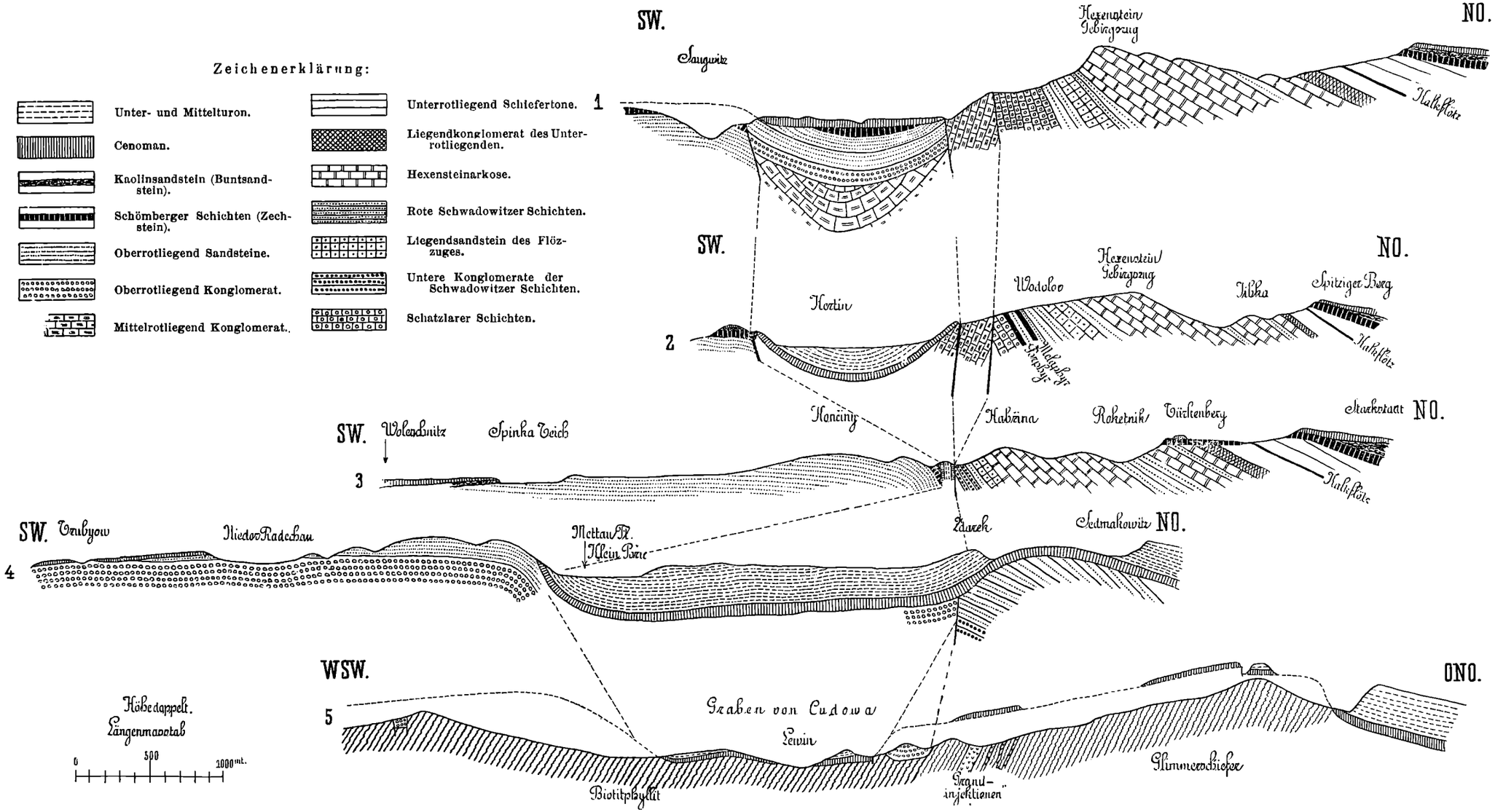
1 Durchschnitt vom Südrand des Kladnoer Steinkohlenreviers zum Rande des böhmischen Mittelgebirges.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Zeichenerklärung:

- Unter- und Mitteluron.
- Cenoman.
- Kaolinsandstein (Buntsandstein).
- Schömberger Schichten (Zechstein).
- Oberrotliegend Sandsteine.
- Oberrotliegend Konglomerat.
- Mittelrotliegend Konglomerat.
- Unterrotliegend Schiefertone.
- Liegendkonglomerat des Unterrotliegenden.
- Hexensteinarkose.
- Rote Schwadowitzer Schichten.
- Liegendsandstein des Flözzuges.
- Untere Konglomerate der Schwadowitzer Schichten.
- Schatzlarer Schichten.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec.

I. Stratigraphie, Beschreibung und Vergleich mit amerikanischen Tertiärfaunen (pag. 215—255).

Von E. Böse.

II. Vergleichung hauptsächlich mit europäischen und lebenden Arten (pag. 255—276).

Von Franz Toula.

Mit zwei Tafeln (Nr. XII—XIII).

I.

A. Stratigraphischer Teil.

In meiner ersten Arbeit über die hier zu besprechenden Ablagerungen (Bol. Inst. geol. de México XXII. 1906) konnte ich nur eine kleine Anzahl von Arten, im ganzen 15, beschreiben; heute lassen sich weitere 26 Spezies hinzufügen. Damals war an manchen Punkten das Sammeln unmöglich geworden; an Orten, wo Spencer noch Versteinerungen fand, wie Kilometer 104, Kilometer 70 und Kilometer 35, waren die Schichten bereits derartig verwittert und die Aufschlüsse zum Teil so verwachsen, daß ich seinerzeit (1904) nichts mehr finden konnte, es gab zum Teil kaum noch einige Schalenbruchstücke. Heute ist bei Santa Lucrecia nichts mehr zu finden, bei Kilometer 124 gibt es nur wenige Versteinerungen mehr und ebenso bei Kilometer 136. Wie schnell die Witterung in den Tropen zerstörend wirkt, davon erlebte ich ein Beispiel auf der Exkursion des Intern. Geologenkongresses (Oktober 1906); ich wollte die Teilnehmer an den außerordentlich reichen Fundplatz bei Sta. Rosa an der Bahn Veracruz al Pacifico führen, aber als wir an die Stelle gelangten, waren kaum noch Spuren von Fossilien zu finden, obgleich die Lokalität seinerzeit (1904) eine der reichsten war, wenigstens an Individuen, die ich je kennen gelernt habe. Man sollte in den Tropen jede reiche Tertiärfundstelle sofort, nachdem sie aufgeschlossen ist, gründlich ausbeuten; leider ist das am Isthmus von Tehuantepec zum großen Teile versäumt worden.

Ich gehe hier nochmals kurz auf die bisher über das Tertiär von Tehuantepec publizierten Arbeiten ein. Der erste, welcher dort Fossilien sammelte, dürfte wohl J. W. Spencer[1]) gewesen sein;

[1]) Spencer, Great changes of level, Bull. Geol. Soc. Amer. IX. 1897 (1898), pag. 24.

die von ihm gesammelten Arten wurden durch den besten Kenner des amerikanischen Tertiärs, Dr. W. H. Dall, vorläufig bestimmt und zum kleinen Teil später beschrieben[1]). Man sieht aus der von Spencer mitgeteilten Liste sofort, daß es sich nur um vorläufige Bestimmungen handelte; der größte Teil ist nicht sicher bestimmt, sondern nur als bereits beschriebenen Arten ähnlich angeführt; wir werden im paläontologischen Teil sehen, daß auch einige Formen, welche Dall mit bereits beschriebenen Arten identifizierte, von diesen abweichen und als eigene Spezies aufzufassen sind; in einigen Fällen, wie *Pecten aff. glyptus, Astarte Smithii*, hat sich Dall bereits selbst korrigiert. Immerhin ist die vorläufige Liste, in Anbetracht von Dalls außerordentlich genauer Kenntnis des amerikanischen Tertiärs und der lebenden Mollusken, doch von großer Wichtigkeit, da die Bestimmungen niemals weit fehl gehen, und ich muß gestehen, daß ich den Angaben dieser Liste manchen wichtigen Fingerzeig verdanke.

Da im nachfolgenden eine bedeutende Anzahl Arten revidiert und neu beschrieben wird, so müssen wir versuchen, auch die Untersuchung über das Alter der Schichten zu revidieren. Dall nahm ursprünglich an, daß es sich um Schichten handle, welche auf der Grenze zwischen Obermiocän und Unterpliocän stehen; später bezeichnete er sie als Pliocän. Wenn wir die nachstehende Tabelle betrachten, so fällt uns vor allem auf, daß sich unter den 15, von anderen Lokalitäten sicher bekannten Arten, 7 finden, welche im Oligocän der Antillen vorkommen, und daß weitere 8 Spezies solchen aus den erwähnten Ablagerungen sehr nahestehen. Von jenen 7 sicher bestimmbaren Arten finden sich allerdings 3 in allen Schichten vom Oligocän bis zum Pliocän und lebend, eine geht vom Oligocän bis zum Pliocän und nur 3 sind auf das Oligocän beschränkt. 11 Spezies nähern sich solchen des Oligocäns der Antillen außerordentlich; hierher rechne ich allerdings zum Beispiel auch *Scala Weigandi n. sp.*, welche zu der *Scala retifera Dall* sehr nahe Beziehungen hat; aber Dall[2]) zitiert aus dem Oligocän von Bowden, Jamaica, eine Art, welche der *Scala retifera* nahesteht; das ist um so auffallender, als das Subgenus *Acrilla*, wozu diese Arten gehören, keineswegs häufig ist, so zum Beispiel findet sich in den oligocänen Oak Grove Sands, Chipola Beds, Jacksonboro White Limestone, Tampa Limestone, Tampa Silex Beds dieses Subgenus überhaupt nicht, im Oligocän von Bowden nur eine einzige Spezies, welche der *Scala retifera* verwandt ist; dem Miocän von Florida sowie dem Obermiocän von North Carolina ist das Subgenus ebenfalls fremd, auch im Pliocän von Florida ist es unbekannt.

Sehr auffallend ist auch das Vorkommen von *Pecten cactaceus* am Isthmus von Tehuantepec; diese Art ist sonst nur aus dem Oligocän von den Antillen bekannt; die von Dall beschriebenen Exemplare waren von Gabb irrtümlicherweise mit solchen von *P. oxygonum Sow.* zusammengelegt worden. Die Art ist bisher von keiner anderen Lokalität zitiert worden und dabei außerordentlich charakteristisch.

---

[1]) *Fecten cactaceus, Arca Spenceri, Arca opulentora*, in Dall, Tert. Fauna of Florida, Wagner Free Inst. Trans. III. 1890—1903.

[2]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 1584.

Eine ganze Reihe von Arten steht solchen nahe, die nur aus dem Oligocän der Antillen bekannt geworden sind, so zum Beispiel *Phos subfasciolatum* (ähnlich *Ph. fasciolatum Dall*), *Fusus isthmicus* (ähnlich *F. Henekeni Sow.*), *Marginella Staffi* (ähnlich *M. coniformis Sow.*), *Pleurotoma Pearsoni* (ähnlich *Pl. Henekeni Sow.*), *Pleurotoma subconsors* (ähnlich *Pl. consors Sow.*), *Conus Almagrensis* (ähnlich *C. stenostoma Sow.*), *Oliva subplicata* (*O. plicata Guppy*).

Im ganzen kann man sagen, daß von unseren 53 Arten 18 mit solchen des Oligocäns der Antillen teils spezifisch übereinstimmen, teils ihnen sehr nahe stehen; das ist immerhin eine erhebliche Anzahl.

Wenn wir nun anderseits untersuchen, welche unserer Arten mit rezenten Spezies übereinstimmen, beziehungsweise solchen nahe stehen, so finden wir, daß nur 3 Spezies rein rezente Arten sind, darunter *Xenophora caribbaea*, die stratigraphisch wenig Bedeutung hat, da die Arten dieses Genus in fossilem Zustande nur sehr schwer zu unterscheiden sind; von rein rezenten Arten stehen 11 den unsrigen nahe, doch zum großen Teile nicht derartig, daß man sie mit ihnen vereinigen möchte; alle übrigen Spezies, welche unseren nahestehen und lebend bekannt sind, finden sich auch in älteren Schichten, darunter 6 bereits vom Oligocän ab, 3 vom Miocän und eine vom Pliocän an. Aus diesen Tatsachen scheint sich mir zu ergeben, daß die Fauna von Tehuantepec jedenfalls nicht zum jüngsten Tertiär gehört. Ich habe die Fauna in meinen ersten Arbeiten über diesen Gegenstand als Obermiocän bezeichnet und dabei, hauptsächlich nach der Liste Dalls, angenommen, daß alle Fundplätze demselben Horizont angehören. Nachdem ich jedoch die an dem neuen Aufschluß des Kilometer 70 gefundenen Fossilien studieren konnte, erscheint mir dies keineswegs mehr als ganz sicher. Wenn wir die Faunen der verschiedenen Aufschlüsse trennen, so erhalten wir das in der Tabelle auf pag. 218 und 219 dargestellte Bild.

Wir ersehen hieraus, daß die verschiedenen Fundstellen recht verschiedene Faunen enthalten. Von Kilometer 37 ist wohl anzunehmen, daß die Schicht gleichaltrig mit der von Kilometer 70 ist. Diese letztere Lokalität hat aber mit Kilometer 124 nur ganz wenige Spezies gemeinsam, nämlich: *Pleurotoma aff. ostrearum Stearns*, *Scaphella dubia Brod.*; *Natica canrena L.*, *Dentalium rimosum Böse* und *Astarte opulentora Dall*. Kilometer 127 dürfen wir wohl auf Grund des Vorkommens von *Limopsis Aguilari Böse* mit Kilometer 136 gleichstellen. Diese Fauna hat aber mit den übrigen nur *Natica canrena* gemeinsam, vielleicht käme hiezu noch *Dalium Dalli*, da Dall von Kilometer 124 ein *Dalium aff. solidum* zitiert.

Mir scheint aus dem Vorhergehenden zu resultieren, daß wohl die Fundstellen Kilometer 70 (und 37), 124 und 136 (und 127) verschiedene Horizonte repräsentieren mögen. Es ist ja allerdings auffallend, daß die Schichten petrographisch so wenig verschieden sind, aber das würde sich daraus erklären, daß es sich in allen Fällen um ununterbrochene Tiefseeablagerungen handelt, was schon Dall konstatierte, der für die Ablagerungen von Kilometer 70 eine Tiefe von 150—400 Faden annahm. Nun wissen wir ferner durch die Bohrungen bei Jaltipan, daß die Ablagerungen bei Kilometer 37 jedenfalls außer-

Vergleichende Tabelle der vom Isthmus von Tehuantepec beschriebenen und abgebildeten Arten der tieferen Ablagerungen.

(Zu pag. 217.)

Nr.	Spezies des Isthmus	Vorkommen bei Kilometer nach Böse (B) und Dall (D)	Nächstverwandte Art	Oligocän	Miocän	Pliocän	Rezent	Antillen Oligocän	Hab. in Fadentiefe
* 1	*Protula virginica Conr.* .	70 Böse	—	+	+	+	—	—	—
* 2	*Pecten cactaceus Dall* .	70 B.	—	+	—	—	—	+	—
3	*Amussium Lyoni Gabb* . . .	70 Dall	—	+	+	+	—	+	—
4	„ *Pourtalesianum Dall*	124 B.	—	—	—	—	+	—	13/805
5	*Arca Spenceri Dall*	70 D.	—	—	—	—	—	—	—
6	*Leda acuta Conr.* . .	70 D.	—	+	+	+	+	—	7/225
7	*Limopsis Aguilari Böse* .	127 B., 136 B.	*L. Bushi Böse*	—	—	—	+	—	1131/2221
8	*Astarte opulentora Dall*	70 D., 124 B.	*A. Smithi Dall*	—	—	—	+	—	54/1568
* 9	*Dentalium rimosum Böse*	70 B., 124 B.	*D. megathyris Dall*	—	—		+	—	—
	[Dentalium sp. (verschieden von *D. rimosum)]*	136 B.	—	—	—	—	—	—	—
10	*Xenophora caribbaea Petit* .	70 D.	—	—	—	—	+	—	14/274
* 11	*Solarium Almagrense n. sp.* .	70 B.	*S. granulatum Lam.*	+	+	+	+	+	—
* 12	*Natica canrena L.* . .	70 B., 124 B., 136 B.	—	+	+	+	+	+	—
* 13	„ *subinterna n. sp.*	70 B.	*N. interna Say*	?	+	+	+	—	—
14	„ *heros Say* .	136 B.	—	—	+	+	+	—	0/238
15	„ *sulcatula Böse* . .	136 B.	*N. hemicrypta*	+	+	—	—	—	—
16	*Sigaretus mexicanus Böse* .	124 B.	—	—	—	—			—
17	*Dalium Dalli Böse* .	136 B.	*D. solidum Dall*	—	—	—	+	—	576
	(Dalium sp.)	124 D.	—	—	—	—	—	—	—
18	*Phalium globosum Dall.*	70 D.	—	+	—	—	—	—	—
* 19	*Scala Weigandi n. sp.* .	70 B.	*S. retifera Dall*	—	—	—	+	+	49/63
* 20	*Niso striatula n. sp.* . .	70 B.	*N. lineata Dall*	—	+	—	—	—	—
* 21	*Nassarina isthmica n. sp.*	70 B.	—	—	—	+	—	—	—
22	*Metulella fusiformis Gabb* .	70 D.	—	+	—	—	—	+	—
* 23	*Phos subfasciolatum n. sp.* .	37 B., 70 B.	*Ph. fasciolatum Dall*	+	—	—	—	+	—
* 24	*Murex Auguilari n. sp.* .	70 B.	*M. textilis Gabb*	+	—	+	—	+	—
* 25	*Fusus isthmicus n. sp.* .	70 B.	*F. Henekeni Sow.*	+	—	—	—	+	—
* 26	*Fusus Almagrensis n. sp.* . .	70 B.	*F. Burnsi Dall*	—	+	—	—	—	—
27	*Trophon aff. triangulatus Cptr.*	70 D.	—	—	—	—	+	—	—
28	„ „ *isthmicus Böse.*	136 B.		—	—	—	—	—	—
29	*Mitra aff. fulgurita Reeve*	70 D.		—	—	—	+	—	75/170
30	„ „ *striatula Lam.* .	124 D.	—	—	—	—	+	—	—
* 31	*Marginella Staffi n. sp.* .	70 B.	*M. coniformis Sow.*	+	—	—	?	+	—
* 32	*succinea Dall* .	70 B.	—	—	—	—	+	—	70/1002

33	„ *aff. cineracea Dall*	70 D.	—	—	—	+	+	—	294/781
* 34	*Cancellaria Zahni n. sp.* .	70 B.	*C. centrota Dall*	—	—	—	+	—	—
* 35	„ *zapoteca n. sp.*	70 B.	—		—	—	—	—	—
36	*Scaphella dubia Brod.*	70 u. 124 D.		—	+	+	+	—	84/168
37	*Olivella mutica Say* .	70 D.	—	+	+	+	+	+	—
38	*Oliva subplicata Böse* . .	124 B.	*O. plicata Guppy*	+	—	—	—	+	—
* 39	*Pleurotoma albida Perry* .	37 D., 70 B.	—	+	+	+	+	+	26/100
* 40	*venusta Sow. n. v. mexicana*	70 B.	—	+	—	—	—	+	—
* 41	*Frechi n. sp.*	70 B.	—	—	—	—	—	—	—
* 42	*Pearsoni n. sp.* . .	124 B.	*Pl. Henekeni Sow.*	+	—	—	—	+	—
43	*veracruzana Böse*	136 B.	—	—	—	—	—	—	—
44	*Angermanni Böse* . .	136 B.	—	—	—	—	—	—	—
45	*zapoteca Böse*	136 B.	—	—	—	—	—	—	—
46	„ *Scaliae Böse* . . .	136 B.	—	—	—	—	—	—	—
	„ (*aff. Ostrearum Stearns*)	70 D., 124 D.	—	—	—	—	—	—	—
* 47	*Drillia subperpolita n. sp.* .	70 B.	*D. perpolita Dall*	—	—	+	—	—	73/248
* 48	„ *Almagrensis n. sp.*	70 B.	*D. ostrearum Stearns*	+	+	+	+	+	50/170
* 49	„ *Oerteli n. sp.* .	70 B.	*D. hoplophorus Dall*	—	—	+	?	—	—
* 50	„ *subconsors n. sp.*	70 B.	*D. consors Sow.*	+	—	—	—	+	—
* 51	*Ancistrosyrinx aff. radiata Dall*	124 B.	—	—	—	—	+	—	—
* 52	*Clathurella Dalli n. sp.*	70 B.	*Cl. Gabbi Dall*	—	—	—	+	—	30/250
* 53	*Conus Almagrensis*	70 B.	*C. stenostoma Sow.*	+	—	—	—	+	—
(55)				21 (1 ?)	14	16	24 (2 ?)	18	

Die mit * bezeichneten 28 Formen werden in vorliegender Arbeit beschrieben.

Von den 55 angeführten Formen stammen:

2 Formen von Kilometer 37, dieselben auch von Kilometer 70.
39 „ „ „ 70, davon 5 „ „ „ 124, eine von Kilometer 136.
12 „ „ „ 124, „ 5 „ „ „ 70, „ „ „ 136.
1 Form „ „ 127, dieselbe „ „ „ 136.
11 Formen „ „ 136, davon 1 „ „ „ 124, „ „ „ 70.

Das bis nun vorliegende Material scheint mir nicht auszureichen, um eine Gleichaltrigkeit der genannten Fundpunkte außer allen Zweifel zu stellen; daß Kilometer 37 und 70 übereinstimmen dürften, scheint naheliegend, ebenso jene von Kilometer 127 und 136. Von Kilometer 136 stimmt aber nur eine Art (von 11 Arten) mit Kilometer 70 überein, während Kilometer 124 fünf mit Kilometer 70 übereinstimmende Formen aufweist. Wenn man die Summen der nahestehenden Arten aus dem nordamerikanischen „Oligocän", Miocän und Pliocän und die rezenten Verwandten wie sie E. Böse anführt vergleicht, so halten sich die oligocänen und rezenten Formen beinahe das Gleichgewicht. Gerade das Antillenoligocän (18 Arten) erscheint mir jedoch durchaus nicht mit Sicherheit als wirkliches Oligocän erwiesen, vielleicht war doch Guppys erste Annahme (Qu. J. 1866, pag.. 261) als Miocän zutreffender. — Von den 28 Arten E. Böses werden nur zwei: *Pleurotoma Pearsoni* (42) und *Ancistrosyrinx aff. radiata* (51) als Obermiocän, alle übrigen als Untermiocän bezeichnet.

Franz Toula.

ordentlich mächtig sind; das läßt die Annahme, es handle sich um verschiedene Horizonte, noch wahrscheinlicher erscheinen. Nach den bisherigen Untersuchungen besteht zwischen Kilometer 127 und 36 eine mächtige flache Antiklinale, die allerdings noch sekundäre Faltungen aufweist; die Achse dieser Antiklinale liegt ungefähr bei Kilometer 70, es müßten hier also die ältesten Schichten zutage treten; das würde insoferne stimmen, als gerade in der Fauna dieser Lokalität hauptsächlich Arten auftreten, welche teils mit solchen des Oligocäns der Antillen identisch sind, teils diesen sehr nahe stehen. Allerdings dürfen wir nicht vergessen, daß die Schichten von Kilometer 37 wahrscheinlich mit denen des Kilometer 70 gleiches Alter haben; immerhin ist dies nicht ganz sicher zu beweisen, da von dem ersten Fundpunkt nur zwei Spezies bekannt sind, von denen die eine, *Pleurotoma albida*, vom Oligocän bis zur Gegenwart geht. Anderseits spricht bei Kilometer 124 und 136 das Vorkommen des Genus *Dalium* für ein jüngeres Alter, da diese Gattung bisher nur rezent bekannt war.

Bei Santa Rosa am Ferrocarril de Veracruz al Pacifico habe ich seinerzeit auf den blaugrauen Tonen eine sandige Ablagerung mit einer Pliocänfauna gefunden, die blauen Mergel enthielten dagegen einige Spezies, welche auch bei Kilometer 124 vorkommen, daraufhin habe ich vermutet, daß die Tone dem oberen Miocän angehören. Mir erscheint dies auch heute noch wahrscheinlich, nur möchte ich jetzt die Fauna des Kilometer 70 für älter halten und sie vorderhand dem älteren Miocän einreihen. Wie wir gesehen haben, spricht die Zusammensetzung der Fauna eher für ein höheres als ein geringeres Alter, da sie sich hauptsächlich derjenigen des Oligocäns der Antillen anschließt. Leider ist ja das Tertiär der Antillen stratigraphisch nicht genauer untersucht, besonders fehlen genaue Angaben über die Ablagerungen auf Haiti und Santo Domingo, von Kuba wissen wir so gut wie nichts, deshalb ist auch eine genauere Vergleichung unserer Fauna mit äquivalenten Bildungen fast unmöglich, da die gut untersuchten Tertiärablagerungen der Vereinigten Staaten offenbar einer anderen klimatischen Provinz angehören.

Unsere Fauna deutet der Hauptsache nach auf Beziehungen zu atlantischen Formen hin; pazifischen Formen nähern sich relativ recht wenige Arten, wie *Dentalium rimosum*, *Cancellaria Zahni*, vielleicht auch *C. zapoteca*, *Trophon aff. triangulatus* sowie *Pleurotoma subconsors*. Dies ist keineswegs überraschend, da ja im Miocän sicher noch eine mittelamerikanische Verbindung zwischen dem atlantischen und dem pazifischen Ozean bestand; diese lag allerdings nicht am Isthmus von Tehuantepec, überhaupt nicht auf mexikanischem Gebiete, sondern weiter nach Süden.

Es braucht wohl kaum hervorgehoben zu werden, daß unsere Fauna eine typisch tropische ist; spezifisch nordische Elemente dürften darin nicht anzutreffen sein. Die meisten der rezenten Formen, mit denen unsere Arten verwandt sind, gehören zum Antillenmeer, so *Solarium granulatum*, *Natica canrena*, *Pleurotoma albida*, *Drillia ostrearum*, *Drillia lissotropis*, *Glyphostoma Gabbi*, *Amussium Pourtalesianum*, *Leda acuta*, *Astarte Smithi*, *Limopsis Bushi*, *Xenophora caribbaea*, *Dalium solidum*, *Marginella succinea*, *Olivella mutica*.

Ich habe schon oben erwähnt, daß unsere Fauna in ziemlich großen Tiefen lebte; die meisten der rezenten Formen, welche unseren Arten nahe stehen, leben in ziemlich bedeutenden Tiefen; einige, wie *Marginella succinea*, *Astarte Smithi* und *Limopsis Bushi* kommen in Tiefen bis zu mehr als 1000 Faden vor, obwohl die beiden ersten sich auch in Tiefen von 70, beziehungsweise 54 Faden finden; dagegen ist bei *Limopsis Bushi* die obere Grenze 1131 Faden. Natürlich dürfen wir aus dieser letzteren Angabe nicht schließen, daß unsere Ablagerungen sich in mehr als 1000 Faden Tiefe bildeten, da die Exemplare eingeschwemmt sein können, doch leben die amerikanischen *Limopsis* wohl alle in ziemlich großer Tiefe.

Amussium Pourtalesianum, *Dalium solidum* und *Marginella cineracea* kommen bis unter 500 Faden Tiefe vor, ihre obere Grenze ist 13, 576 und 294 Faden. Bis unter 250 Faden gehen folgende Arten herunter: *Drillia lissotropis*, *Glyphostoma Gabbi* und *Xenophora caribbaea*, ihre obere Grenze ist der Reihe nach 73, 30, 14 Faden. Tiefer als 200 Faden finden sich *Leda acuta* und *Natica heros*, deren obere Grenze 7 und 0 Faden ist. Fast alle übrigen in Betracht kommenden Arten finden sich in Tiefen zwischen 100 und 200 Faden[1]). Ich glaube, wenn wir annehmen, daß unsere Fauna in einer Tiefe von 50—200 Faden gelebt hat, so gehen wir nicht weit fehl; Dall nimmt an, daß es sich um eine Tiefe von 150—400 Faden gehandelt hat, doch erscheinen mir diese Zahlen als etwas zu groß. Jedenfalls lebte diese Miocänfauna in viel größeren Tiefen, als die uns bisher aus dem Süden Mexikos bekannt gewordenen Pliocänfaunen, was wohl auch die so verschiedene Vergesellschaftung der Arten in beiden Ablagerungen erklärt.

B. Paläontologischer Teil.

1. *Protula virginica Conr. sp.*

Taf. XII, Fig. 1.

1906. Böse, Faunas terc. Mexico, pag. 33, Taf. 3, Fig. 17. cum syn.

Ich habe diese Spezies bereits aus dem Pliocän von Tuxtepec beschrieben, wo sie sehr vereinzelt aufzutreten scheint. An dem neuen Fundpunkt ist sie sehr häufig, aber man findet sie stets nur in einzelnen Bruchstücken. Es handelt sich hier sicher nicht um einen Gastropoden, sondern um eine *serpula*-ähnliche Form, die ich vorläufig unter dem obigen Namen zitiere.

Anzahl der Exemplare: 20.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

---

[1]) Vergl. auch die Tabelle auf pag. 218 u. 219.

2. *Pecten (Chlamys) cactaceus Dall.*

Taf. XII, Fig. 2.

1898. Dall, Tert. Fauna of Florida, Taf. 34, Fig. 2.

Schale dünn, zerbrechlich, sehr wenig gewölbt, von fast kreisrundem Umriß, beinahe symmetrisch und gleichklappig. Die Verzierung besteht aus 12 scharfen, im oberen Teil gekielten Rippen bei ausgewachsenen Exemplaren, bei jungen Individuen gehen die Rippen gleichförmig über die ganze Oberfläche. Bei ausgewachsenen Individuen spalten sich die Rippen zum Teil schon im oberen Teil, zum Teil erst in der unteren Hälfte, und zwar senden sie zuerst in der oberen Hälfte rechts und links eine Rippe aus, während weiter unten die Hauptrippe sich in zwei Teile spaltet; dies ist der Fall bei den mittleren fünf Rippen; bei den drei bis vier seitlich davon liegenden wird zuerst eine Rippe nach der äußeren Seite ausgesendet und weiter unten spaltet sich die Hauptrippe in zwei Teile; bei den zwei bis vier äußeren Rippen tritt im allgemeinen nur eine Spaltung der Hauptrippe in zwei Teile ein. Durch diese Spaltung erscheinen die Rippen gegen den unteren Rand hin weniger scharf, ja zum Teil bietet der untere Rand der Schale ein gewelltes Aussehen.

Die Rippen beginnen etwas unterhalb des Wirbels, der Wirbel selbst ist stets nahezu glatt oder weist konzentrische Anwachsstreifen auf. Die Zwischenräume zwischen den Rippen sind sehr weit und weisen feine radiale Rippchen auf; nahe der Wirbelgegend sind stets nur zwei vorhanden, diese zerspalten sich bald, eine in zwei Teile, dann wieder eine, so daß bereits bei kleinen Exemplaren vier Rippen am Rande vorhanden sind, während man bei ausgewachsenen Individuen bis zu sieben Rippen am Rande in jedem der Zwischenräume zählt. Auf den Seitenrändern beobachtet man zunächst den letzten Rippen noch einige Sekundärrippen, während der eigentliche Rand, abgesehen von Anwachsstreifen, glatt ist. Die Nebenrippen sind von den Verzweigungen der Hauptrippen stets durch einen weiteren Zwischenraum getrennt. Außer der radialen Verzierung besteht eine (im weiteren Sinne) konzentrische, welche auf den Rippen wie auf den Zwischenräumen zarte Schuppen erzeugt; diese sind auf den Haupt- wie auf den Nebenrippen dreieckig, und zwar mit der Spitze des Dreiecks nach unten gerichtet, auf den Zwischenräumen sind sie halbmondförmig, wobei die äußere Seite der konvexen Kurve gegen den Wirbel gekehrt ist; diese Schuppen sind sowohl auf den Rippen wie auf den Zwischenräumen scharf wie Feilenzähne.

Der Wirbel ist spitz und ragt ganz wenig über den Schloßrand vor. Die Ohren sind wenig verschieden, der Byssusausschnitt ist seicht, die Verzierung derselben besteht aus feinen, etwas schuppigen Radialrippen und etwas geschwungenen Anwachsstreifen. Das Innere der Schale weist an Stelle der Rippen breite, vertiefte, flach konkave Furchen, an Stelle der Zwischenräume der Außenseite etwas weniger breite, flache Rippen mit verstärkten Rändern auf. Die Cruren sind gut entwickelt, die Bandgrube ist klein und dreieckig.

Dimensionen:

	rechte Klappe eines kleinen Individuums	linke Klappe eines kleinen Individuums	linke Klappe eines ausgewachsenen Individuums
		Millimeter	
Höhe	16·7	17·1	44·7
Breite	15·5	16·5	44·9
Dicke	2·0	2·1	5·6

Auf den ersten Anblick stimmen unsere ausgewachsenen Exemplare nicht ganz mit der Beschreibung Dalls überein, dagegen die jungen Individuen vollständig. Unsere Exemplare stammen von dem Originalfundpunkte und es kommt dort kein anderer Chlamys vor, auf den die Beschreibung Dalls sich beziehen ließe; es dürfte also wohl keinem Zweifel unterliegen, daß Dall keine gut erhaltenen, ausgewachsenen Individuen zu seiner Verfügung hatte, als er die Beschreibung abfaßte; wir haben infolgedessen die Beschreibung möglichst sorgfältig ausgeführt, obwohl es sich um eine bereits von diesem Fundplatz beschriebene und abgebildete Art handelt.

Mir ist keine amerikanische Art bekannt, welche dem *Pecten cactaceus* sehr nahe stände, auch Dall kennt keine solche. Interessant ist, daß die Spezies sich außer an unserem Fundpunkte auch im Oligocän von Santo Domingo findet.

Anzahl der Exemplare: 5 vollständige Klappen, 5 Fragmente.

Lokalität: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

Pecten sp.

Außer dem *P. cactaceus* liegt von demselben Fundort noch das Bruchstück eines *Amussium* vor, welches wahrscheinlich zu *Amussium Mortoni Rav.* gehört, sowie ein Fragment eines glatten unbestimmbaren Pecten.

3. *Dentalium rimosum Böse.*

Taf. XII, Fig. 3.

1906. Böse, Faunas terc. Mexico, pag. 55, Taf. 3, Fig. 1.

Bei Gelegenheit der Beschreibung dieser Spezies konnte ich ein großes wohlerhaltenes Exemplar abbilden, an dem jedoch leider die Spitze fehlte; ich bin jetzt in der Lage, die Beschreibung und Abbildung der Spitze nachzutragen. An der Spitze ist die Schale außen sechskantig, der Hohlraum aber kreisrund. Den sechs Kanten entsprechen auf der Oberfläche sechs kräftige Rippen, zwischen denen die Schale nahezu ebene Bänder bildet; zirka einen halben Zentimeter vom Ende schieben sich einzelne Rippen ein, zuerst eine in der Mitte der glatten Fläche, dann weiter abwärts wieder eine zwischen dieser und der Hauptrippe usw., bis zirka zwei Zentimeter von der Spitze bereits 24 Rippen auf der ganzen Oberfläche vorhanden sind. Ungefähr 3 *cm* von der Spitze ist der äußere Umriß bereits nicht mehr sechskantig, sondern kreisrund und die Hauptrippen unterscheiden sich von den übrigen kaum noch an Stärke. Die Rippen sind hier von

rundlichem Querschnitt, weisen aber schon die Neigung sich auf der Oberseite abzuflachen auf; auch die Räume zwischen ihnen haben einen weniger vierkantigen als gerundeten Querschnitt; weiter nach vorn beginnen dann die Rippen sich auf Kosten der Rinnen zu verbreitern. Wenn man die Spitze dem oben zitierten Original anfügt, so sieht man, daß die Spezies viel schlanker als *Dentalium megathyris* Dall (Expedition Albatros 1898, pag. 293, Taf. XIX, Fig. 1) ist.

Anzahl der Exemplare: 8.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

4. *Solarium Almagrense n. sp.*[1])

Taf. XII, Fig. 4.

Schale dünn, klein, konisch, mäßig hoch, aus vier skulpturierten Windungen bestehend, Nucleus nicht erhalten. Die Verzierung besteht aus Spiralbändern und transversalen Einschnitten. Jede Windung zeigt 7 flache Spiralbänder: neben der vorderen Naht liegt ein breites Band, dann folgt ein etwas schmäleres, hierauf drei noch schmälere, von denen das mittelste den geringsten Durchmesser hat und schließlich zwei breitere, unter sich ziemlich gleiche Bänder, von denen das zweite direkt an der hinteren Naht liegt. Die Zwischenräume zwischen dem ersten, zweiten und dritten vorderen Band sind etwas breiter und tiefer als die übrigen, welche als linear zu bezeichnen sind. Die Quereinschnitte stehen schief und erzeugen auf den Bändern rhombenförmige Verzierungen. Zwischen der Peripherie und der eigentlichen Basis ist eine spirale Depression vorhanden, so daß man fast von einem hängenden Kiel sprechen könnte, doch ist das zur Peripherie gehörige Band breit, die Peripherie selber ist durch die Quereinschnitte gekörnelt. Die eigentliche Basis ist von dem Band der Peripherie durch einen linearen, spiralen, ziemlich tiefen Einschnitt getrennt, dann folgen zwei breite, flache Spiralbänder, die durch einen erhabenen Spiralstreifen von rundlichem Querschnitt getrennt werden. In der Mitte der Basis findet sich ein sehr breites flaches Spiralband, dann folgt ein schmales, kräftig granuliertes Spiralband, von dem vorigen durch eine schmale tiefe spirale Rinne getrennt, und schließlich die ziemlich breite, mit 23 Zähnen besetzte Nabelrippe, die von dem vorhergehenden Band durch einen tiefen und schmalen Einschnitt getrennt wird. Die Querverzierung der wenig konvexen Basis besteht aus radialen Einschnitten, die am Nabel die Zähne der Nabelrippe voneinander trennen, dann im ersten Band dichotomieren und vom Ende des breiten Mittelbandes ab sich noch mehrere Male spalten, bis sie an der Peripherie in die Quereinschnitte der Oberseite übergehen. Zu bemerken ist, daß auf dem breiten Mittelband einige undeutliche spirale Rinnen zu beobachten sind. Die Mundöffnung ist nicht erhalten, aber sie war jedenfalls nahezu dreieckig. Die Sutur ist deutlich, aber da sie weniger breit und tief als einige der spiralen Rinnen ist, so tritt sie nicht hervor.

[1]) Die Station Almagre liegt nahe bei unserem Fundpunkt.

Dimensionen: Höhe ohne Nucleus 4·5 *mm*.

Größter Durchmesser 10·8 *mm* (es fehlt ein kleines Stück des letzten Umganges).

Unsere Spezies steht offenbar der Gruppe des *Solarium granulatum Lam.* nahe, aber diese Art hat mehr Windungen, die Verzierung der Basis ist recht verschieden und die Anordnung der Spiralstreifen eine andere [1]). Auf den ersten Anblick könnte man auch versucht sein, unsere Art für *Solarium Villarelloi Böse* [2]) zu halten, aber bei näherer Betrachtung ergibt sich, daß bei unserer Spezies die Windungen weniger konvex, die Spiralbänder der Oberfläche bedeutend feiner sind und eine andere Anordnung aufweisen, daß der Kiel der Peripherie gekörnelt und weniger hängend, außerdem aber schmäler ist; ferner ist die Zahl der Windungen geringer; die Basisverzierung nähert sich etwas der von *S. Villarelloi*, aber die Form der Bänder nahe der Peripherie ist doch recht abweichend.

Dall erwähnt in seiner Liste bei Spencer von unserem Fundpunkt ein *Solarium sp.*, vielleicht handelt es sich dabei um unsere Art.

Solarium Almagrense gehört wohl zur Gruppe des *S. granulatum*, ist jedoch meiner Ansicht nach spezifisch verschieden; allerdings soll *S. granulatum* stark variieren, aber nach den mir zur Verfügung stehenden rezenten Exemplaren und Beschreibungen tut es dies nie in der Richtung gegen unsere Spezies hin.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

5. *Natica canrena Linné.*

Taf. XII, Fig. 5.

1892, Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 364.

1906, Böse, Faunas terc. Mexico, pag. 33, 56, Taf. 3, Fig. 25.

Uns liegt eine *Natica* vor, welche sich von *Natica canrena* nur sehr wenig unterscheidet; ich habe sie bereits von Kilometer 124 und 136 der Tehuantepecbahn beschrieben, aber die mir damals vorliegenden Exemplare waren klein und gestatteten keine genauere Vergleichung. Ich habe nun eine Anzahl größerer Individuen, welche sich recht eng an *Natica canrena* anschließen; der einzige Unterschied, den ich beim Vergleich mit der rezenten Form [3]) finden konnte, ist der, daß die letzte Windung unserer Art eine weniger hohe Schulter hat, was ihr eine schmälere und höhere Figur gibt; der Nabel ist ganz wie bei der rezenten Art gestaltet. Auch in der von Tuomey und Holmes [4]) gegebenen Abbildung ist eine gerundetere Mündung gezeichnet, während bei unserer Art die Mündung da, wo Außen- und

[1]) Ich stütze mich hierbei auf die Vergleichung mit von mir bei Tampico gesammelten rezenten Exemplaren des *S. granulatum* und auf die Abbildung bei Hanley in Sowerby, Thes.-Conch.

[2]) Böse, Faunas terc. Mexico I, pag. 30, Taf, 3, Fig. 4–11.

[3]) Sowerby, Thes. Conch. V, no. 20, Fig. 24.

[4]) Tuomey and Holmes, Pleioc. foss. S. Carolina, pag. 115, Taf. 25, Fig. 17.

Innenlippe zusammentreffen, eher spitz erscheint. Außerdem scheint bei dem von Tuomey und Holmes beschriebenen Exemplar die Rippe im Nabel höher zu sitzen, wodurch es von dem bei Sowerby abgebildeten Individuum etwas abweicht; aber diese Stellung der Nabelrippe wechselt bei unseren Exemplaren ein wenig. Ich kann mich einstweilen nicht entschließen, auf diesen verhältnismäßig recht geringfügigen einzigen Unterschied hin unsere Art von *N. canrena* abzutrennen, um so mehr, als mir kein rezentes Vergleichsmaterial zur Verfügung steht. Die mir vorliegenden größeren Exemplare haben folgende Dimensionen:

	I	II	III	IV
		Millimeter		
Höhe .	10·4	10·3	10·1	13·3
Höhe der letzten Windung an der Mündung	8·7	8·6	8·5	10·07
Größter Durchmesser	10·3	10·2	11·2	13·5

Anzahl der Exemplare: 7.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

Dall behauptet, daß es sich um eine neue Art handelt, ich habe ihm ein Stück geschickt.

6. *Natica subinterna n. sp.*

Taf. XII, Fig. 6

Schale klein, Spira sehr niedrig, letzte Windung sehr groß, aus 4 Umgängen aufgebaut. Umgänge wohlgerundet. Mündung oval, Außenlippe dünn, Innenlippe etwas schwielig; Nabel eng, im vorderen Teil der Seite, welche an die Innenlippe stößt, ist eine seichte, aber deutliche spirale Rinne bemerkbar, neben welcher sich nach hinten eine breite, auf den ersten Blick kaum auffallende spirale Rippe befindet; die Rinne prägt sich auf der Innenlipe durch einen leichten Ausschnitt, die Rippe durch eine schwache Anschwellung aus.

Dimensionen: Höhe 12·2 *mm*, Breite 12·5 *mm*.

Unsere Spezies schließt sich entschieden an *Natica interna Say* [1]) an, hat aber bedeutend weniger Umgänge. Unsere Art hat mit derjenigen Says, so wie sie Dall auffaßt, die eigentümliche Gestaltung des Nabels und der Innenlippe, sowie die niedrige Spira und die vollen und gerundeten Umgänge gemeinsam. Es wäre möglich, daß man *N. subinterna* als eine bloße Varietät der *N. interna* anzusehen hätte, doch kann ich darüber aus Mangel an Vergleichsmaterial nichts entscheiden. *Natica interna* wird neuerdings von G. C. Martin [2]) mit *Natica heros* und *N. perspectiva* vereinigt. Das ist meiner Ansicht nach durchaus verfehlt und Martin bringt auch keinerlei Beweis für seine Ansicht bei, er hätte zum mindesten die angeblich von ihm beobachteten Übergänge abbilden sollen. Von den beiden abgebildeten

[1]) Tuomey and Holmes, Pleioc. foss. S. Carolina, pag. 114, Taf. 25, Fig. 15 (als *N. heros*). — Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 372, Taf. 20, Fig. 7.

[2]) Martin, Maryland Miocene, Gastrop. pag. 253, Taf. 60, Fig. 3, 4.

Exemplaren sieht keines auch nur entfernt der *Natica perspectiva*, so wie Dall sie auffaßt, ähnlich; bei dieser Art ist die eigentümliche fast zuckerhutartige Spira charakteristisch, auf der die Windungen kaum hervortreten. Das von Martin auf Taf. 60, Fig. 4 abgebildete Exemplar hat eine gewisse Ähnlichkeit mit *Natica interna Say*, aber beim näheren Vergleich treten doch ganz bedeutende Unterschiede hervor; man vergleiche nur die Stellung der Innenlippe, die ganz verschiedene Biegung der Außenlippe, überhaupt die Stellung der Mündung und die Gestalt des letzten Umganges, sowie die verschiedene Höhe der Spira. Bevor man an Übergänge zwischen den beiden so verschiedenen Formen glauben kann, muß erst der Beweis dafür durch Abbildung der Zwischenformen geliefert werden, die apodiktische Behauptung allein genügt nicht. Wer einmal rezente *Natica*-Arten miteinander verglichen hat, wird nicht geneigt sein, so verschiedene Formen, wie die oben zitierten, zusammenzuwerfen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

7. *Niso striatula n. sp.*

Taf. XII, Fig. 7.

Schale klein, turmförmig, glänzend, fast glatt, aus 9—10 Windungen ohne den Nucleus, der bei keinem Exemplar erhalten ist, bestehend. Die Windungen sind bedeutend breiter als hoch und auf den Seiten ganz leicht konvex; die Sutur ist sehr deutlich. Die Peripherie des letzten Umganges ist ziemlich rundlich; die Basis ist wenig konvex, der Nabel tief und eng, der Nabelrand ist gekielt und ragt etwas über die Nabelwand vor. Die Mündung ist suboval, vorn und hinten zugespitzt; die Außenlippe ist einfach, an der Stelle, welche der Peripherie entspricht, ist kaum eine winkelige Biegung bemerkbar; die Innenlippe ist einfach. Auf allen Umgängen sind unregelmäßig gestellte, lineare Wachstumsnarben sichtbar, die über den ganzen Umgang gehen; außerdem sind sehr feine Anwachsstreifen vorhanden. Unter der Lupe sieht man auf allen Windungen zwischen Sutur und Peripherie zirka 5 feine, etwas erhabene spirale Kanten (ähnlich denen, welche entstehen, wenn glatte Flächen unter einem Winkel zusammenstoßen, der etwas kleiner als 180° ist), auf der Basis befinden sich 1—2 solche Kanten. Diese Kanten sind wegen der spiegelnden Oberfläche nur schwer zu sehen. Farbenspuren sind an keinem Exemplar mit Sicherheit zu erkennen.

Dimensionen:

	I	II	III
		Millimeter	
Höhe ohne Nucleus	19·1	14·0	8·8
Höhe der letzten Windung	5·5	4·5	3·1
Größter Durchmesser	8·1	(eine Viertelwindung fehlt) 6·3	4·1

Auf den ersten Blick möchte man unsere Spezies für *Niso interrupta Sow.*[1]) halten, und vermutlich hat sie auch Dall in seiner vorläufigen Liste der Fossilien unserer Lokalität so bestimmt, aber bei genauerer Betrachtung findet man, daß unsere Spezies ein wenig schlanker als die rezente Art erscheint und daß sie sich von der letzteren durch die stumpfere Peripherie, die ovale Mündung, den relativ kleineren Nabel und die fast mikroskopischen spiralen Kanten auf den Windungen unterscheidet.

Die vorliegende Art nähert sich entschieden der *Niso lineata Conr.*[2]) aus dem Miocän, nur daß bei dieser die Spirallinien vielleicht noch etwas kräftiger sind, falls die Zeichnung Dalls sie nicht übertreibt; eine mikroskopische spirale Streifung konnte ich bei meinen Exemplaren nicht erkennen, dagegen sind die Kanten an einzelnen Stellen bereits mit bloßem Auge oder doch mit zwei- bis dreifacher Vergrößerung zu erkennen. Unsere Art ist entschieden schlanker als *Niso lineata*, sie erinnert in dieser Beziehung an *Niso Willcoxiana* Dall[3]) aus dem Pliocän, der jedoch die spirale Verzierung fehlt. Bei der außerordentlichen Formenähnlichkeit der einzelnen Spezies des Genus *Niso* sind auch die geringfügigen Unterschiede, welche unsere Art von den nächststehenden Formen trennen, wohl genügend, um die spezifische Abtrennung der uns vorliegenden Exemplare zu rechtfertigen.

Anzahl der Exemplare: 3.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

8. *Scala (Acrilla) Weigandi n. sp.*

Taf. XII, Fig. 8.

Schale dünn, turmförmig, aus einem Nucleus von 2 (?) glatten Windungen und 10 skulpturierten Umgängen bestehend. Die Windungen sind wohlgerundet, die Sutur ist deutlich. Die Verzierung besteht aus transversalen Lamellen und spiralen erhabenen Bändern. Die transversalen, leicht gebogenen Lamellen sind sehr fein, auf der letzten Windung sind ungefähr 44 vorhanden; sie gehen über die ganze Windung von Sutur zu Sutur; auf dem letzten Umgang gehen sie auch als feine erhabene Linien über den Diskus der Basis und erteilen diesem etwa das Aussehen eines Rades mit zahlreichen dünnen Speichen. Die Lamellen erheben sich nahe der hinteren Sutur jeder Windung blattförmig und biegen mit der aufragenden Spitze leicht nach rechts um. Die spiralen, erhabenen, dünnen, oben rundlichen Bänder (5 auf jeder Windung) gehen über die Lamellen hinweg und kräuseln diese in regelmäßiger Weise; im allgemeinen beobachtet man zwischen je zwei dieser Bänder ein feineres und weniger hohes eingeschaltet; nur zwischen den drei mittleren Bändern sind auf dem letzten Um-

[1]) Dall, Blake Rep. II, pag. 330, Taf. 18, Fig. 5, 6. — Dall, Cat. Moll. a. Brach. SE. U. S., Taf. 18, Fig. 5, 6; Taf. 41, Fig. 10a.

[2]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 245, Taf. 20, Fig. 4.

[3]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 160, Taf. 5, Fig. 5, 5b.

gang je zwei feinere vorhanden; auf allen übrigen ist aber dies nicht der Fall, sondern gröbere und feinere Bänder alternieren regelmäßig; die drei mittleren Hauptstreifen treten fast auf allen Windungen am stärksten hervor. Durch die Kreuzung der Quer- und Längsverzierungen erhält die Oberfläche unter der Lupe eine gitterartige Struktur, während für das bloße Auge die Querlamellen im allgemeinen viel stärker hervortreten als die Spiralstreifen. Der Diskus der Basis hebt sich scharf ab vom Rest der Schale, sein Rand wird durch eine spirale Depression von der letzten Windung getrennt. Wie schon gesagt, laufen die Querlamellen über den Diskus in Form feiner, erhabener Linien hinweg; außerdem ist er durch sehr zahlreiche (zirka 18) feine Spirallinien verziert, die noch weniger als die radialen Linien hervortreten; der Diskus ist leicht konkav. Die Mündung unseres Exemplars ist leider abgebrochen, doch fehlt höchstens ein Achtel der letzten Windung; die Mündung war jedenfalls nahezu kreisförmig, die Innenlippe ist dünn und wenig schwielig. Nahezu die ganze Basis wird vom Diskus eingenommen, der infolge seines scharfen Kiels der letzten Windung auf der Vorderseite ein kantiges Aussehen verleiht.

Dimensionen: Höhe (vom Nucleus fehlt wahrscheinlich eine Windung) zirka 23 *mm*.

Größter Durchmesser zirka 9·3 *mm*.

Unsere Spezies erinnert etwas an *Scala retifera Dall*[1]), hat aber viel zahlreichere Querlamellen, auch erwähnt Dall keine sekundären spiralen Bänder. Dall zitiert *Scala retifera* von unserer Fundstelle, ich habe sie dort nicht gefunden; es kommt zwar noch eine weitere *Scala* dort vor, welche weniger Querlamellen hat (zirka 28) bei der aber mindestens 15 spirale Bänder vorhanden sind, welche eine gitterartige Struktur erzeugen. Ich finde keine Spezies, welche der unsrigen sehr nahe stände, obwohl *Scala* (*Acrilla*) *acuminata Sby*[2]) auf den ersten Anblick ähnlich erscheint, aber nach der Beschreibung hat diese asiatische Spezies keine Spiralbänder und ist außerdem viel höher.

Dall[3]) zitiert in seiner Liste der Mollusken von Bowden auf Jamaica eine *Scala*, welche der *retifera Dall* nahesteht; vielleicht handelt es sich dabei um eine Verwandte unserer Art.

Auf den ersten Anblick möchte man glauben, daß *Scala Leroyi Guppy*[4]) unserer Art nahestehe, doch gehört diese nach Dall in die Sektion *Amaea*.

In Beziehung auf den Genusnamen habe ich mich an Dall[5]) angeschlossen, obwohl es mir bedauerlich erscheint, daß der so weit verbreitete Name *Scalaria* fallen muß; Dall geht auf Hvass zurück, in dessen Museum Calonnianum der Kleinsche Name *Scala* als von

[1]) Dall, Blake Rep. II, pag. 312. — Dall, III. Amer. shells pag. 506, Taf. 30, Fig. 9.
[2]) Sowerby, Thes. Conch. I, pag. 106, Fig. 130.
[3]) Dall, Tert. Fauna of Florida pag. 1584.
[4]) Guppy, Westindian Tert. Foss.
[5]) Dall, Blake Rep. II, pag. 299, ff.

Humphrey angenommen erscheint; im übrigen verweise ich auf die sorgfältig zusammengestellten Literaturnotizen Dalls.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

9. *Nassarina* (*? Metulella*) *isthmica n. sp.*

Taf. XII, Fig. 9.

Schale gedrungen spindelförmig; 5 skulpturierte Windungen sind erhalten, Nucleus unbekannt. Das Gewinde ist turmförmig, die Verzierung besteht aus Querrippen und spiralen Bändern. Auf dem letzten Umgang sind 17 kräftige, leicht geschwungene Querrippen vorhanden, auf den hinteren Umgängen 10—14. Die Querrippen verflachen auf der letzten Windung an der Peripherie und verschwinden auf dem Kanal. Die Querrippen werden auf den hinteren Windungen von 5—7 Spiralbändern gekreuzt; diese sind gerundet, auf den Rippen etwas verstärkt, so daß sie dort fast knötchenartige Anschwellungen erzeugen; diese Spiralbänder sind auf dem hinteren Teil der Windung am schwächsten und nehmen nach vorn an Stärke zu. Auf der letzten Windung finden sich 11 mit Anschwellungen (durch die Querrippen) versehene Spiralbänder und 8 glatte auf dem vorderen Teil und Kanal. Die Sutur ist deutlich, aber nicht vertieft, die Basis ist am Beginne des Kanals deutlich eingeschnürt. Die Mündung ist annähernd birnförmig, nach vorn verengert, der Kanal ist kurz und ziemlich weit (von der Spitze des Kanals scheinen zirka 0·5 *mm* abgebrochen zu sein). Die Innenlippe ist schwielig und sie geht vermittels einer etwas erhabenen Schwiele ohne Unterbrechung in den hinteren Teil der Außenlippe über. Die Innenlippe weist am vorderen Teil 6 schiefe kräftige Zähne auf, von denen die mittleren die stärksten sind; die Außenlippe hat innen 6 kräftige Zähne, von denen die hintersten die stärksten sind. Die Außenlippe ist leicht geschweift.

Dimensionen:

Höhe (die Spitze fehlt) 10·6 *mm* (ganze Höhe zirka 11 *mm*).
Höhe der letzten Windung 5 *mm*.
Größter Durchmesser 4·8 *mm*.

Unsere kleine Art dürfte wohl zu dem von Dall[1]) aufgestellten Subgenus *Nassarina* gehören, das mir wohl zu verdienen scheint, als Genus aufgefaßt zu werden. Dalls Diagnose ist ziemlich kurz und wohl etwas weit gefaßt, aber aus der Beschreibung von *N. glypta Bush*[2]) und besonders *N. Bushi Dall*[3]), *N. columbellata Dall*[4]) und *N. Grayi Dall*[5]) sieht man, daß die Ornamentierung im allgemeinen und die

[1]) Dall, Blake Rep. II, pag. 181.

[2]) Bush, Cape Hatteras, pag. 461, Taf. 45, Fig. 5, 5a. — Dall, Blake Rep. II, pag. 181. — Dall, Tert. Fauna of Florida pag. 132, Taf. 9, Fig. 11.

[3]) Dall, Blake Rep. II, pag. 182, Taf. 15, Fig. 12.

[4]) Dall, Prel. Rep. Expl. Albatross, pag. 325, Taf. 6, Fig. 8. — Dall, Blake Rep. II, pag. 182.

[5]) Dall, Blake Rep. II, pag. 183, Taf. 32, Fig. 12a.

Form der Mündung, die Zähnelung der Außen- und Innenlippe gut mit den entsprechenden Charakteren unserer Art übereinstimmt.

In der Art der Verzierung und dem Aufbau des Gewindes stimmt unsere Spezies noch besser mit *Metulella Gabb*[1]), doch ist bei dieser der Kanal viel länger. Dall[2]) sagt, daß er nach einer Untersuchung des Originals geneigt sei, *Metulella* in die Nähe von *Nassarina* zu stellen; mir scheint dies, nach der Abbildung Gabbs zu urteilen, durchaus berechtigt zu sein, obwohl ja der lange Kanal dem Genus eine eigenartige Form verleiht. Cossmann[3]) spricht sich dahin aus, daß *Metulella fusiformis* (die er übrigens versehentlich *M. subfusiformis* nennt) einerseits *Glyphostoma*, anderseits *Euchilodon*[4]) ähnele; an anderer Stelle sagt er[5]), daß *Metulella* wahrscheinlich zu den *Pleurotomidae* gehört. Ich glaube, daß keine Rede davon sein kann, *Metulella* zu den *Pleurotomidae* zu stellen, da man an der Gabbschen Figur deutlich sieht, daß kein Schlitz vorhanden ist und er dies auch in der Beschreibung ausdrücklich betont: „inner lip covered with a thickened plate, continuous posteriorly with the outer lip." Aus diesem Grunde kann *Metulella* auch weder in die Verwandtschaft von *Glyphostoma* oder *Euchilodon* gestellt werden. Mir erscheint es als das rätlichste, *Metulella* an *Nassarina* anzuschließen. *Nassarina* will Cossmann[6]) in die Verwandtschaft von *Pyramimitra* stellen; mir erscheint dies nicht als ganz unbedenklich; es kann sich bei den Zähnen der Innenlippe von *Nassarina Bushi* auf keinen Fall um „plis enroulés" handeln, wie sie *Pyramimitra* aufweist, da Dall deutlich sagt: „inner lip with three or four strong nodulous teeth", also knotenartige Zähne, im anderen Falle würde Dall wohl den Ausdruck folds gebraucht haben. Die von Cossmann reproduzierte Abbildung von *Nassarina Bushi* ist übrigens falsch gezeichnet, die dort angedeutete Zähnelung der Innenlippe ist in der Figur Dalls nicht zu sehen, sie dürfte wohl durch ein Versehen des Zeichners weggelassen sein. Die Zähnelung der Innenlippe wird übrigens von Dall[7]) vorzüglich bei *Nassarina columbellata* illustriert, hier ist es klar, daß es sich nicht um Falten handelt. Ich glaube, daß wir am besten tun, *Nassarina* mit Dall an die *Buccininae* anzuschließen, wobei eventuell *Nassarina* (gleich *Hindsia*) nach dem Vorgange Cossmanns von den *Buccininae* abzutrennen und zu den *Tritonidae* zu stellen wäre.

---

[1]) Gabb, New Genera, pag. 270, Taf. 11, Fig. 3.

[2]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 132.

[3]) Cossmann, Paléoconch. comp. IV, pag. 142,

[4]) Cossmann nennt sowohl an dieser Stelle, sowie Bd. III, pag. 189, als Autor von *Euchilodon* Heilprin; ich möchte dazu bemerken, daß *Euchilodon* nicht von Heilprin, sondern von Gabb aufgestellt wurde, und zwar unter dem Namen *Eucheilodon*, den Cossmann richtig in *Euchilodon* emendiert. Gabb beschrieb das Genus in „Descriptions of New Species of American Tertiary and Cretaceous Fossils" Jour. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 2. ser., v. 4, pag. 379—80, Taf. 67, Fig. 18 und der Typus des Genus ist *E. reticulata Gabb* von Wheelock u. Caldwell County, Texas [Eocän].

[5]) Cossmann, Paléoconch. comp. IV, pag. 128.

[6]) Cossmann, Paléoconch. comp. IV, pag. 128.

[7]) Dall, Prel. Rep. Expl. Albatross, pag. 325, Taf. 6, Fig. 8.

Nassarina findet sich nach Dall fossil im Pliocän von Florida (*N. glypta Bush*), eventuell könnte nach demselben Autor *Columbella ambigua Guppy*[1]) aus dem Oligocän von Jamaica hierhergehören; ich möchte darauf hinweisen, daß eventuell auch *Columbella venusta Sow.*[2]) aus dem Oligocän von Haiti hierherzustellen sein möchte; Gabb rechnet die Spezies zu *Metulella*, doch erscheint mir dafür der Kanal zu kurz zu sein.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

10. *Phos subfasciolatum n. sp.*

Taf. XII, Fig. 10.

Schale dick, aus einem ziemlich hohen Gewinde von $2^1/_2$ Umgängen des Nucleus und 5 kräftig skulpturierten Umgängen bestehend. Umgänge gerundet. Es ist sowohl eine Querskulptur wie spirale Verzierung vorhanden. Die Querskulptur besteht aus ziemlich kräftigen, gerundeten, gegen die Mündung hin schärfer, aber niedriger und unregelmäßig werdenden Rippen, auf der letzten Windung 14—16, auf der vorletzten 12—14; die Rippen sind nicht von ganz gleichmäßiger Stärke und werden durch weite, im Grunde flache Zwischenräume getrennt; die Rippen gehen über die ganze Windung hinüber und verschwinden bei der letzten erst an der Siphonalfasziole. Die Spiralstruktur besteht aus erhabenen, oben fast flachen Streifen; auf dem hinteren Teile der ersten vier Windungen stehen die spiralen Hauptbänder etwas weiter als auf dem vorderen Teil und in den Zwischenräumen beobachtet man in den ersten Windungen je ein feines sekundäres Spiralband, auf der vorletzten Windung jedoch je zwei; auf der vorderen Hälfte jeder Windung stehen die Hauptbänder enger und in den Zwischenräumen findet sich stets je ein feineres Sekundärband; auf den 4 hinteren Windungen zählt man je 9 spirale Hauptbänder. Auf dem letzten Umgang finden sich im hinteren Teil 5 Hauptbänder, die jeweils durch zwei feinere Nebenbänder getrennt werden, von diesen letzteren ist stets das vordere etwas stärker als das hintere; dann folgen noch zirka 13 Hauptbänder, zwischen denen meistens je ein, seltener zwei feinere Nebenbänder liegen. Dort, wo die Spiralbänder die Rippen kreuzen, verursachen sie leichte Anschwellungen. Die Sutur ist deutlich und infolge der Querrippen gewellt. Die Mundöffnung ist suboval, die Innenlippe ist schwielig und mit einigen undeutlichen und unregelmäßigen Tuberkeln versehen, der vordere Rand der Spindel weist einen scharfen spiralen Kiel auf; die Außenlippe ist ziemlich scharf, nach vorn geschweift, am Übergang zum Kanal leicht eingeschnitten, der Ornamentierung entsprechend leicht gezähnelt und weist im Innern 15 spirale Falten auf, von denen die vier hinteren glatt, die acht mittleren mit Knoten besetzt und die drei vorderen wiederum glatt sind. Der Kanal ist

[1]) Guppy, Tert. moll. Jamaica, pag. 228, Taf. 16, Fig. 8.
[2]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 46, Taf. 9, Fig. 6.

kurz, weit und zurückgebogen; die Siphonalfasziole ist kräftig, auf beiden Seiten gekielt und weist neben einigen spiralen Bändern ziemlich kräftige S-förmige Streifen und Lamellen auf.

Dimensionen:

	I	II	III	IV
		Millimeter		
Höhe	27·3	23·6	20·0	19·0
Höhe der letzten Windung	14·4	12·7	11·0	11·2
Größter Durchmesser	12·8	10·8	9·5	9·6

Unsere Art steht dem *Phos fasciculatum Dall*[1]) recht nahe, unterscheidet sich jedoch durch die geringere Zahl der Windungen, durch die schlankere Gestalt, die weniger schwielige Innenlippe, die länglichere Mündung, sowie anscheinend durch Details in der Spiralskulptur. *Phos fasciolatum* stammt aus dem Oligocän von Santo Domingo.

Auch *Phos Galvestonense Harris*[2]) aus dem oberen Miocän von Texas schließt sich an unsere Art an; diese unterscheidet sich jedoch durch eine etwas gedrungenere Gestalt, das Fehlen feiner Spiralstreifen auf der Innenlippe, sowie durch die größere Regelmäßigkeit der sekundären Spiralstreifen; außerdem ist der Kanal tiefer ausgeschnitten und die Siphonalfasziole etwas verschieden.

Dall stellt seine Spezies zu *Strongylocera* ohne anzugeben, weshalb. Nach Fischer[3]) unterscheidet sich dieses Untergenus hauptsächlich durch die Lage der Augen und die Form des Fußes, außerdem sollen die Windungen eckiger und im oberen Teil konkav sein. Cossmann[4]) sagt, daß er bei dem Typus des Subgenus keine weitere Verschiedenheit von *Phos* auffinden kann, als daß die Spindel etwas gerader ist und meint, daß die Unterscheidung des Subgenus bei fossilen Arten wohl unmöglich sein dürfte. Ich schließe mich dieser Auffassung vollständig an.

Anzahl der Exemplare: 6.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

11. *Murex (Pteropurpura) Aguilari n. sp.*

Taf. XII, Fig. 11.

Schale klein, dreiseitig, pyramidenförmig, Spira relativ kurz, Nucleus nicht ganz vollständig erhalten, fünf skulpturierte Windungen vorhanden. Die Umgänge sind gerundet, der letzte sowie der vorletzte Umgang tragen drei lamellenartige, verbreiterte Querwülste, zwischen je zwei von ihnen ist eine knotenartige, wulstige Querrippe zu beobachten. Die Lamellen gehen über alle Windungen kontinuierlich hinauf, erscheinen aber dadurch unterbrochen, daß auf jeder Windung die Lamelle am hinteren Ende leicht zurückgebogen ist. Auf den

[1]) Guppy and Dall, Tert. foss. Antillean Region, pag. 311, Taf. 28, Fig. 12.
[2]) Harris, Neocene Moll. of Texas, pag. 20 (102), Taf. 4, Fig. 4, 5.
[3]) Fischer, Man. Conch.
[4]) Cossmann, Paléoconch. comp. IV, pag. 141.

hinteren Umgängen schiebt sich eine weitere Querrippe ein, und zwar ist dies auf dem dritten Umgang (von vorn gerechnet) nur einmal der Fall, auf dem vierten und fünften ist es jedoch bereits die Regel; diese Rippen sind hier auch nicht mehr rundlich, sondern ebenfalls lamellenartig und sind leicht nach vorwärts geneigt. Die Querwülste sind da, wo sie der Schale entspringen, dick und schärfen sich rasch zu, ihre Gestalt ist auf dem letzten Umgang fast dreieckig, auf den vorhergehenden halbkreisförmig; die Schärfe der Wülste ist leicht ausgezackt. Von einer Spiralverzierung ist fast nichts wahrzunehmen, nur auf dem letzten Umgang sind einige erhabene Linien schwach angedeutet, es scheint, daß sie zu den Zacken der Querlamellen in Beziehung stehen. Die Sutur ist sehr deutlich. Die Mundöffnung ist an dem vorliegenden Exemplar nicht erhalten; der Kanal ist relativ kurz, gebogen und fast geschlossen. Die Außenlippe ist nicht erhalten, die Innenlippe ist schwielig und glatt, hebt sich von der Basis ab, die am Beginn des Kanals einen röhrenförmigen Fortsatz entwickelt, der bei unserem Exemplar abgebrochen ist.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe (es fehlt ein kleines Stück des Kanals). .	26·8
Höhe der letzten Windung an der Mundöffnung ungefähr.	16
Größter Durchmesser ohne Lamellen ungefähr	13

Ich habe die vorliegende hübsche Art zu *Pteropurpura Jousseaume* gestellt, obwohl sie in Beziehung auf die Verzierung der ersten zwei skulpturierten Umgänge etwas von der Diagnose Cossmanns[1]) abweicht, indem dort nämlich nicht immer bloß eine, sondern zuweilen zwei Rippen zwischen den Wulstlamellen stehen; ich glaube nicht, daß dieser Unterschied genügt, die Art subgenerisch abzutrennen, um so weniger, als bei *Murex textilis Gabb*[2]) eine ähnliche Disposition vorhanden zu sein scheint und sowohl Dall wie Cossmann[3]) diese Art als eine typische *Pteropurpura* ansehen. In Beziehung auf die Prioritätsrechte des Namens *Pteropurpura* vor *Pteronotus* verweise ich auf die Ausführungen Dalls und Cossmanns.

Unter den amerikanischen Arten steht sicherlich *Murex textilis* der unserigen am nächsten, unterscheidet sich jedoch durch die stärkere Spiralstreifung. *Murex Aguilari* schließt sich ganz besonders an die von Guppy abgebildete Form aus dem Oligocän von Haiti an.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

12. *Fusus isthmicus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 12.

Schale spindelförmig mit turmförmigem Gewinde, aus sechs skulpturierten, wohlgerundeten Windungen bestehend, Nucleus nicht

[1]) Cossmann, Paléoconch. comp. V, pag. 18.

[2]) Gabb, Sto. Domingo, pag. 202. — Guppy, Mioc. Foss. Haiti, pag. 522, Taf. 29, Fig. 1. — Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 142, 243, Taf. 9, Fig. 4.

[3]) Cossmann, Paléoconch. comp. V, pag. 20.

vollständig erhalten. Die Verzierung besteht aus spiralen Bändern und Querrippen. Auf jeder Windung sind sieben Hauptbänder vorhanden, zwischen denen je ein feineres liegt; das vorderste Hauptband liegt hart an der Naht; auf der Basis und dem Kanal der letzten Windung sind zirka 20 weitere Spiralbänder vorhanden; in den Zwischenräumen befindet sich stets ein sehr feiner Spiralstreifen. Die Bänder haben einen quadratischen Querschnitt und verdicken sich etwas auf den Querrippen; im allgemeinen sind die Bänder auf der hinteren Seite der Windungen kräftiger als auf der vorderen. Die Querrippen sind hoch, schmal, gerade und gehen über die ganze Windung, auf deren hinterem Drittel sie am höchsten sind. Auf jeder Windung sind acht Querrippen vorhanden; die Abstände zwischen ihnen erscheinen sehr breit. Die Naht ist deutlich und durch die Querrippen etwas gewellt. Die Mundöffnung ist nicht erhalten, ist aber jedenfalls birnförmig gewesen, der Kanal ist an seiner hinteren Seite gebogen, dann gerade, sehr lang und schmal, die Außenlippe ist unbekannt, die Innenlippe ist wenig schwielig, glatt und durch eine seichte Rinne von der Basis getrennt.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe	23·6
Höhe der letzten Windung an der Mundöffnung	14·0
Größter Durchmesser ungefähr	9·0

Unsere Spezies erinnert an *Fusus Henekeni Sow.*[1]), doch weicht dieser durch die weniger scharfen Rippen, die anscheinend größere Zahl der Spiralbänder, sowie durch die Granulation der Innenlippe ab, obwohl dieser letztere Unterschied nicht ganz sicher ist, da bei kleinen Exemplaren die Zähnelung der Innenlippe häufig fehlt. Die Vereinigung von *Fusus Henekeni* mit *F. Haitensis Sow.*[2]) scheint mir nicht gerechtfertigt; die kantigen Windungen des letzteren sind jedenfalls außerordentlich charakteristisch. Gabb[3]) beschreibt aus dem Pliocän von Costa Rica einen großen *Fusus*, den er mit *F. Henekeni* identifiziert; er scheint durch die weniger deutlichen Rippen vom Typus abzuweichen.

In diese Gruppe gehört wohl auch *Fusus Caloosaensis Heilprin*[4]), doch ist bei dieser Spezies das Gewinde im allgemeinen niedriger; siehe die Abbildungen bei Dall; bei der Originalabbildung ist das Gewinde wohl so hoch wie bei *Fusus isthmicus*, aber die Windungen sind weniger stark gerundet, außerdem ist die Anzahl der Spiral-

---

[1]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 49. — Guppy, Mioc. foss. Haiti, pag. 524, Taf. 28, Fig. 6 (non Fig. 2). — Gabb korrigiert den ursprünglichen Namen Sowerbys (*F. Henikeri*) in *F. Henekeni*; der von Sowerby gegebene Name bezieht sich auf T. S. Heneken, der die von ihm beschriebenen Fossilien sammelte und dessen Name in dem Aufsatze Sowerbys in J. S. Heniker entstellt wurde.

[2]) Sowerby, Foss. shells, San Domingo, pag. 49. Guppy, Mioc. foss. Haiti, pag. 524, Taf. 28, Fig. 2.

[3]) Gabb, Costa Rica, pag. 350, Taf. 45, Fig. 31.

[4]) Heilprin, West Coast of Florida, pag. 68, Taf. 1, Fig. 1. — Dall, Blake Rep. II, Taf. 29, Fig. 4. — Tert. Fauna of Florida, pag. 127, 294, Taf. 14, Fig. 3, 4a.

bänder größer; es ist weder im Text angegeben, noch kann man auf der Abbildung erkennen, ob die Innenlippe gezähnelt ist. Wenn man die Originalabbildung mit den Figuren Dalls vergleicht, so möchte man daran zweifeln, daß diese Individuen zur selben Spezies gehören; die Innenlippe der Exemplare Dalls erscheint bedeutend schwieliger und breiter als bei dem Original, auch sind deutlich Falten auf der Innenlippe vorhanden. Dall sagt, daß er unter einer großen Anzahl von Individuen, die er zu studieren Gelegenheit hatte, keines gefunden hat, welches dem Original Heilprins in Beziehung auf Schlankheit geglichen habe. Vielleicht wäre es doch vorzuziehen, Dalls Typus von *F. Caloosaensis* zu trennen, doch läßt sich diese Frage nur nach Vergleichung der Originalexemplare beantworten.

Dall weist darauf hin, daß *F. Caloosaensis* wahrscheinlich ein Vorläufer des *Fusus timessus Dall*[1]) ist; diesem steht auch unsere Spezies verhältnismäßig nahe, wenn man von dem Verschwinden der Querrippen auf der letzten Windung absieht, da dies Verschwinden bei ausgewachsenen Exemplaren von *Fusus* sehr häufig ist. Dall gibt an, daß bei jungen Individuen die Zähnelung der Innen- und die Falten der Außenlippe fehlen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn

13. *Fusus Almagrensis n. sp*

Taf. XIII, Fig. 13.

Schale spindelförmig, Gewinde turmförmig, aus 7—8 skulpturierten, wohlgerundeten Umgängen und einem Nucleus von zirka 2 Umgängen bestehend, der letzte ist etwas abgeplattet. Die Verzierung besteht aus spiralen Bändern und wenig kräftigen, nur auf den ersten Windungen vorhandenen Querrippen. Auf den ersten Windungen zählt man zirka 15 Spiralbänder, die an Breite verschieden sind; es alternieren breitere und schmälere fast regelmäßig. In den sehr schmalen Zwischenräumen liegen besonders bei den vorderen Bändern und auf dem hinteren Teile der Windungen, flache etwas erhabene Streifen; die Bänder sind alle auf dem oberen Teile vollkommen eben. Auf der Basis und dem Kanale alternieren breitere und schmälere Streifen. Die Querrippen sind wenig hoch, schmal, etwas gebogen und gehen über die ganze Windung, indem sie sich nach vorn verbreitern, auf jedem Umgang sind etwa 12 vorhanden. Diese Rippen verflachen sich von der 5. oder 6. Windung ab (vom Nucleus gezählt) und verschwinden schließlich vollständig, so daß die letzten Umgänge nur die Spiralstreifen und kräftige Anwachsstreifen aufweisen. Die Anwachsstreifen sind leicht umgekehrt S-förmig geschweift. Die Sutur ist sehr deutlich. Die Mündung ist nicht erhalten, war jedoch jedenfalls birnförmig, auf der Hinterseite zugespitzt, der Kanal ist lang und ziemlich weit; die Außenlippe war, nach den An-

[1]) Dall, Blake Rep. II, pag. 166. — Dall, Tert. Fauna of Florida, Taf. 7, Fig. 6.

wachsstreifen zu urteilen, am hinteren Teil etwas ausgebuchtet. Die Innenlippe ist glatt, wenig schwielig und von der Basis durch eine deutliche, schmale Depression getrennt.

Dimensionen:

Das besser erhaltene kleine Stück ist 23·3 *mm* hoch, die Höhe des letzten Umganges, soweit erhalten, hat eine Höhe von 12·7 *mm*, der größte Durchmesser beträgt 9·2 *mm*.

Unsere Spezies nähert sich auf den ersten Blick dem *Fusus Burnsi Dall*[1]), aber bei dieser Art sind die Spiralstreifen scharf und nicht flach; nach der Figur Conrads möchte man annehmen, daß die Außenlippe wie bei unserer Art auf dem hinteren Teile leicht ausgebuchtet ist; außerdem ist das Gewinde von *F. Burnsi* weniger schlank und die Umgänge sind weniger gerundet als bei unserer Spezies.

Infolge der geschweiften Außenlippe erinnert unsere Art etwas an *Buccinofusus Conr.*[2]), aber der Kanal dieses Subgenus ist viel kürzer.

Mir ist keine Spezies, außer den oben genannten bekannt, an welche sich *Fusus Almagrensis* anschlösse.

Anzahl der Exemplare: 2.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

14. *Marginella Staffi n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 14.

Schale klein, glänzend, solid, aus 4 Windungen und einem undeutlich sichtbaren Nucleus von zirka einer Windung bestehend; die Spira ist niedrig und spitz, wechselt aber etwas in ihrer Höhe; sie ist nicht von Callus bedeckt. Die letzte Windung ist an ihrem Ende etwas nach hinten über die halbe Spira hinaufgezogen. Die Mündung ist hinten schmal, vorn etwas breiter. Die Außenlippe ist stark verdickt, hinter der Schwiele befindet sich eine schmale aber deutliche Rinne; von der Mündung aus gesehen, verbreitert sich die Außenlippe nach vorn, sie ist auf ihrer ganzen Länge mit Ausnahme des hintersten Teiles gezähnelt, und zwar werden die Zähne nach vorn zu allmählich kräftiger. Die Innenlippe ist wenig schwielig, sie weist 4 schiefe Falten auf, von denen das vordere Paar schiefer als das hintere steht; die vorderste Falte bildet den Spindelrand und geht in einer Kurve in die Außenlippe über, an der Vereinigung ist eine kleine Spitze vorhanden. Der größte Durchmesser liegt im oberen Drittel. Die Sutur ist ziemlich deutlich.

Dimensionen:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	Millimeter							
Höhe . .	11·2	12·1	12·2	13·0	14·0	14·2	14·4	14·9
Größter Durchmesser . .	6·0	6·2	6·3	6·8	6·8	7·5	7·3	7·6
Höhe der letzten Windung an der Mundöffnung .	10·2	11·0	11·3	12·0	12·8	13·2	13·3	14·0

[1]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 126. — Conrad, Foss. Med. Tert. Taf. 49, Fig. 4 (non *Fusus exilis*).

[2]) Conrad, Foss. Med. Tert., pag. 85, Taf. 49, Fig. 5 (*Fusus parilis*). — Cossmann, Paléoconch. comp. IV, pag. 33.

Wie schon bemerkt, wechselt die Spira in Beziehung auf ihre Höhe; bei einer Reihe von Exemplaren ist eine gleichmäßig hohe Spira vorhanden, und wenn mir auch dieser Umstand nicht zu genügen scheint, um diese Gruppe spezifisch abzutrennen, so möchte ich sie doch als Varietät absondern unter dem Namen:

Marginella Staffi var. altior.

Taf. XIII, Fig. 14*a*.

Man erkennt den Unterschied sofort in den Proportionen der Dimensionen, die ich hier von einigen Exemplaren gebe:

Dimensionen:	I	II	III	IV	V
	Millimeter				
Höhe . .	13·6	13·7	14·4	14·7	14·8
Größter Durchmesser . .	6·9	6·6	7·5	7·3	7·2
Höhe der letzten Windung an der Mündung	12·1	11·9	13·0	13·0	12·7

Hieraus geht deutlich hervor, daß der Unterschied nicht auf Wachstumsstadien beruht, im Gegenteil tritt der Unterschied bei den größten Exemplaren am deutlichsten hervor.

Der Typus unserer Art erinnert an *Marginella coniformis Sow.*[1]) aus dem Oligocän von Sto. Domingo, doch ist die Spira unserer Art etwas höher, die Mundöffnung etwas breiter, sowie die Form etwas schlanker; außerdem scheinen bei *M. coniformis*, nach der Zeichnung bei Guppy zu urteilen, die vier Falten der Spindel ganz parallel zu sein, was bei *M. Staffi* jedenfalls nicht der Fall ist. Nach Dall[2]) ist *M. coniformis* identisch mit der rezenten *M. guttata Dillwyn.*

Anzahl der Exemplare: 25 des Typus, 8 der Varietät altior.

Lokalität: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

15. *Marginella succinea, Conr.*

Taf. XIII, Fig. 15.

1889. Dall, Blake Rep. II, pag. 139, Taf. 19, Fig. 6.

Schale schlank, glatt, anscheinend aus 3—4 Umgängen bestehend, Nucleus nicht gut erhalten: Spitze des Gewindes abgestumpft, dieses selbst relativ hoch und nicht von Callus bedeckt. Die Mundöffnung ist schmal und fast spaltförmig, sie beginnt hinten als dünner Spalt und erweitert sich gegen vorn, was auf die vorn etwas ausgeschnittene Spindel zurückzuführen ist. Die Außenlippe ist leicht schwielig, weist aber keine Rinne hinter der Schwiele auf, diese hebt sich nur durch ihre hellere Farbe vom Rest des Umganges ab; die Außenlippe ist in ihrem mittleren Teile ein wenig gegen die Mundöffnung vorgezogen. Die Innenlippe ist nur sehr wenig schwielig und nicht verdickt, sie hat auf dem vorderen Teile zwei Paare von schiefen Falten, das

[1]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 45. — Guppy, Tert. moll. Jamaica, pag. 288, Taf. 17, Fig. 2.

[2]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 56.

vordere steht schiefer als das hintere, die vorderste Falte bildet zugleich den Spindelrand und geht in einer Kurve in die Außenlippe über.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe	11·2
Höhe des letzten Umganges an der Mundöffnung	9·3
Größter Durchmesser	4·9

Ich kann die mir vorliegende zierliche Spezies nicht von der rezenten *M. succinea Conr.* unterscheiden, auch Dall zitiert von unserem Fundort eine *Marginella*, ähnlich der *succinea*, wahrscheinlich handelt es sich um unsere Spezies. Wenn man unser Exemplar mit der Abbildung Dalls vergleicht, so kann man als Unterschiede nur finden, daß die Außenlippe der rezenten Art ein klein wenig geschweifter erscheint (nach außen hin), daß die Mündung im hinteren Teil etwas schneller an Weite zunimmt, und daß die größte Konvexität des letzten Umganges vielleicht etwas weiter vorn liegt. Diese Unterschiede sind äußerst geringfügig und ich wage nicht daraufhin unsere Art von *M. succinea* abzutrennen, denn Dalls Figur ist stark vergrößert (nahezu $4^1/_2$ mal) und dabei können sich, wenn die Vergrößerung nicht photographisch vorgenommen wird, leicht kleine Fehler in die Zeichnung des Umrisses einschleichen. In Beziehung auf die Größenverhältnisse stimmt unsere Art gut mit den Angaben Dalls überein. Zu bemerken ist, daß die Figur Dalls stark von derjenigen Conrads abweicht.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

16. *Cancellaria Zahni n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 16.

Schale klein, dick, kurz, aus einem Nucleus von 2 glatten Windungen und $3^1/_2$ kräftig skulpturierten Umgängen bestehend; das Gewinde ist kantig abgesetzt und ziemlich spitz, jede Windung ist im vorderen Teil gerundet und bildet im hinteren Teil einen breiten, im rechten Winkel zum vorderen stehenden flachen Absatz. Die Skulptur besteht aus kräftigen, dornigen Querrippen und feinen, weitstehenden Spiralbändern. Die Querrippen, zirka 8—9 auf jedem Umgang, beginnen an der Sutur und gehen über die ganze Windung hinweg; auf der Schulter des Umganges bilden sie lange Dornen, auf dem Rest des Umganges 3 (auf der letzten Windung 4—5) weniger lange Dornen. Die Spiralverzierung besteht auf den hinteren Windungen aus 3, auf der letzten aus 4 feinen, etwas erhabenen Bändern, die dort, wo sie die Rippen überschreiten, die erwähnten Dornen bilden; zwischen je zwei dieser Bänder finden sich 1—2 noch feinere, die auf den Rippen leichte Anschwellungen erzeugen; auf dem Kanal erkennt man eine Reihe weiterer solcher Bänder, die aber recht undeutlich sind. Die Anwachsstreifen sind bei gut erhaltener Oberfläche stets sehr fein. Die Sutur ist deutlich, aber nicht vertieft,

beim größten Individuum löst sich der letzte Umgang zum Teil vom Gewinde ab. Die Mundöffnung ist subtriangular mit drei kräftigen Falten auf der Spindel. Die Außenlippe ist scharf und weist im Inneren 6 zum Teil ziemlich deutliche, aber kurze Falten auf; die Innenlippe ist bei den größeren Individuen sehr schwielig, bei dem kleinsten viel weniger. Der Kanal ist sehr kurz, eine deutliche Fasziole faßt bei dem größten Exemplar einen tiefen und engen Nabel ein, bei dem mittleren und dem kleinsten Individuum verdeckt die Schwiele der Innenlippe den Nabel.

Dimensionen:	I	II
	Millimeter	
Höhe	15·1	9·5
Höhe der letzten Windung an der Mundöffnung	8·0	6·5
Größter Durchmesser ohne die Dornen	9·0	6·3

Diese Spezies ist eine der wenigen unserer Fauna, welche sich an pazifische Typen anschließen; mir scheint, daß ihr am nächsten die rezente *Cancellaria centrota Dall*[1]) aus der Nähe von Cocos Island, Golf von Panama, steht. Allerdings ist diese Art viel größer als die unserige, aber sie zeichnet sich auch durch sehr große Dornen aus. Leider ist mir keine Abbildung der Art bekannt, so daß eine genauere Vergleichung kaum möglich ist. Dall nennt sie „the most thorny spezies yet described". Die Dimensionen von *Cancellaria centrota* dürften ungefähr mit denen unseres kleinsten Individuums in ihren Verhältnissen übereinstimmen, während das größte Exemplar eine bedeutendere Gesamthöhe im Verhältnis zur letzten Windung hat, was auf die Loslösung des letzten Teiles jener Windung zurückzuführen ist. Da mir nur wenige Exemplare vorliegen, kann ich nicht entscheiden, ob dies ein Krankheitszustand oder die Norm ist. Der Hauptunterschied zwischen unserer Spezies und der *C. centrota* scheint mir die größere Anzahl der Windungen dieser letzteren zu sein. Unter den amerikanischen fossilen Arten kenne ich keine, welche unserer Art sehr nahe stände.

Anzahl der Exemplare: 3.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

17. *Cancellaria zapoteca n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 17.

Schale klein, dick, kurz, aus einem Nucleus (nicht gut erhalten) von zirka 2 Umgängen (letzter Umgang niedrig) sowie 5 kräftig skulpturierten Windungen bestehend; das Gewinde ist ziemlich hoch, die Umgänge sind gerundet und deutlich stufenförmig abgesetzt. Die Skulptur besteht aus Querrippen und Spiralstreifen. Auf der letzten Windung zählt man 15 Querrippen, von denen drei wulstartig verdickt sind, auf dem vorletzten Umgang finden sich 12—14 Querrippen, von denen mindestens eine wulstartig verstärkt ist. Diese schmalen,

[1]) Dall, Diagnose of new Species of Moll. from the W. Coast of Am. Proc. U. S. Nat. Mus. Vol. XVIII, 1895, pag. 13.

aber hohen Rippen beginnen an der Sutur und verlaufen über die ganze Windung; die Querrippen sind durch weite, konkave Zwischenräume getrennt. Auf den hinteren Umgängen beobachtet man 6 durch weite Zwischenräume getrennte, erhabene, ziemlich scharfe Spiralstreifen, diese stehen auf dem hinteren Teil der Windung enger als auf dem vorderen, der Abstand zwischen dem vierten und fünften Streifen (von hinten gerechnet) ist bedeutend größer als der zwischen den übrigen. Zuweilen schiebt sich nahe der hinteren Sutur noch ein feiner Streifen ein. Auf der letzten Windung zählt man 11—12 Spiralstreifen, hier aber schiebt sich außerdem zwischen je zwei dieser Streifen immer ein noch feinerer ein; diese Zwischenstreifen beginnen erst am Ende der vorletzten Windung. Die Mündung ist oval, vorn mit einem leichten Ausguß versehen; die Außenlippe ist gerade und durch einen Querwulst verstärkt, im Inneren weist sie bei dem größten Exemplar 11 deutliche und parallele, hinter dem äußeren Wulst liegende, kurze Falten auf, bei dem zweitgrößten Individuum sind diese nur schwach angedeutet, bei den kleinen fehlen sie. Die Innenlippe ist leicht schwielig, auf der Spindel sind 3 schiefe Falten vorhanden, von denen die zwei vorderen untereinander parallel sind, während die hintere durch einen weiteren Abstand getrennt wird, etwas schiefer steht und wohl auch ein wenig stärker ist; die vorderste Falte bildet zugleich den Spindelrand.

Dimensionen:	I	II	III	IV
	Millimeter			
Höhe	14·9	14·0	10·3	9·8
Höhe der letzten Windung an der Mündung	7·5	7·1	5·5	5·3
Größter Durchmesser	9·1	9·3	7·0	6·1

Ich habe die vorliegende Spezies vorläufig zu *Cancellaria* gestellt, obwohl sie in mancher Beziehung an *Admete* erinnert, entscheidend war für mich das Verhältnis der Falten auf der Spindel, welches dem von *Cancellaria* entspricht, während bei *Admete* die vorderste Falte kräftiger als die beiden hinteren ist.

Ich kenne keine Form, welche der unserigen sonderlich nahe stünde.

Anzahl der Exemplare: 4. (Eines im Besitze Dalls.)

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

18. *Pleurotoma albida Perry.* (*var.*)

Taf. XIII, Fig. 18.

1866. *Pleurotoma Barretti Guppy*, Tert. moll. Jamaica, pag. 290, Taf. 17, Fig. 6.
1869. „ *albida Dall*, Blake Rep. II, pag. 72 (cum syn.).
1890. „ „ Tert. Fauna of Florida, pag. 28, Taf. 4, Fig. 8a.

Diese außerordentlich variable Spezies ist bei Kilometer 70 der Tehuantepecbahn keineswegs selten; die Variabilität der Art ist so groß, daß man zuerst versucht ist, sie in mehrere Spezies zu zerlegen, bei näherer Untersuchung findet man jedoch, daß dies nicht möglich ist. Soviel ich sehe, ist die Spezies nirgends genauer beschrieben, und man ist im allgemeinen auf die Figuren angewiesen, von denen

nur die oben zitierten gut sind, eine exakte Beschreibung der mir vorliegenden Exemplare dürfte also wohl am Platze sein.

Schale spindelförmig, aus einem bei keinem unserer Exemplare gut erhaltenen Nucleus und zirka 8 skulpturierten Umgängen bestehend. Das Gewinde ist turmförmig, die Umgänge sind in der Peripherie mehr oder weniger stark gekielt und an der Naht eingeschnürt. Die Verzierung besteht aus spiralen Rippen und, besonders bei kleinen Exemplaren, auffallend kräftigen Anwachslamellen. Im allgemeinen finden wir auf den Windungen, abgesehen von der letzten, drei Hauptspiralrippen, eine findet sich hinten nahe an der Sutur, eine andere vorn nahe an der Sutur, und eine, die stärkste, dazwischen, aber der hinteren Hauptrippe etwas näher als der vorderen. Die beiden äußeren Rippen sind ziemlich scharf, die mittlere ist breit (besonders auf den letzten Umgängen größerer Individuen) und trägt auf beiden Kanten ein erhabenes feines Band, so daß die Rippe in der Mitte eingesenkt erscheint. Die vordere Hauptrippe ist besonders auf den ersten Windungen und bei jugendlichen Individuen viel schwächer als die beiden anderen, bei größeren Exemplaren ungefähr ebenso stark wie die hintere. Zwischen diesen Hauptrippen finden sich feine sekundäre Spiralrippen, deren Anzahl wechselt; bei ganz kleinen Exemplaren sind überhaupt keine Zwischenrippen vorhanden, bei größeren findet sich eine zwischen der vorderen und der mittleren sowie zwei zwischen der mittleren und der hinteren Hauptrippe sowie je eine zwischen der Sutur und der vorderen, beziehungsweise der hinteren Rippe. Bei größeren Exemplaren finden sich zirka 4 Nebenrippen zwischen der vorderen und der mittleren, zirka 5 zwischen der mittleren und der hinteren Hauptrippe, zirka 5 zwischen der Sutur und der vorderen Hauptrippe, außerdem beobachtet man eine kräftige Nebenrippe zwischen der Sutur und der hinteren Hauptrippe. Auf dem letzten Umgang alternieren vor den erwähnten 3 Hauptrippen stärkere und schwächere Spiralrippen in wechselnder Zahl, auf dem Kanal werden die Rippen gleichmäßiger. Auch die Nebenrippen wechseln sehr in Beziehung auf ihre Stärke. Es ist fast unmöglich, alle Variationen der Anordnung der Rippen bei den einzelnen Exemplaren aufzuzählen. Die Querverzierung besteht bei kleineren Exemplaren aus leistenförmig hervortretenden, schief gestellten Anwachslamellen zwischen den Rippen, bei größeren sind nur deutliche Anwachsstreifen sichtbar. Die Höhe und Schlankheit des Gewindes wechselt ziemlich stark. Die Mündung ist birnförmig, der Kanal lang und ziemlich weit, doch wechseln auch diese Verhältnisse etwas, wie man aus den Figuren sieht. Der Schlitz ist dreieckig und ziemlich tief, seine tiefste Stelle fällt mit der mittleren Hauptrippe zusammen. Die Außenlippe ist gekrümmt und dünn, die Innenlippe ist leicht schwielig, glatt und deutlich vom Rest der Schale abgesetzt.

Dimensionen:	I (ohne Nucleus)	II	III	IV
	Millimeter			
Höhe	33·2	21·1	20·1	14·8
Höhe der letzten Windung an der Mündung .	17·8	10·5	10·4	7·5
Größter Durchmesser	12·6	6·5	6·8	5·0

Die vorstehende Beschreibung bezieht sich nur auf die mir vorliegenden Exemplare und, wie man aus der Vergleichung der von Guppy und Dall abgebildeten Formen sieht, sind diese von den unserigen in Beziehung auf die Ornamentation recht verschieden, am meisten die *Pl. Barretti Guppy*. Allerdings scheint Dall[1]) neuerdings die *Pl. Barretti* von *Pl. albida* abtrennen zu wollen. *Pl. albida* weist auf allen Umgängen vier Hauptrippen auf und diese scheinen auch weniger scharf als die unserer Exemplare zu sein. *Pl. Barretti* läßt der Abbildung nach eigentlich nur zwei Hauptrippen unterscheiden und der Aufbau des Gewindes ist total verschieden von dem unserer Exemplare, die sich darin enger an *Pleurotoma albida*, wie Dall diese auffaßt, anschließen.

Da mir kein Vergleichsmaterial vorliegt, muß ich es vorderhand dahingestellt sein lassen, ob die mexikanische Form von *Pl. albida* abzutrennen ist oder nur eine Varietät darstellt; Dall[2]) hat sie früher offenbar mit *Pl. albida* identifiziert.

Pl. albida erscheint nach Dall bereits im Oligocän und läßt sich durch das Miocän und Pliocän bis zur Gegenwart verfolgen.

Anzahl der Exemplare: 8.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

19. *Pleurotoma venusta Sow. n. v. mexicana.*

Taf. XIII, Fig. 19.

1850. *Pleurotoma venusta Sowerby*, Foss. shells San Domingo, pag. 50, Taf. 10, Fig. 7.
1866. „ *Guppy*, Tert. moll. Jamaica, pag. 289.
1866. *Jamaicensis Guppy*, ibid., pag. 290, Taf. 16, Fig. 6.
1897. „ *venusta Guppy and Dall*, Tert. foss. Antillean Reg., pag. 305.

Schale klein, spindelförmig, mit einem turmförmigen Gewinde von mehr als sieben skulpturierten Umgängen, Nucleus nicht erhalten, Windungen gerundet. Sutur anliegend. Die Verzierung besteht aus schmalen Querrippen und Spiralbändern. Auf dem letzten Umgang sind zirka 15 schmale, leicht geschwungene Querrippen vorhanden, welche an der Sutur beginnen, aber auf dem Schlitzband niedrig sind, vor diesem schwellen sie an und gehen bei den hinteren Umgängen über die ganze Windung, auf dem letzten Umgang verflachen sie sich auf der Basis, reichen aber fast bis zum Kanal; auf dem letzten Viertel des Umganges sind keine Rippen vorhanden, der Beginn dieser Region wird durch einen relativ kräftigen Wulst bezeichnet. Die Spiralverzierung besteht aus schmalen Bändern, die durch linienartige Vertiefungen getrennt werden; die Spiralbänder finden sich auf der ganzen Breite des Umganges, gehen aber nicht über die Rippen hinüber, sondern sind nur in den Depressionen zwischen diesen sichtbar. Die Spiralbänder bedecken die ganze Basis. Das Schlitzband liegt nahe an der Sutur und ist schwach konkav. Die Öffnung ist nahezu birnförmig, der Kanal kurz und breit, die Außenlippe ist nicht vollständig

[1]) Dall, Tert. Fauna of Florida VI.
[2]) Dall in Spencer, Great Changes of level, pag. 24.

erhalten, war aber, nach den Anwachsstreifen zu urteilen, weit nach vorn ausgebogen; der Schlitz ist tief und breit, die Innenlippe ist glatt und ziemlich schwielig.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe	13·9
Höhe des letzten Umgangs an der Mündung	5·5
Größter Durchmesser	4·3

Die vorliegende Form steht der *Pl. venusta Sow.* so außerordentlich nahe, daß ich es nicht wage, sie spezifisch davon zu trennen, obwohl sie viel kleiner als der Typus ist. Unser Exemplar ist etwas schlanker als das von Sowerby abgebildete, aber die Spezies muß in Beziehung auf ihre Gestalt stark wechseln, da Dall, dem Material von den Antillen vorlag, auch *Pl. Jamaicensis Guppy* zu *Pl. venusta* zieht, obwohl jene Form viel gedrungener erscheint. Auffallend ist bei unserem Exemplar, sowie bei dem Original der große Schlitz und die stark nach vorn gekrümmte Außenlippe. Der Typus der Art scheint etwas stärker abgesetzte Umgänge als unser Exemplar zu haben. Alle diese Unterschiede sind jedoch angesichts der auffallenden und eigenartigen Verzierung, der Ähnlichkeit der Mündung und der Ähnlichkeit im Bau des Schlitzbandes so geringfügig, daß ich nicht wage, unsere Art von derjenigen aus dem Oligocän der Antillen abzutrennen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

20. *Pleurotoma Frechi n. sp*

Taf. XIII, Fig. 20.

Schale klein, spindelförmig, mit einem hohen turmförmigen Gewinde aus acht skulpturierten Umgängen und einem nicht vollständig erhaltenen Nucleus von zirka drei glatten Windungen bestehend. Die Windungen sind sehr wenig gerundet, die Sutur ist leicht vertieft und etwas wellig. Die Sutur ist von dem Schlitzband durch ein breites flaches Band getrennt, welches gegen das Schlitzband hin von einer erhabenen Spirallinie begrenzt wird. Die Verzierung besteht aus Spiralstreifen und Querrippen. Auf jeder Windung befinden sich zirka 13 schiefe, wenig hervorragende Querrippen, welche in der Mitte der Windungsbreite beginnen und dort etwas knotenartig verdickt sind; ihnen entsprechen undeutliche flache Knötchen auf dem breiten Band, welches die Sutur vom Schlitzband trennt. Die Spiralverzierung ist in eigenartiger Weise verteilt; auf dem breiten flachen Band, welches an der Sutur liegt, sieht man zwei fast mikroskopisch feine Spirallinien, eine kräftige Spiralrippe bildet die Grenze dieser Fläche gegen das Schlitzband; auf diesem letzteren beobachtet man vier feine Spirallinien, von denen die drei hinteren kräftiger als die vordere sind; dann folgen, da, wo die Rippen beginnen und über den Anfang derselben hinwegziehend, zwei deutliche Spirallinien; der Hauptteil der Rippen ist auf den hinteren Windungen vollständig frei von Spiralbändern, nur an einzelnen Stellen scheinen mikroskopisch

feine Spiralstreifen vorhanden zu sein. Auf der letzten Windung lassen sich die Querrippen bis auf die Basis verfolgen, wo sie allmählich gegen den Kanal hin verschwinden; hier sehen wir wieder dieselbe Ornamentation wie auf den vorhergehenden Windungen; der mittlere Teil ist fast vollständig frei von Spiralverzierungen, nur einige fast mikroskopische Streifen lassen sich unter der Lupe wahrnehmen; auf der Basis sind zirka 20 Spiralbänder vorhanden und zwischen ihnen finden sich je mehrere sehr feine Spiralstreifen. Die Mündung ist birnförmig, der Kanal lang und breit; die Außenlippe ist nicht vollständig erhalten, der Schlitz, welcher halbkreisförmig und mäßig tief ist, liegt hinter dem Beginn der Rippen und von der Sutur entfernt; die Innenlippe ist leicht schwielig und glatt.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe	25·8
Höhe der letzten Windung an der Mündung	13·1
Größter Durchmesser	8·2

Ich kenne keine amerikanische fossile Form, welche dieser höchst eigenartigen Spezies sehr nahe stünde; an ihr ist das Auffallendste, daß die Rippen fast ganz von Spiralverzierung frei sind, während gewöhnlich dort die Spiralstreifen am stärksten sind.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

21. *Pleurotoma (Surcula) Pearsoni n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 21.

Schale spindelförmig, dünn, mittelgroß, mit hohem, turmförmigen Gewinde, das aus acht skulpturierten Windungen und einem nicht vollständig erhaltenen Nucleus von ungefähr zwei bis drei (?) Windungen besteht. Die Umgänge sind gerundet und auf der Vorderseite stark konvex. Die Sutur ist deutlich, vor ihr befindet sich ein schmaler Kiel, der das breite, konkave und glatte Schlitzband von der Sutur trennt. Die Verzierung besteht aus kräftigen Querrippen und feinen Spiralbändern. Auf der letzten Windung befinden sich 11 bis 13 schief gestellte Querrippen, die in der Nähe des Schlitzbandes am höchsten sind und nach vorne etwas verflachen; auf der vorletzten Windung sind 12 bis 13 solcher Querrippen vorhanden, die in der Mitte dieser Windung am höchsten sind; ähnlich sind die vorhergehenden Windungen gebaut; auf der Basis der letzten Windung verschwinden die Querrippen fast ganz. Auf der vorletzen Windung zählt man vier bis fünf schmale Spiralbänder, die mit schmäleren und niedrigeren Spiralstreifen alternieren; diese Bänder und Streifen schwellen auf den Querrippen an und sind auf den dazwischen liegenden Depressionen sehr schwach. Auf der letzten Windung zählt man ebenfalls die fünf Spiralbänder, die mit feinen Streifen alternieren; dann folgen auf der Basis zirka 15 feinere Spiralbänder, von denen ebenfalls stärkere und schwächere alternieren, doch ist der Unterschied in der Stärke nicht so groß wie bei denen auf den Windungen. Die Mündung ist

bei keinem Exemplar vollständig erhalten; jedenfalls war sie birnförmig und ging vorne in einen mäßig breiten und verhältnismäßig langen Kanal über, der leicht nach rechts gebogen ist; das Ende des Kanals ist nicht ausgeschnitten. Die Außenlippe ist nirgends erhalten, nach den Anwachsstreifen zu urteilen war sie nach vorn gekrümmt, der Schlitz lag auf der Rampe und war ziemlich tief; die Innenlippe ist breit, glatt und leicht schwielig.

Dimensionen:	I	II
	Millimeter	
Höhe (ohne Nucleus)	37·3	33·2
Höhe der letzten Windung an der Mündung	16·7	13·6
Größter Durchmesser zirka	12·0	10·0

Unsere Art ähnelt der *Pleurotoma Henekeni Sow.*[1]) erstaunlich, ist aber im allgemeinen schlanker und die Windungen sind stärker abgeschnürt, außerdem stehen die Rippen sicherlich schiefer; sowohl Guppy[2]) wie auch Gabb[3]) scheinen die Spezies recht weit zu fassen; Gabb korrigierte den ursprünglichen Namen in *Pl. Henekeni* (siehe auch *Fusus isthmicus*). Gabb gibt nämlich an, daß er einige Exemplare fand, die kleiner als der Typus sind und die sich durch schiefer gestellte Rippen sowie schmälere und zahlreichere Spiralbänder auszeichnen; er zieht diese ebenfalls zu *Pl. Henekeni*; außerdem vereinigt er damit *Pl. Jaquensis Sow.*[4]), wozu Guppy noch *Pl. longicaudata Gabb*[5]) und *Pl. humerosa Gabb*[6]) fügt.

Aus Sowerbys ungenügender Beschreibung und recht mäßiger Abbildung, die übrigens weder die Breite des Kanals noch die Gestalt der Mündung recht erraten läßt, kann man kein genaues Bild der Spezies gewinnen; ich wage es deshalb nicht, unsere Spezies mit jener Art zu identifizieren, obwohl sie ihr sicherlich recht nahe steht. Dall zitiert eine *Pleurotoma* ähnlich *Henekeni Sow.* von unserem Fundort, jedenfalls handelt es sich um die vorliegende, nicht gerade seltene Art; er muß also wohl auch Unterschiede zwischen dieser Form und der von Haiti gefunden haben. Jedenfalls erscheint es mir angezeigt, auf Grund der oben angeführten Merkmale die beiden Spezies vorderhand getrennt zu halten.

Anzahl der Exemplare: 7.

Fundort: Kilometer 124 der Tehuantepecbahn.

22. *Pleurotoma (Drillia) subperpolita n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 22.

Schale klein, dick, glänzend, spindelförmig, mit einem hohen, turmförmigen Gewinde von 6 skulpturierten Umgängen. Die Windungen

[1]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 50, Taf. 10, Fig. 6.
[2]) Guppy, Mioc. Foss. Haiti, pag. 526.
[3]) Gabb, Geol. of Santo Domingo, pag. 207.
[4]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 51.
[5]) Gabb, Geol. of Santo Domingo, pag. 208.
[6]) Gabb, ibid., pag. 208.

sind gerundet, auf der Vorderseite am stärksten konvex; die Sutur ist deutlich leicht gewellt, nicht vertieft. Das Nahtband ist breit; zunächst der Naht folgt eine spirale Verdickung, dann eine spirale Rinne, welche die Rippen nahezu ganz abschnürt. Die Verzierung besteht aus 9—10 schiefen Querrippen auf jedem Umgang; diese sind am Nahtband leicht knotenartig verdickt, auf den hinteren Umgängen ähneln sie Knoten, die transversal verlängert sind; auf dem letzten Umgang sind sie leicht gebogen; sonst sind nur noch kräftige Anwachsstreifen vorhanden, spirale Verzierung fehlt vollständig. Die Mündung ist birnförmig und endigt in einem breiten, kurzen Kanal, der vorn leicht nach rechts gedreht und am Ende ein wenig ausgeschnitten ist. Die Außenlippe ist nicht vollständig vorhanden, aber aus dem existierenden Rest und den Anwachsstreifen sieht man, daß sie nach vorn ausgezogen ist; der Schlitz befindet sich auf der Rampe zwischen der spiralen Verdickung an der Naht und dem Beginn der Rippen, er ist tief und schmal, auf der Seite gegen die Naht hin weist er eine leichte Schwiele auf; die Innenlippe ist schmal, ziemlich schwielig und erhebt sich etwas über die Basis, von der sie durch eine schmale Rinne vorn getrennt ist.

Dimensionen:	I	II	III
	Millimeter		
Höhe	10·8	15·9	16·6
Höhe der letzten Windung an der Mündung	5·2	7·4	7·9
Größter Durchmesser	5·3	6·8	6·9

Die vorliegende Spezies ist trotz ihrer geringen Größe recht charakteristisch; sie gehört offenbar in die Nähe von *Drillia perpolita Dall*[1]) aus dem Pliocän von Florida, ist aber weniger schlank gebaut; außerdem sind die Rippen am hinteren Ende etwas verdickt und reichen nicht wie bei *Dr. perpolita* ziemlich deutlich bis an die Naht. Im Oligocän von Haiti existiert eine Art, welche zwar viel größer als unsere Spezies, sowie *Dr. perpolita* ist, aber ihr in mancher Beziehung ähnelt, ich meine *Dr. squamosa Gabb*[2]); nach der Abbildung Guppys handelt es sich um eine Art, welche keinerlei spirale Ornamentation aufweist. Nach Gabbs Text soll nun allerdings eine eigenartige schuppige Querverzierung vorhanden sein, die sich übrigens in der Abbildung bei Guppy nicht erkennen läßt; dadurch würde die Art sich wesentlich von unserer Gruppe unterscheiden; allerdings genügen Beschreibung und Abbildung nicht, um sich in diesem Falle eine richtige Vorstellung von der schuppigen Verzierung zu machen.

Unsere Art hat mit *Dr. perpolita* das völlige Fehlen von Spiralverzierungen, sowie die Politur der Schale gemein. Sie weist auch eine gewisse Ähnlichkeit mit *Drillia inaudita Böse*[3]) auf, nur daß diese Art viel größer und plumper ist.

Anzahl der Exemplare: 3.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

---

[1]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 36, Taf. 2, Fig. 2.

[2]) Gabb, Geol. of Santo Domingo, pag. 208. — Guppy, Mioc. foss. Haiti, pag. 527, Taf. 29, Fig. 7.

[3]) Böse, Fauna tert. Mexico I, pag. 48, Taf. 5, Fig. 18, 19.

23. *Pleurotoma (Drillia) Almagrensis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 23.

Schale klein, spindelförmig, mit hohem, turmförmigen Gewinde aus 9 skulpturierten Umgängen und einem Nucleus bestehend, der nicht vollständig erhalten ist. Die Windungen sind gerundet, aber nahe der hinteren Sutur eingeschnürt, die Sutur ist anliegend, sie wird von einem erhabenen Spiralband begrenzt. Die Verzierung besteht aus Spiralstreifen und Querrippen. Auf der letzten Windung befinden sich 11—12 ziemlich kräftige Querrippen, auf der vorhergehenden 8—10; diese Rippen beginnen vor dem breiten konkaven Schlitzbande, in das sie kaum hineinreichen und gehen bei den hinteren Windungen ziemlich gleichmäßig kräftig über den Rest der Windung; auf dem letzten Umgang verflachen sich die Rippen nach vorn und verschwinden auf der Basis; vor der Mündung findet sich eine wulstartig verbreiterte Rippe. Die Spiralverzierung besteht auf den hinteren Umgängen aus 4 breiten, oben flachen, auf den Rippen anschwellenden Bändern, von denen die beiden mittleren die kräftigsten sind. Zwischen je zwei Bändern liegen 2—5 feinere Spiralstreifen (stärkere alternieren mit schwächeren), ebensolche Spiralstreifen, und zwar zirka 8 an der Zahl finden sich auf dem breiten konkaven Schlitzband, das von der Sutur durch ein erhabenes Spiralband von rundlichem Querschnitt getrennt wird. Auf dem letzten Umgang beobachtet man 7—8 stärkere Spiralbänder, zwischen ihnen befinden sich, wie auf den anderen Windungen, feine Spiralstreifen (2—5); auf der Basis sind zirka 10 stärkere Spiralbänder von gerundetem Querschnitt vorhanden, zwischen die sich ab und zu ein feineres Band einschaltet. Die Mündung ist birnförmig, der Kanal relativ lang aber breit, vorn ein wenig ausgeschnitten. Die Außenlippe ist nicht ganz vollständig erhalten, doch ist sie, nach den Anwachsstreifen zu schließen, nach vorn ausgebogen, der Schlitz ist seicht und liegt auf der Rampe nahe an der Sutur; die Innenlippe ist glatt, etwas schwielig und erhebt sich bei einem Exemplar ein wenig über die Basis, während sie auf dem anderen von ihr durch eine schmale und scharfe Rinne im vorderen Teil getrennt ist.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe ohne Nucleus	22·0
Höhe der letzten Windung an der Mündung	9·5
Größter Durchmesser	7·3

Das zweite Exemplar ist bedeutend größer, doch ist der Kanal nicht erhalten, es dürfte eine Höhe von zirka 27 *mm* gehabt haben.

Auf den ersten Anblick erinnert unsere Spezies an *Drillia ostrearum Stearns* [1]); die Abbildung bei Tryon ist nicht sonderlich klar, aber ich verdanke es der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. W. H. Dall in Washington, daß ich ein rezentes Exemplar von Florida Keys mit unserer Spezies vergleichen konnte; darnach unterscheidet sich die lebende Art von der unsrigen durch die größere

[1]) Tryon, Man. Conch. VI, pag. 197, Taf. 34, Fig. 79.

Anzahl von Querrippen (18 auf dem letzten Umgang), die breiteren knd zahlreicheren, auch gröber gekörnelten Spiralbänder sowie den uürzeren und weiteren Kanal.

Anzahl der Exemplare: 2.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

24. *Pleurotoma (Drillia) Oerteli n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 24.

Schale klein, spindelförmig, robust, mit einem Gewinde von 6 skulpturierten Umgängen und einem Nucleus von $2^1/_2$ glatten Windungen, der oben abgestumpt ist. Umgänge stark gerundet, Sutur anliegend und von einem dicken Spiralband begrenzt, auf dessen höchstem Teil ein feiner Spiralstreifen liegt, der es kantig erscheinen läßt, Schlitzband schmal aber tief konkav. Die Verzierung besteht aus Querrippen und Spiralstreifen. Auf dem letzten Umgang befinden sich zirka 13, auf dem vorletzten zirka 11 kräftige, gerundete Querrippen; diese gehen auf den hinteren Umgängen von dem Schlitzband aus über die ganze Windung und erscheinen ihrer Stärke halber fast als längliche Knoten; diejenigen des letzten Umganges setzen sich bis nahezu über die ganze Basis fort. Auf dem Schlitzband sind drei feine Spiralstreifen vorhanden, auf den Rippen der vorletzten Windung vier, von denen die beiden hinteren etwas kräftiger sind und durch einen größeren Zwischenraum getrennt werden; auf der letzten Windung alternieren die vier erwähnten Bänder mit je einem schwächeren, auf der Basis sind weitere 6 Spiralbänder vorhanden. Alle diese spiralen Bänder erscheinen durch die kräftigen Anwachsstreifen leicht gekörnelt. Die Mundöffnung ist birnförmig, ein Kanal ist kaum differenziert, die Außenlippe ist dünn, in einiger Entfernung von ihr liegt ein kräftiger Querwulst, zwischen diesem und dem Lippenrand sind keine Querrippen vorhanden, sondern nur kräftige Anwachsstreifen. Die Außenlippe ist wenig nach vorn gekrümmt, der Schlitz ist seicht und reicht bis ganz nahe an die Naht; die Innenlippe ist glatt und ziemlich schwielig.

Dimensionen:	I	II
	Millimeter	
Höhe .	10·4	10·6
Höhe des letzten Umgangs an der Mündung	4·2	4·1
Größter Durchmesser	4·4	4·4

Die vorliegende Art dürfte wohl zur Gruppe der *Drillia leucocyma Dall*[1]) gehören; am ehesten wird sie mit der zu dieser gehörigen *Drillia hoplophorus Dall*[2]) zu vergleichen sein, doch weicht die Skulptur in ihren Details ab. Die Gruppe der *Drillia leucocyma* ist hauptsächlich im Pliocän verbreitet, doch kommt der Typus auch rezent vor.

[1]) Dall, Hemphill's shells, pag. 328, Taf. 10, Fig. 7.
[2]) Dall, Tert. Fauna of Florida, pag. 221, Taf. 14, Fig. 1a.

An unserer Spezies fällt vor allem das kräftige subsuturale Band auf, sowie das eingeschnürte Schlitzband, und das ist gerade das Hauptcharakteristikum der erwähnten Gruppe.

Anzahl der Exemplare: 4.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

25. *Pleurotoma (Drillia?) subconsors n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 25

Schale klein, spindelförmig, mit mäßig hohem Gewinde, das aus einem Nucleus von drei glatten Umgängen und sechs skulpturierten Windungen besteht. Die Umgänge sind wenig gerundet, die Sutur ist deutlich aber nicht vertieft, sie wird von einem kräftigen, erhabenen Spiralband begleitet, welches das mäßig breite, konkave und glatte Schlitzband von ihr trennt. Die Skulptur besteht aus feinen Querrippen und Spiralbändern. Auf der letzten Windung zählt man zirka 19, auf der vorletzten 17 Querrippen; diese stehen schief, sind schmal und wenig erhaben, sie werden durch etwas schmälere Zwischenräume getrennt. Auf den hinteren Windungen gehen die Querrippen vom Schlitzband ab über die ganze Windung, auf dem letzten Umgang verschwinden sie auf der Basis. Auf jeder der hinteren Windungen beobachtet man 5—6 relativ kräftige Spiralstreifen, welche auf der Kreuzung mit den Rippen Knötchen hervorrufen und dadurch der Schalenoberfläche eine gitterförmige Verzierung verleihen; von diesen Bändern ist das hintere ziemlich schwach, die drei darauffolgenden stärker als alle übrigen und auch durch weitere Zwischenräume getrennt. Zwischen diesen Bändern finden sich ganz feine Spirallinien (bis 5 an der Zahl). Auf dem letzten Umgang zählt man vor den 6 erwähnten Spiralbändern noch weitere 14 auf der Basis, die weniger granuliert erscheinen. Die Anwachsstreifen sind sehr kräftig und erzeugen vielfach, in den Zwischenräumen der Rippen, mit den sekundären Spirallinien eine feine Gitterstruktur. Die Mündung ist nicht erhalten, doch war sie jedenfalls länglich oval, der Kanal relativ lang, die Außenlippe etwas nach vorn gekrümmt, der Schlitz fast halbkreisförmig und auf der Rampe nahe an der Naht liegend; die Innenlippe ist leicht schwielig und glatt.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe	16·0
Höhe der letzten Windung an der Mündung	7·8
Größter Durchmesser zirka	5·0

Die vorliegende Art steht der *Pleurotoma consors Sow.*[1]) außerordentlich nahe, es ist sogar möglich, daß sie nur eine Varietät von ihr ist; ich beziehe mich hierbei auf die von Guppy abgebildete Form, da Sowerby keine Figur gegeben hat und seine Beschreibung recht unbefriedigend ist. Mir fallen an der Abbildung folgende Unter-

[1]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 50. — Guppy, Mioc. foss. Haiti, pag. 527, Taf. 28, Fig. 7.

schiede auf: bei unserer Form ist die Spira niedriger als bei *Pl. consors*, die Figur wohl noch etwas schlanker, die Spiralverzierung ein wenig kräftiger, die Zahl der Spiralbänder etwas kleiner. Da ich kein Vergleichsmaterial von Santo Domingo besitze, so ist es mir unmöglich festzustellen, ob unser Exemplar eine bloße Varietät der *Pl. consors* darstellt oder ob es spezifisch verschieden ist; jedenfalls steht es ihr außerordentlich nahe.

Sowerby weist auf die Ähnlichkeit der *Pl. consors* mit *Pl. militaris Hinds* hin, Gabb[1]) identifiziert sie mit ihr. Ich kann darüber nichts aussagen, da mir die Arbeit von Hinds nicht zugänglich ist.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

26. *Pleurotoma (Ancistrosyrinx) aff. radiata Dall.*

Taf. XIII, Fig. 26.

Schale klein, mit schraubenförmigem, aus zirka 6 Umgängen bestehenden Gewinde, Nucleus nicht erhalten. Die Windungen sind mit einem scharfen Kiel versehen, der nach rückwärts ziemlich scharfe Zähne aufweist; sie sind auf der vorderen Windung abgebrochen und waren anscheinend dornig. Das Schlitzband ist breit und flach, ohne jede Verzierung, es wird, gegen die eng angepreßte Sutur hin, von einem feinen Spiralstreifen, gegen vorn von einem kräftigen, schmalen Spiralkiel begrenzt; zwischen diesem und dem mit Dornen besetzten Kiel zieht sich ein breites, konkaves, glattes Spiralband hin; zwischen dem gezähnten Kiel und der vorderen Sutur liegen zwei deutliche Spiralbänder; auf der konischen Basis und dem Kanal der letzten Windung sind zirka 13 kräftige Spiralstreifen, durch relativ weite Zwischenräume getrennt, vorhanden. Die Mündung ist nicht erhalten, war aber wohl dreieckig; der Kanal ist sehr lang und an der Spitze etwas gebogen; die Innenlippe scheint glatt und wenig schwielig gewesen zu sein, doch ist sie stark verwittert, der Schlitz scheint, nach den undeutlichen Anwachsstreifen, ziemlich tief gewesen zu sein. Die Höhe des Exemplars beträgt 16·2 *mm*.

Leider ist das vorliegende merkwürdige Exemplar nicht gut erhalten, aber man erkennt doch, daß es sich um eine *Ancistrosyrinx* handelt, welche der *A. radiata Dall*[2]) recht nahe steht; sie unterscheidet sich wohl hauptsächlich durch den engeren Kanal und die weniger starken Dornen. Vielleicht ist dies die Art, welche Dall von unserem Fundort als *Pleurotoma* ähnlich *cedonulli Reeve* zitiert, nur daß diese letztere Art schlanker zu sein scheint.

Ich möchte hier bemerken, daß ich geneigt bin auch *Pleurotoma veracruzana Böse*[3]) zu *Ancistrosyrinx* zu stellen, obwohl die Skulptur viel einfacher ist, als bei den bisher bekannten Arten; die Spezies ist von der vorliegenden durch die breite, völlig glatte Rampe ver-

[1]) Gabb, Geology of Santo Domingo, pag. 207.
[2]) Dall, Blake Rep. II, pag. 78, Taf. 12, Fig. 12.
[3]) Böse, Faunas Terc. Mexico, pag. 60, Taf. 5, Fig. 20, 21.

schieden, sowie durch das Fehlen der beiden Spiralstreifen zwischen Kiel und vorderer Sutur; bei *Pl. veracruzana* ist nur einer nahe der Sutur vorhanden.

Anzahl der Exemplare: 1.

Fundort: Kilometer 124 der Tehuantepecbahn.

27. *Pleurotoma* (*Clathurella*, *Glyphostoma*) *Dalli n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 27.

Schale spindelförmig, aus einem Nucleus von drei Umgängen und 7 skulpturierten Windungen bestehend. Die erste Windung des Nucleus ist knopfartig abgerundet, aber bei dem vorliegenden Exemplar mit einer seitlichen runden Wulstung versehen, die beiden folgenden Umgänge sind glatt, aber anscheinend leicht gekielt. Das Gewinde ist turmförmig, die Umgänge sind gerundet. Die Verzierung besteht aus spiralen Bändern und Streifen, sowie aus transversalen, kräftigen Rippen. Die transversale Verzierung besteht auf dem letzten Umgang aus 12 (15 bei dem größeren Exemplar), auf den weiteren Umgängen aus 8 kräftigen Rippen, die am Schlitzband ziemlich abrupt beginnen und über die Peripherie hinüberziehen; auf der letzten Windung zerspalten sich diese Rippen an der Basis in zwei und in einem Falle sogar in drei Teile, von denen allerdings der mittlere sofort verschwindet (auf dem größeren Exemplar findet die Spaltung erst gegen die Mündung hin statt); gegen den Kanal hin verflachen sie sich und verschwinden schließlich. Die spirale Verzierung besteht auf dem Schlitzband aus 4 feinen erhabenen Streifen, die durch weite Zwischenräume getrennt werden, auf dem Rest der Windung aus breiten, erhabenen, oben flachen Streifen, die nur da, wo sie über die Querrippen gehen, rundlich werden und fast Knoten bilden, auch auf dem Kanal sind sie gerundet; breitere Bänder alternieren mit schmäleren und weniger hohen, die Zwischenräume sind schmäler als die Bänder; auf der vorletzten Windung zählt man 4 breitere und 5 schmälere Bänder, auf der letzten Windung zählt man, ebenfalls von dem Schlitzband ab, 4 breitere Bänder, die mit 5 schmäleren alternieren, dann folgt ein sehr schmales Band und von dort ab bis zum Kanalende sind die Bänder ziemlich von gleicher Breite und mehr gerundet (auf dem größeren Exemplar sind die Bänder der letzten Windung im hinteren Teil fast überall gleich breit, doch ist auch das erwähnte sehr schmale Band vorhanden; gegen den Kanal hin nimmt die Breite der Bänder sehr allmählich und gleichmäßig ab). Das Schlitzband ist breit und konkav. Die Basis ist konisch verlängert und gerundet. Die Mündung ist lang birnförmig, der Kanal ziemlich lang und weit, leicht nach rechts und rückwärts zurückgebogen. Nahe an der Sutur befindet sich der gerundete ziemlich tiefe Schlitz, dessen Rand schwielig und leicht nach außen umgebogen ist; dort, wo der Rand des Schlitzes in die Innenlippe übergeht, befindet sich eine kurze, ziemlich starke Schwiele, welche gegen den Schlitz hin etwas vorspringt. Die Außenlippe ist scharf, doch liegt hinter ihr ein starker Wulst, der auf dem Schlitzband beginnt und bis fast zum Ende des

Kanals reicht; bei dem größeren Exemplar ist die Außenlippe leicht gezähnt, bei dem kleineren befinden sich, von den Zähnen durch einen glatten Raum getrennt, auf dem vorderen Teil der Außenlippe zirka 8 innere schiefe und kurze Falten, die nach vorn hin stärker werden. Die Innenlippe ist etwas oberhalb der Mitte leicht gezähnelt, ebenso der Spindelrand. Die Oberfläche der ganzen Schale ist mit einer feinen netzförmigen Punktierung oder Körnelung versehen.

Dimensionen:	Millimeter
Höhe	36·4
Höhe der letzten Windung an der Mündung	20·0
Größter Durchmesser	12·2

Die vorliegende eigenartige Spezies nähert sich in ihrer Skulptur der *Glyphostoma Gabbi Dall*[1]), ist aber bedeutend größer und der Kanal ist viel länger, außerdem sind die Spiralbänder nicht gerundet, sondern flach, die Körnelung an der Sutur fehlt etc.

Der lange Kanal gibt unserer Spezies ein fremdartiges Aussehen, aber man wird sie kaum von *Glyphostoma* trennen können; bezeichnend ist auch die netzförmige Punktierung der Oberfläche, die Dall als „shagreening" bezeichnet; bei unserer Spezies ist diese Punktierung sehr regelmäßig netzförmig und bereits bei zirka dreifacher Vergrößerung deutlich sichtbar, sie erinnert etwas an die Punktierung der Terebrateln. Dall[1]) erwähnte von unserem Fundplatz *Glyphostoma Gabbi*, vielleicht handelt es sich um ein junges Exemplar unserer Spezies, bei welcher der lange Kanal abgebrochen war; ich habe sonst bisher von der Fundstelle kein Exemplar von *Glyphostoma* gesehen.

Glyphostoma habe ich als Untergenus zu *Clathurella* gestellt; Cossmann[2]) meint, daß die von Dall zitierten Spezies sich kaum von *Clathurella* unterscheiden lassen; mir scheint jedoch erstens die Punktierung der Schale und zweitens das Vorhandensein des starken Wulstes hinter der Außenlippe genügenden Grund zu geben, um *Glyphostoma* als Subgenus von *Clathurella* abzutrennen; dazu kommt übrigens noch, besonders bei der vorliegenden Spezies, die starke Verlängerung des Kanals.

Die nächststehende Art, *Glyphostoma Gabbi*, ist, soviel ich weiß, bisher nicht fossil bekannt, wenn man nämlich von der oben zitierten Notiz Dalls absieht, doch kommt das Subgenus bereits im Miocän von Florida, sowie im Oligocän von Santo Domingo vor.

Anzahl der Exemplare: 2.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn.

28. *Conus Almagrensis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 28.

Schale klein, konisch, mit niedrigem Gewinde, aus sechs skulpturierten Umgängen und einem glatten Nucleus von zwei Windungen

[1]) Dall, Blake Rep. II, pag. 108, Taf. 18, Fig. 4, 5, 7, 8.
[2]) Dall in Spencer, Great Changes of level, pag. 24.
[3]) Cossmann, Paléoconch. comp. II, pag. 124.

bestehend, deren hinterste niedergedrückt erscheint. Die Spira hat konkave Seiten, die sich aus den treppenförmig aufsteigenden Umgängen aufbauen. Die Schulter der Umgänge ist schwach gekörnelt, bei den hinteren Windungen deutlicher als bei der letzten; die Rampe der Windungen ist schwach konkav. Die letzte Windung ist sehr groß, mit einer scharfen, gekörnelten Kante an der Schulter. Die Anwachsstreifen sind sehr kräftig auf der Spira, schwach auf der vorderen Seite der letzten Windung. Auf der vorderen Seite des letzten Umganges beobachtet man breite Spiralstreifen, die durch feine Spiralrinnen in der Oberfläche entstehen; die Bänder beginnen an der Innenlippe, drei bis vier von ihnen werden während ihres Verlaufes durch eine Rinne in Bänderpaare geteilt; bei den vorderen scheint eine solche Teilung angedeutet zu sein, doch ist sie nicht klar zu erkennen. Unter der Lupe erkennt man Spuren sehr verwischter, fast mikroskopischer Spiralstreifen auf dem ganzen Körper der letzten Windung. Die Mundöffnung ist nicht erhalten, war aber jedenfalls schmal, die Außenlippe vermutlich der Spindel fast parallel; nach den Anwachsstreifen zu urteilen, war die Außenlippe schwach nach vorn ausgekrümmt. Der Schlitz war tief und fast dreieckig, er nahm die Breite der Rampe ein. Der Spindelrand ist glatt, der Vorderteil der Mündung gerundet und nicht ausgeschnitten.

Dimensionen:	I	II
	Millimeter	
Höhe	20·4	19·0
Höhe der letzten Windung an der Mündung	16·5	15·5
Größter Durchmesser ungefähr	10·1	10·0

Dall zitiert von unserem Fundplatz einen *Conus* ähnlich *leoninus*, vielleicht handelt es sich um unsere Art; diese weist in der Tat eine gewisse Ähnlichkeit mit *Conus leoninus*[1]) auf, ist aber schlanker und unterscheidet sich anscheinend durch das Vorhandensein der paarigen Bänder auf dem Vorderteil der letzten Windung; eine genauere Präzisierung der Unterschiede würde sich nur auf Grund direkter Vergleichung lebender Exemplare durchführen lassen, da Beschreibung und Abbildung bei Sowerby nicht sonderlich klar sind. Ich will nicht unterlassen, auf die große Ähnlichkeit, welche zwischen unserer Art und dem *Conus stenostoma Sow.*[2]) besteht, hinzuweisen. Allerdings scheint diese aus dem Oligocän Jamaikas stammende Art bedeutend größer zu sein als *Conus Almagrensis*, aber die ganze Form ist recht ähnlich, wir finden ungefähr dieselbe Spira mit konkaven Seiten, die gekörnelte Kante der Windungen, die eigenartige Krümmung des Körpers der letzten Windung, die paarigen Bänder usw. Nur die Gestalt der Mündung dürfte wohl verschieden sein, obwohl ich auch das nicht mit voller Sicherheit sagen kann, da bei meinen Exemplaren die Außenlippe abgebrochen ist; da dies aber ganz kurz vor der Mündung geschehen ist, so müßte sich die Erweiterung des vorderen

[1]) Sowerby, Thes. conch. III, no. 218, Fig. 232.

[2]) Sowerby, Foss. shells San Domingo, pag. 44. — Guppy, Tert. moll. Jamaica, pag. 287, Taf. 26, Fig. 2.

Teiles, die an dem von Guppy abgebildeten Exemplar auffällt, schon bemerkbar machen, was jedoch nicht der Fall ist.

Anzahl der Exemplare: 2.

Fundort: Kilometer 70 der Tehuantepecbahn[1]).

II.

Vergleichung hauptsächlich mit europäischen und lebenden Arten.

Herr Dr. E. Böse sandte mir vor einiger Zeit die bei neuen Aufschlüssen, hauptsächlich bei Kilometer 70 gesammelten und von ihm ausführlich beschriebenen Fossilien, im ganzen 28 Arten, mit dem Wunsche, ich möchte dieselben mit europäischen Formen vergleichen. Sofort nach meiner Rückkehr vom Ferienaufenthalte machte ich mich mit Vergnügen an diese Arbeit, ein Vergnügen, welches um so größer war, da ich mich ja mit einer ähnlichen Fauna (von Gatun: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. LVIII. 1908. 4, pag. 673—760.) ganz vor kurzem beschäftigt habe. Prof. Kittl, der Leiter der geologisch-paläontologischen Abteilung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums, stellte mir, in so oft geübter Liberalität, die große Sammlung der tertiären Mollusken und die Bibliothek zur Verfügung, wofür ich verbindlichsten Dank sage. — Ich konnte es nicht über mich bringen (trotz der Autorisation), an dem erschöpfenden Manuskripte Dr. Böses irgendwie weitergehende Änderungen vorzunehmen und entschloß mich, meine Vergleichungsergebnisse in einem Anhange anzufügen. — Zunächst will ich es aussprechen, daß die kleine Fauna einen jung-

[1]) Wenn ich die im vorstehenden behandelten Arten überblicke, so muß ich gestehen, daß ich es begreife, wenn Dall bei der Altersbestimmung der ihm vorgelegenen Formen zwischen Obermiocän und Pliocän schwankte. Wenn er sie schließlich als Pliocän bestimmte, so dürfte er damit der Wahrheit nahe gekommen sein. Wenn E. Böse von der ihm bekannten Gesamtfauna sieben Formen findet, die im „Oligocän der Antillen" vorkommen und weitere acht, die solchen des Antillen-Oligocän sehr nahe stehen, so bestärkt mich dies nur in meiner Meinung, daß die Altersbestimmung des betreffenden Antillen-Oligocän nicht außer allem Zweifel steht, wie ich dies schon bei meinen Schlußfolgerungen über die Fauna von Gatun ausgeführt habe. Es wäre gewiß eine lohnende Arbeit, die Antillen-Tertiärfauna in ihrer Gesamtheit einer vergleichenden Revision, unter sorgfältiger Berücksichtigung auch der europäischen Tertiärfaunen, besonders jener des mediterranen Gebietes, zu unterziehen.

E. Böses erste Annahme, daß man es in Tehuantepec mit Äquivalenten des Obermiocän zu tun habe, würde mich nach der vergleichenden Arbeit glauben machen, daß man es mit einer miopliocänen Fauna zu tun habe, deren genauere Altersbestimmung sich vielleicht später, wenn erst eine größere Anzahl von Arten vorliegen wird, wird vornehmen lassen. E. Böse hält die bei Kilometer 70 gefundenen Formen für die älteren und möchte sie in das ältere Miocän einreihen. Wenn man aber die in der Tabelle angeführten 27, im Vorliegenden beschriebenen, Arten von Kilometer 70 zählt, so findet man darunter elf, die mit rezenten und elf, die mit pliocänen Arten als näher verwandt bezeichnet werden, während nur acht mit den Formen des Oligocän („Antillen-Oligocän") verglichen werden.

Franz Toula.

tertiären Charakter an sich trägt und kaum eine Form enthält, welche sich nicht mehr oder weniger innig an mediterrane: obermiocäne oder pliocäne Formen anschließen würde und daß dieselbe dagegen nur wenige Anklänge an die, von mir gleichfalls für jungtertiär gehaltene, viel formenreichere Fauna von Gatun aufweist. Ich habe auch in diesem Falle nicht unterlassen, die rezenten Arten zum Vergleiche herbeizuziehen, soweit sie sich in der großen Sammlung der zoologischen Abteilung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums vorfinden. Herr Kustos Dr. Sturany hat mir diesen Teil der Arbeit möglich gemacht, wofür ich ihm bestens danke.

Ich will nun die einzelnen Formen in der Reihenfolge Böses in Vergleich ziehen.

1. *Protula virginica Conr. sp.*

Taf. XII, Fig. 1

könnte ich außer Betracht lassen. Es mögen ganz wohl, wie Böse annimmt, *Serpula*-Röhrchen sein.

Im Naturhistorischen Hofmuseum finde ich eine nicht näher bestimmte *Protula sp.* von Rhodus, die sich nur durch die weniger dicken Röhren unterscheidet. Von Kephalonia (Lixuri) finden sich ebenso weite und weitere Röhren von ganz demselben Charakter. Aber auch im Wienerbecken, zum Beispiel in Perchtoldsdorf bei Wien, finden sich ganz analoge Stücke vor.

2. *Pecten (Chlamys) cactaceus Dall*

Taf. XII, Fig. 2

erinnert an die viel stärker gewölbten, als *Pecten scabrellus Lamarck* bezeichneten Formen. Man vergleiche etwa die von Fontannes (Moll. plioc. Vallée du Rhône. II. Taf. XII, Fig. 2 u. 3) abgebildeten Formen, nur ist die Zahl der Rippenbündel bei diesen etwas größer. Die *Opercularis*-Formen sind viel reichrippiger und unterscheiden sich durch den tiefen Byssusausschnitt. Auch die Innenseite mit den elf Doppelrippen, die in die Zwischenräume zwischen je zwei Hauptrippen fallen, sind ganz ähnlich wie bei *Pecten scabrellus*, wie er mir von Castell' Arquato (einer viel höher gewölbten Form) und von Asti vorliegt.

Unter den *Pectines* des Mittelmeeres finde ich nur eine Art, welche in der Bündelung der 10—12 Rippen Ähnlichkeit hat. Sie ist als *Propeamussium hyalinum Poli* bezeichnet und liegt mir aus dem Hafen von Palermo vor. Die Hauptrippen sind flacher, die Einbuchtung der linken Klappe etwas stärker. Auf den Ohren waltet jedoch die Radialrippung weit vor. Die Innenseite ist nicht ähnlich. Auch *Pecten sulcatus Lam. var.* von „Patrasso" hat ähnliche Rippenbündelung, die gegen den Schloßrand schärfer hervortritt, wie bei der erstgenannten Art. In der Nähe der Schalenspitze ist die Oberfläche glatt mit konzentrischen feinen Anwachslinien. Die Schale ist etwas stärker gewölbt. — Die viel zahlreichere Rippenbündel aufweisenden Stücke von *Pecten*

(*Epipecten*) *opercularis L.* zeigen, wie gesagt, in der Skulptur viele Ähnlichkeit, auch die Innenseite und die Schalenspitze ist ganz ähnlich, aber die Ohren sind stark radial gerippt. — Dall führt *Pecten cactaceus* von demselben Fundort (70 *km*) aus dem Pliocän an.

Böse führt auch das Vorkommen von glatten *Pectines* an, die er zum Teil als wahrscheinlich zu *Amussium Mortoni Rav.* gehörig bezeichnet. Mir liegen die betreffenden Schalenbruchstücke nicht vor. Sie würden an die glatten *Pleuronectes*-Formen von Gatun erinnern.

3. *Dentalium rimosum Böse*

Taf. XII, Fig. 3

wie es in der Abhandlung über das Tuxtepec-Pliocän Taf. III, Fig. 1 abgebildet wird, würde sich ganz wohl mit dem *Dentalium badense Partsch* vergleichen lassen. Die kleinen Stücke vom 70. Kilometer erinnern aber mehr an die als *Dentalium elephantinum. Brocc.* bezeichneten Stücke, wie sie mir von Lapugy vorliegen. Die Stücke vom 70. Kilometer sind etwas schlanker gebaut, mit kräftig längsgerippter, der Spitze näher liegenden Partie. Die ausgesprochene Sechszahl der Hauptrippen sehe ich nur bei einem der kleinen Stücke. Meiner Meinung nach wäre vor allem die letztgenannte Art in näheren Vergleich zu bringen und *Dentalium rimosum Böse* an die beiden Miocänarten anzuschließen. Die Stücke von *Dentalium elephantinum Lin. var. b. Lam.*, wie sie mir von Castell' Arquato vorliegen, haben in der Tat einen scharf ausgesprochenen sechsseitigen Querschnitt nahe der Spitze, wenngleich dieser auf eine viel weitere Erstreckung hin anhält. F. Fontannes bildet (Moll. plioc. Rhône und von Roussillon) Taf. XII, Fig. 3—5 ein *Dentalium delphinense* ab, welches mir von allen mir bekannt gewordenen Arten am ähnlichsten erscheint, wenn ich nur die mir vorliegenden Stücke von Tehuantepec vergleiche, besonders das Fig. 5 abgebildete Stück. Von rezenten verwandten Formen möchte ich verweisen auf *Dentalium elephantinum Gmel.* von den Philippinen (nur ein Stück davon liegt mir vor, es ist stark gekrümmt) und *Dentalium hexagonum Gld.* von Hongkong und Japan. Dieses hat nur vereinzelte Einschubrippchen.

Dalls *Dentalium megathyris* (Albatros Report, Bull. Mus. comp. Zool. XLIII, 1908, pag. 357, Taf. XIX, Fig. 1), welches lebend im Golf von Panama, im Golf von Kalifornien, bei den Galapagos-Inseln, bei Tehuantepec usw. vorkommt, steht der Böseschen Form, meiner Meinung nach, wohl recht nahe. Leider ist das abgebildete Exemplar gerade an der Spitze stark beschädigt, so daß sich kein sicherer Schluß ziehen läßt. Eine andere lebende Form, welche in Vergleich zu ziehen wäre, ist das *Dentalium callithrix Dall*, das vom Cape Fear bis Grenada gefunden wurde (Bull. U. S. Nat. Mus. Nr. 37, 1889, pag. 76, Taf. XXVII, Fig. 10), eine Art, welche gleichfalls, gegen die Spitze zu, einzelne kantige Hauptlängsrippen, eine ähnliche Einschiebung von Rippen und eine Anwachsstreifung zeigt.

4. *Solarium Almagrense Böse.*

Taf. XII, Fig. 4.

Mit dieser Form kann ich zwei Arten aus der Sammlung des Hofmuseums in Vergleich bringen, und zwar:

Solarium pseudoperspectivum Brocc. von Castell nuovo. Die Form der etwas größeren Schalen ist ganz ähnlich, auch in bezug auf den scharfen Randkiel und die Ornamentierung, nur ist die letztere weniger scharf ausgeprägt. Jeder Umgang trägt oben 7 Spiralbänder mit transversalen, sehr zarten Einschnitten (Anwachslinien). Auch die Unterseite ist recht ähnlich, nur zarter ornamentiert, besonders gegen den scharfen Rand zu. — *Solarium semisquamosum Bronn*, mit der Fundortangabe Sizilien, ist an der Oberfläche von größter Ähnlichkeit und ebenso auf der Unterseite, und wieder unterscheidet nur die etwas zartere Ornamentierung, die bedeutendere Größe und der Umstand, daß der Randkiel nicht so ausgesprochen nach abwärts gebogen erscheint. — Gehört wohl zu derselben Formengruppe mit dem größeren *Solarium gatunense Toula*, mit nur vier Spiralbändern.

Solarium granulatum Desh. (Sowerby Thes. Taf. CCL, Fig. 1, 2) hat eine ganz abweichende Detailskulptur, mit förmlicher Körnelung, da wäre *S. quadriceps* aus der Bai von Panama viel ähnlicher.

5. *Natica canrena (Linné) Böse.*

Taf. XII, Fig. 5.

Das auffallendste, allen Exemplaren gemeinsame Merkmal ist die kleine Schwiele und der von dieser in die Nabeltiefe ziehende Wulst. Die Form der Schale stimmt auf das beste mit den im Wiener Becken als *Natica millepunctata Lam.* (M. Hörnes Wiener Becken, pag. 518, Taf. XLVII, Fig. 1, 2) bezeichneten kleinen Exemplaren, bei welchen ab und zu dasselbe Verhalten auftritt. Mir liegen große Exemplare unter derselben Bezeichnung von Piacenza und Castell' Arquato vor, die früher auch als *Natica canrena Brocc. var.* bezeichnet worden sind und zum Teil noch die Punktierung zeigen, während diese bei den kleinen Individuen von Baden (bei Wien) ganz fehlt. Auch bei den Stücken vom 70. Kilometer ist keine Punktierung wahrnehmbar. — F. Fontannes (Rhône, Roussillon Bd. I, VII, Fig. 9*a*) bildet eine *N. companyoi* ab, die der *millepunctata* nahe steht und eine sehr ähnliche Beschaffenheit der Mündungsseite aufweist. Trotzdem bleibt es aber meine Meinung, die auch pliocäne *millepunctata* sei die ähnlichere, vielleicht sogar übereinstimmende Form.

6. *Natica subinterna Böse*

Taf. XII, Fig. 6

unterscheidet sich von *Natica canrena Böse* durch den völligen Abgang der kleinen Schwiele und des Wulstes, in allen anderen Beziehungen scheinen sich die beiden Formen sehr nahe zu stehen. Ein Individuum mit so völlig zurücktretenden Schwiele und Spiralwulst habe ich darunter freilich nicht finden können, dagegen bildet Sacco

(Moll. Piem. Lig. IX, Taf. II, Fig. 4 u. 10) Varietäten mit ganz ähnlichem, völligen Zurücktreten des Wulstes ab. (Fig. 4 aus den Hügeln von Turin, Fig. 10 von Astigiana. Letztere aus dem Piacenziano.)

7. *Niso striatula Böse*

Taf. XII, Fig. 7

steht zweifellos *Niso eburnea Risso* von Baden mindestens sehr nahe. Womöglich sind jedoch die mir vorliegenden Stücke von Alta villa und Monte mario noch ähnlicher. Wenn ich einen Unterschied angeben sollte, so wäre es nur der, daß die Individuen von Tehuantepec häufigere Unterbrechungen des Wachstums, und zwar schon nahe der Spitze beginnend, aufweisen, während die mir vorliegenden europäischen Stücke nur in etwas späterem Stadium des Wachstums alte Mundränder erkennen lassen. Es ist dies jedoch nur ein sehr nebensächliches Merkmal, wie das in dieser Beziehung ganz verschiedene Verhalten zweier Stücke von Pisa beweisen kann.

Bei Sacco (Bellardi-Sacco Piem. XI, Taf. I, Fig, 45, 46, 49, 50) findet sich eine Reihe von Formen als Varietäten von *Niso terrebellum Chemn.* von Astigiana und Stazzano (Piacenziano und Astiano), welche sich von der Tehuantepec-Form kaum unterscheiden lassen, Formen, die auch ins Miocän (Torton) zurückreichen.

Unter den von Tryon (Conch. VIII) verzeichneten Arten scheint *Niso terrebellum* (l. c. pag. 288, Taf. LXXI, Fig. 27), von den Nicobaren, am ähnlichsten zu sein. *Niso (Bonellia) terebellata Desh.* (Michelotti, Descr. foss. tert. mioc. I, Taf. V, Fig. 8) ist sehr ähnlich, aber weiter genabelt. Ähnliche *Niso*-Formen reichen auch in das Unteroligocän zurück, zum Beispiel *N. acuta v. Koenen* von Lattdorf (Abh. d. preuß. geol. Landesanst., X, Taf. XLII, Fig. 21, 22), eine etwas kleinere, spitzigere Art mit engerer Mundöffnung.

Die rezente *Niso interrupta (Sow.) Dall* („Blake"-Rep. II, Taf. XVIII, Fig. 5—6) ist sicherlich eine nahe verwandte Art, die Unterschiede hat Böse scharf hervorgehoben. Die miocäne *Niso lineata (Conr.) Dall* (Florida, pag. 245, Taf. XX, Fig. 4) dürfte ebenfalls zu den Verwandten gehören, zeigt aber, wie die vorher genannte, eine untere Kante auf dem letzten Umgange, die freilich auch bei kleinen Exemplaren Böses wenigstens angedeutet ist.

Der Typus *Niso terebellum* reicht auch ins Eocän zurück. Mir lag ein Stückchen von Brook vor, das recht ähnlich ist.

8. *Scala (Acrilla) Weigandi Böse*

Taf. XII, Fig. 8

liegt mir nur in zwei Stücken vor, die mir jedoch nicht in vollkommener Übereinstimmung zu stehen scheinen. Das kleinere Stück hat etwas stärker gewölbte Umgänge, die scharfen Querreifen (Transversalreifen) walten viel stärker vor und die Spirallinien erscheinen unter der Lupe gleich stark. Von den mir bekannt gewordenen europäischen Neogenarten steht zweifellos *Scalaria amoena*

Phil. am nächsten. Im Badener Tegel, nur selten vorkommend, sind die Stücke etwas kleiner. Die Spirallinien sind dabei gleichmäßiger entwickelt, während bei dem hübschen großen Stück von Tehuantepec die drei in der Mitte der Umgänge stehenden deutlicher als die stärkeren erscheinen, was übrigens ähnlich so auch bei mir vorliegenden Stücken von Edeghem in Belgien der Fall ist. Die feineren Zwischenspirallinien sind bei unseren Neogenformen, mit Ausnahme eines Stückes von Baden, viel weniger deutlich, was übrigens auch bei dem kleineren Stücke von Tehuantepec der Fall ist. Unsere Badener Stücke und jene von Kostej erscheinen etwas schlanker, die belgischen aber haben eine recht übereinstimmende Form.

Aus dem oberitalienischen Jungtertiär (zumeist im unteren Miocän) finden sich bei Sacco (Bellardi-Sacco Piem. IX, Taf. II) eine Reihe von ähnlichen Formen abgebildet, teils als *Discoscala*, teils als *Acrilla*?. Am ähnlichsten dürfte *D. scaberrima Sacco var. taurotransiens Sacco* sein (l. c. Fig. 47). Es fehlt nur das Aufragen der Querrippen auf den letzten Umgängen in der Nähe der Naht. Scharfe Diskusränder zeigen die meisten der Formen.

In der Skulptur ist die rezente *Scalaria immaculata Sow.*, die mir aus Japan in vielen Stücken zum Vergleiche vorlag, recht ähnlich, doch ist dies eine höher gewundene Form mit schief verlaufenden Umgängen und zarteren Spirallinien. Von den rezenten amerikanischen Arten könnte die fossile Form an *Epitonium (Fermiposcala) fermini anum Dall* (Albatros Rep., pag. 316, Taf. VIII, Fig. 8) und an *Ep. (Ferm.) brunneopictum Dall* (ebend. Fig. 10) erinnern, wenn auch die unterscheidenden Details auffallend genug sind. Wurde auch im Golf von Panama in 27 Faden Tiefe angetroffen. Die andere Form ist stumpfer, bei der letzteren walten die Querrippen vor; der Diskus der ersteren scheint ähnlich zu sein, aber keine so scharfe Randkante zu besitzen.

9. *Nassarina (? Metulella) isthmica Böse.*

Taf. XII, Fig. 9.

Es liegt nur ein hübsches Stückchen vor, leider ist das Kanalende abgebrochen und auch der Mundrand fehlt, so daß sich ein sicherer Vergleich nicht anstellen läßt. Böse hat das Stückchen sehr genau beschrieben und mit zwei Nassarinen in Vergleich gebracht und mit *? Metulella Gabb.* Die *Metula*, *Metulella* haben eine glatte Innenlippe, während an dem vorliegenden Stücke deutliche Zähnchen stehen. Die Form der Schale erinnert lebhaft an die genannten Nassarinen, besonders an Dalls Abbildung, beide aber haben glatte Innenlippen, außerdem ist die Mündung des vorliegenden Stückes schwach, aber deutlich, nach oben ausgezogen. Die Zähnchen der Innenlippen könnten an *Triton* denken lassen und M. Hörnes (Wiener Becken, I, Taf. LI, Fig. 3) hat unter dem Namen *Triton varians Micht.* von Steinabrunn ein Stückchen zur Abbildung gebracht, welches freilich nur zwei Zähnchen auf der Innenlippe trägt, aber in der Form nicht unähnlich ist, eine der „indifferenten" Formen, welche man mit gleichem Rechte den Geschlechtern *Buccinum*, *Murex*

oder *Fusus* zuweisen kann. R. Hörnes (R. Hörnes und Auinger, VI, pag. 240) hat diese Form zu *Pollia Gray* gestellt. Auch Bellardi's (l. c. I, pag. 181, Taf. XII, Fig. 19) *Pollia varians Micht. sp.* könnte in Vergleich gebracht werden, welche R. Hörnes lieber an *Pollia Philippi Micht. sp.* anreihen möchte (R. Hörnes und Auinger, pag. 239, Taf. XXVIII, Fig. 11 von Gainfarn). Das vorliegende Stückchen ist gewiß als eine neue Form zu bezeichnen und würde, bei besserer Erhaltung, sicheres sagen lassen, so weit bei diesen „indifferenten" Formen eine Sicherheit zu erzielen ist.

In dem mir nur spärlich vorliegenden rezenten Material finde ich die etwas gedrungenere *Pisania amphodon Marts* von Mauritius recht ähnlich, besonders was die Skulptur anbelangt, nur die Anzahl der Querwülste ist etwas (etwa um einen Wulst im Umgange) kleiner. — Vielleicht noch ähnlicher ist eine als *Tritonidea australis Rv.* bezeichnete schlanke Form.

10. *Phos subfasciculatum Böse*

Taf. XII, Fig. 10

ist in der Form der Schale und in allen übrigen Erscheinungen ungemein nahestehend der von Semper als *Phos Hörnesi* bezeichneten Form, die mir von Vöslau, Gainfarn, Forchtenau und Grund in vielen Stücken vorliegt, eine Art, welche von M. Hörnes (Wiener Becken I, pag. 160, Taf. XIII, Fig. 14 und 15) als *Buccinum polygonum Brocc.* bezeichnet wurde.

Wenn ich nach feineren Unterschieden suche, so wären anzuführen: die dünnere Schale, die etwas mehr gerundete Form der Umgänge, die etwas breiteren Querrippen, sowie die Abschwächung derselben am letzten Umgange bei den Stücken von Tehuantepec, eine Erscheinung, die aber auch bei den Wiener Stücken zum mindesten angedeutet ist. Das im indischen Ozeane und im Mittelmeere lebende *Buccinum textum Gmel.* soll nach Deshayes eine Varietät von *B. polygonum Brocc.* sein. Eine der Formen, die an solche von Gatun erinnern. Man vergleiche *Phos gatunense Toula* und *Cancellaria dariena Toula.*

Wenn man rezente Formen in Vergleich bringen wollte, müßte man wohl auch *Phos cocosense Dall.* (Albatros Rep. l. c. 1908, pag. 306, Taf. VIII, Fig. 5) mit in Betracht ziehen, welche aus dem Golf von Panama in 66 Faden Tiefe gedretscht wurde, etwas schlanker ist und durch die Kante der letzten Umgänge, sowie in Details der Skulptur sich unterscheidet.

Phos (Strongylocera) fasciolatum Dall (Guppy und Dall 1896, Tert. foss. Ant. Reg., pag. 311, Taf. XXVII, Fig. 12) kommt meiner Meinung nach in keiner Weise in Betracht, ob diese Form nun oligocän oder jünger sei. Form und Skulptur sind ganz anders, Böse führt auch *Phos Galvestonense Harries* als ähnlich an, konnte aber den Vergleich nicht anstellen, so interessant er wäre, weil diese Form als obermiocän bezeichnet wird.

11. *Murex (Pteropurpura [Pteronotus R. Hörn.]) Aguilari Böse.*

Taf. XII, Fig. 11.

Dieses prächtige Stück schließt sich offenbar den Formen an, zu welchen *Murex Swainsoni (Michel.) M. Hörn.* gehört (Wiener Becken I, pag. 248, Taf. XXV, Fig. 13), eine Form, welche Michelotti (Descr. foss. mioc. de l'It. 1847, pag. 239, Taf. XI, Fig. 9) auch als *Murex affinis* bezeichnete. Die flügelartigen Lamellen auf den Querrippen sind bei der mexikanischen Form noch stärker vorragend und nach rückwärts übergebogen. Die Zwischenquerwülste sind auch breiter gebaut. Im Wiener Becken sehr selten. Die Schale ist auch schlanker gebaut und die Lamellen setzen sich auf den älteren Umgängen fort, während sie bei der mexikanischen Form auf den älteren Umgängen etwas verrückt erscheinen, etwa so, wie bei Bellardis *Murex latilabris* (Moll. Piemonte e Liguria I, 1872, Taf. IV, Fig. 11), einer ebenfalls nahestehenden Form, aus dem Obermiocän von St. Agata, die etwas gedrungener ist als die erstgenannte. Ähnliche Flügel besitzen weiters *M. membranaceus Bell.* (l. c. Taf. IV, Fig. 7) und *M. latifolius Bell.* (l. c. Taf. IV, Fig. 5), letztere mit längerem Kanal (wie *M. longus Bellardi*, eine auffallend schlanke Form), und weniger weit hinabreichenden Flügeln. Die beiden letztgenannten aus dem mittleren Miocän der Turiner Hügel. *Murex Aguilari* unterscheidet sich durch die Querwülste auf das bestimmteste von den von M. Hörnes und Auinger abgebildeten Formen (Gastropoden pag. 202, Taf. XXIX, Fig. 1—4) von *M. Swainsoni*, von welchen ein Stück von Möllersdorf in der allgemeinen Form recht ähnlich wird (l. c. Fig. 3). Bellardis *M. Swainsoni* (l. c. Fig. 6) zeigt auch die Auftreibungen sehr gut, nur ist diese Form etwas schlanker.

Von rezenten, ähnlich so geflügelten Arten kommen der schlanke *Murex pinnatus Wood* von Hongkong und Japan und der diesem nahestehende *Murex tripterus Bon.* von den Philippinen, der gedrungener gebaut ist, oder *Murex foliatus Gmel.* von der NW- und W-Küste von Nordamerika (Isl. of Sritka und Kalifornien) der kräftigen Spiralrippung wegen nicht in Betracht. Bei Reeve (*Murex*, Taf. XXVII, Fig. 123) findet sich ein *Murex macropteron* von leider unbekanntem Vorkommen, der ganz ähnliche glatte Auftreibungen zwischen den Flügelrippen besitzt und sonach als eine nahestehende rezente Art bezeichnet werden darf. Er trägt jedoch auf den ersten Umgängen nur spärliche Flügelrippen.

Murex expansus Sow. (Thes. IV, *Murex*, Taf. XI, Fig. 100, pag. 390, Spec. 105) dürfte die ähnlichste lebende Art, leider unbekanntem Vorkommens, sein. Besonders die Flügelung, die Knoten zwischen den Flügeln und das niedere Gewinde sind sehr ähnlich, sowie auch die leichten Spirallinien.

Eine gewisse Ähnlichkeit in der Flügelung hat die von G. B. Sowerbey (Q. J. 1850, pag. 48, Taf. X, Fig. 4) von S. Domingo abgebildete und beschriebene Form *Typhis alatus*, doch fehlen die Auftreibungen auf den Umgängen.

Ähnlich geflügelte *Murex*-Arten, selbst mit leichten Auftreibungen, finden sich auch im norddeutschen Unteroligocän: zum Beispiel *Murex trialatus v. Koenen* (Abh. geol. L.-A. X, Taf. II, Fig. 2), eine kleinere Art, die Auftreibungen sind bei weitem nicht so weitgehend wie bei *M. Aguilari Böse*, die ersten Umgänge sind abweichend gestaltet, auch ist Spiralstreifung vorhanden.

Die geflügelten *Murex*-Arten reichen auch weiter ins Alttertiär zurück. Eine gewisse Ähnlichkeit hat zum Beispiel ein Stück von Lethen (Belgien), das als *Murex brevicauda* bestimmt wurde, und auch *Murex tricarinatus Lamarck.* dürfte zu den Verwandten gehören. Ein Stück von Damery (Reims S.) liegt mir vor, in einer Zusendung, die ich Herrn H. Staadt verdanke; die Spiralstreifung ist viel stärker, die Flügel und die Aufblähungen sind weniger entwickelt und die Schale ist derber gebaut.

12. *Fusus isthmicus Böse*

Taf. XII, Fig. 12

dürfte in dieselbe Gruppe gehören wie die Formen des Wiener Beckens, welche als *Fusus crispus Bors.* und *Fusus rostratus Olivi var.* bezeichnet werden. *Fusus rostratus M. Hörnes* oder *Fusus Austriacus*, wie R. Hörnes diese Form bezeichnet, bleibt weiter abstehend durch seine Skulpturmerkmale, der ähnlichere *Fusus crispus Bors.* (= *Fusus crispoides R. H.* und *Au.*) unterscheidet sich durch die größere Anzahl feiner Spiralzwischenlinien. Die Abbildung, welche Michelotti (Descr. foss. Terr. mioc. Taf. IX, Fig. 18) von *Fusus crispus* gibt, ist von überraschender Ähnlichkeit, doch ist die Anzahl der Spirallinien der Form von Tehuantepec etwas größer. — Die engeren, stärker aufragenden Querwülste des mexikanischen jungen Individuums unterscheiden recht gut. Zu den Verwandten dürfte auch der schlankere *Fusus lamellosus Bors.* gehören (Bellardi, Taf. IX, Fig. 17).

Fusus isthmicus Böse steht dem lebenden *Pseudofusus rostratus var. minor*, der mir von Palermo vorlag, gewiß sehr nahe. Die Querwülste des ersteren sind aber auf den älteren Umgängen etwas spärlicher und stärker hervorgewölbt.

Fusus Henekeni Sow. (= *Fusus Naitensis [Sow] Guppy*) ist eine verwandte, offenbar viel größere und wohl auch weniger aufgeblähte Form, die von Haiti, S. Domingo und Jamaika angeführt wird. W. M. Gabb (J. Ac. Nat. Sc. Phil., 2. Ser., VIII, Fig. 31) führt diese Art aus dem „Pliocene Clay Beds" zwischen Limon und Moen (Costa Rica) an. *Fusus Calvosaënsis (Heilpr.) Dall* („Blake" Rep. pag. 524, Taf. XXVIII, Fig. 6) hat eine andere Skulptur und kann wohl außer Betracht bleiben, ebenso die pliocäne Form (Florida, Taf. XIV, Fig. 3 und 4*a*), was auch für *Fusus aequalis Emmons* (Dall Florida, Taf. XIV, Fig. 3*a*) gilt, bei welcher Querwülste wenigstens angedeutet sind, was für die Variabilität dieser Formen spricht. Dasselbe gilt für den im mexikanischen Golf lebenden *Fusus timessus Dall* (Florida, Taf. VII, Fig. 6).

13. *Fusus Almagrensis Böse*

Taf. XIII, Fig. 13

dürfte sich an die von M. u. R. Hörnes nach Bellardi als *Fusus (Euthria) corneus Linn.* bezeichneten Formen anschließen, wenngleich die Tehuantepecform viel schlanker ist und die Querrippen weiter hinabreichen. M. Hörnes (Wiener Becken, Taf. XXXI, Fig. 3) bildet übrigens eine fast glatt zu nennende Form von Grund ab, während Bellardi (Molluschi I, Taf. XIII, Fig. 3) ein schön und recht ähnlich spiralgestreiftes Individuum als *var. B* aus dem Obermiocän (selten) von Stazzano abbildet. Die im Pliocän häufig vorkommende *var. A* hat weniger scharf ausgesprochene Spiralstreifung, ist auch etwas schlanker. — Von einer Übereinstimmung des *F. Almagrensis* mit *F. corneus* kann gewiß nicht gesprochen werden, die viel höheren ersten Windungen und die Anwachsskulptur unterscheiden zu bestimmt.

Aus dem Barton liegen mir etwas ähnliche, aber gröber spiralgerippte Stücke vor, die als *Fusus costatus Sow.* (früher als *Fusus trilineatus Sow. var.*) bestimmt wurden. Auch an der Naht sind sie etwas anders und die Umgänge sind etwas flacher.

Die eigentümliche Abschwächung der Querwülste tritt bei *Fusus* sehr häufig auf. Von vorwaltend spiralgestreiften lebenden Arten möchte ich auf einen *Fusus cinnamomea Reeve* hinweisen, eine größere Art, die nur auf den ersten Umgängen wenig hervortretende Querwülste besitzt. In der Schalenform scheint der nordische *Fusus corneus Reeve* (*Fusus* XI, Fig. 43) = *F. islandicus Gmel.* in der Tat große Ähnlichkeit zu besitzen.

Eine gewisse Ähnlichkeit hat auch der unteroligocäne *Fusus Edwardsi v. Koenen* (N. D. Unteroligocän, Abh. X, Taf. XVI, Fig. 3), er ist jedoch stumpfer und die Querwülste reichen weniger weit nach unten.

14. *Marginella Stafi Böse*

Taf. XIII, Fig. 14

hat keine näheren Verwandten in der Fauna des Wiener Beckens, wo zumeist kleine Formen auftreten. Auch sonst finde ich in der Sammlung des Hofmuseums (geol.-pal. Abt.) nichts Ähnliches.

Von rezenten Arten ist *M. olivaeformis Kiener* vom Senegal, aus der Gruppe *Prunum*, in der Form der Schale und der Spindelfaltung sehr ähnlich (m. vgl. Tryons: *Marginella* Taf. V, Fig. 64), sie unterscheidet sich aber durch die scharfausgeprägte Nahtlinie und den Mangel der Zähnelung der Außenlippe. Auch *Marginella Honduracensis Reeve* (Tryons Taf. V, Fig. 68) verhält sich ähnlich, nur ist sie etwas breiter.

Eine westindische rezente Form mit bezahnter Außenlippe ist kürzer, dicker und kleiner. Guppy und Dall bilden (Descr. Tert. Foss. Antillean Region, Proc. U.-S. Nat. Mus. XIX, 1896, pag. 309, Taf. XXIX, Fig. 15) eine *Marginella Amina Dall* ab, welche recht

ähnlich, aber viel größer ist und wie *M. Staffi Böse* eine gezähnte Außenlippe besitzt. Sie wird aus dem „Oligocän" von S. Domingo von Potrero angeführt.

15. *Marginella succinea (Conr.) Böse*

Taf. XIII, Fig. 15

scheint mir von der lebenden Art, welche Dall (Blake Moll. Taf. XIX, Fig. 6) abbildete, verschieden zu sein. Gegen die Spitze zu ist die Schale etwas aufgebläht und gegen das Spiralende weniger eingezogen. *Marginella succinea Conr.* wird lebend aus 70 Faden Tiefe angefürt. Sie scheint mir der *Marginella (Volvarina) Haueri R. H. u. Au.* (Taf. VIII, Fig. 18) von Lapugy ähnlich zu sein, wenngleich bei dieser Form die Einbiegung der Außenlippe noch etwas stärker ist. In der Sammlung des Hofmuseums finde ich übrigens zwei Formen, die mir in einem nahen Verhältnis zu stehen scheinen; die eine wird als *Marginella avena Valenc.* bezeichnet und stammt von Rhodos, die zweite: *Marginella seralina Phil.* stammt von Gallina in Calabrien, aus dem Pliocän. (Astien.) Beide Formen mit einwärts gezogenem, ungezähnten äußeren Mundrand und nur ganz wenig kleiner. Die von Bellardi (Piem. VI, Taf. II, Fig. 14) als *M. (Volvarina) Bellardiana Semp.* abgebildete unterpliocäne Form dürfte nahe stehen.

Tryons (l. c. Taf. X, Fig. 93) stellt die *Marginella succinea Conr.* zu *M. nitida Hinds* (Fig. 92). Die Kopie nach Conrad, wie sie Tryons zeichnet, zeigt, daß das Original nur unvollständig erhalten und viel weniger schlank ist und ein höheres, wohlausgebildetes Gewinde besitzt, während das Stück von Tehuantepec viel plumper erscheint. Ich würde dieses Stück als eine neue Form, eng anschließend an *M. nitida (Hinds) Tryon*, auffassen. Nicht unerwähnt mag bleiben, daß R. J. Lechmere, Guppy und W. H. Dall (l. c. 1896) neben anderen Arten auch eine freilich viel größere *Marg. limonensis Dall* (l. c. pag. 309, Taf. XXIX, Fig. 12) aus dem Pliocän von Limon (Costa Rica) anführen, welche eine ungezähnte Außenlippe aufweist.

Marginellen scheinen am Isthmus von Tehuantepec sehr häufig zu sein. E. Böse führt von Tuxtepec (Boll. Inst. geol. de Mexico, Nr. XXII, 1906) fünf Arten aus dem Pliocän an: *M. Willcoxiana Dall, M. cineracea Dall v. quadriplicata Böse (s. h.), M. Dalli Böse, M. cordiformis Böse* u. *M. latior Böse*, durchwegs Formen mit ganz kurzem Gewinde, von welchen die *M. Dalli Böse* (l. c. Taf. V, Fig. 3 – 6) an *M. Staffi Böse* näher anschließen könnte.

16. *Cancellaria Zahni Bösi*

Taf. XIII, Fig. 16

läßt sich mit *Cancellaria (Trigonostoma) calcarata Brocc. sp.*, wie sie M. Hörnes (Wiener Becken I, Taf. XXXV, Fig. 5) zur Abbildung brachte, in Vergleich bringen; wenn auch die Innenlippe bestimmter entwickelt ist und nur zwei Falten besitzt. Besonders unter den vielen mir vorliegenden Stücken von Lapugy in Siebenbürgen finden

sich recht ähnliche Stücke, deren Querrippen in ganz ähnliche Spitzen verlaufen. Wären mir die Stücke aus Europa zugegangen, ich würde sie trotz ihrer Unvollkommenheiten als *calcarata Brocc.*, vielleicht mit einem *var.*, bestimmt haben. Wird von Dax, Turin, Asti, Castell'arquato usw. angegeben. Also auch pliocän.

Erinnert an die rezente *Cancellaria scalarina Link.*, die mir von Ceylon und Manila vorlag. Sie hat eine viel dickere Schale und keine so scharfspitzigen Dornen auf den Querrippen. Ein kleines Schälchen aus dem Roten Meere ist noch am ähnlichsten. Auch die *Cancellaria piscatoria Gmel.* aus der Senegalgegend gehört zu den verwandten Formen. Die Zahl der Querrippen ist nur etwas größer, die Dornen aber sind spitzer. Die von Sacco (Moll. terz. Piem. etc. XVI, Taf. II, Fig. 41—48) abgebildeten Varietäten von *Cancellaria (Calcarata) calcarata Brocc.* lassen erkennen, daß die Zahl der Spindelzähne veränderlich ist, ebenso wie die Skulpturerscheinungen. Brocchis Abbildung (Conch. 1814, Taf. III, Fig. 7) zeigt deutlich drei solche Falten. Die Innenlippe von *C. Zahni Böse* ist übrigens freier aufragend als die der italienischen Formen. Diese kommen im Tortoniano, Piacenziano und Astiano, also auch im Pliozän vor und reichen bis ins Elveziano zurück. Die offenere Windung der Tehuantepecform erinnert in der Tat an jene Typen, welche Sacco als *Trigonostoma protrigonostoma Sacco* und *umbilicare Br.* (l. c. Taf. I, Fig. 3 u. 4) zur Abbildung brachte, doch unterscheidet die Mündungsform.

17. *Cancellaria zapoteca Böse*

Taf. XIII, Fig. 17

würde ich geneigt sein, mit *Cancellaria Bellardi Michel.* (M. Hörnes, l. c. Taf. XXXIV, Fig. 17, 18) in Verbindung zu bringen. Von Steinabrunn liegen mir viele Stücke vor, die geradezu mit den mexikanischen verwechselt werden könnten, die dieselben Querwulst-(Mundrand-) Verdickungen zeigen und dieselben Spirallinien. Viele dieser Individuen haben wohl eine ausgesprochene Innenlippe, doch finden sich auch solche, wo die Spindel ebenso frei von jedem Überzuge sind wie bei den mexikanischen Stücken. — Sacco (Piem. Taf. III) hat Formen mit ähnlich so kurzer Innenlippe, welche zum Teil förmlich auf die Spindel beschränkt bleibt, als *Bonellitia* bezeichnet. Die als *B. crassevaricosa Sacco* abgebildete Form (l. c. Taf. III, Fig. 16) zeigt auch ähnliche Anschwellungen der Querrippen zu Wülsten, wie die Form von Tehuantepec, eine Erscheinung, die sich bei vielen Cancellarien wiederholt.

Auch im norddeutschen Unteroligocän finden sich ähnliche Arten (v. Koenen, l. c.), zum Beispiel *Cancellaria tumida* von Lattdorf (Taf. IX, Fig. 9), eine größere, höher gewundene und *C. rugosa* (l. c. Taf. XI, Fig. 11), eine kleinere Art mit breiteren Wülsten. Die Beschaffenheit der Innenlippe und die Zähne sind recht ähnlich.

Scheint sich gewissen Formen, die mir von Neugattersleben bei Bernburg als *Cancellaria evulsa Brand.* vorliegen, ziemlich nahe anzuschließen.

18. *Pleurotoma albida Perry.*

Taf. XIII, Fig. 18.

Unter den europäischen Arten steht ihr zweifellos die *Pleurotoma turricula Brocc.* sehr nahe. Mir liegen Stücke von Roussillon vor, welche ich, als die ähnlichsten, in Vergleich bringen möchte, da sie auch mit den Abbildungen, welche Fontannes (Moll. Plioc. Rhône et Roussillon, Taf. IV, Fig. 6 u. 9) gibt, sehr gut übereinstimmen. Das von Dall (l. c.) abgebildete auffallend große Stück, eine Art, die vom Oligocän aufwärts bis zur Gegenwart (Dall, Blake Exp. I., pag. 72) vorkommt, ist jedenfalls eine in dieselbe Reihe gehörige Form, die sich von den Stücken von Roussillon durch die mehr vorherrschende Anwachsstreifung unterscheidet, sowie vielleicht durch die scharfen Spirallinien, während sie bei der Abbildung bei Fontannes auf den ersten Windungen eine zierliche Knötchenreihe erkennen lassen, was noch ausgesprochener bei der in der Schalenform ähnlichen *Pleurotoma vermicularis Grat.* aus den Faluns von Morsac der Fall ist. Perrys Abbildung kann ich leider nicht vergleichen, da sich Perrys Conchology (1811) leider in der Bibliothek des Hofmuseums nicht befindet. — Die kleine *Pleurotoma (Drillia) perrara Bell.* (Piem. II, *Pleurotoma* Taf. IV, Fig. 25) hat eine recht ähnliche Skulptur und besonders zierliche Anwachsstreifung.

Pleurotoma albida Perry scheint sich an die rezenten *Turris*-Arten anzuschließen, zum Beispiel an *Pl. (Turris) albina Lam.*, die mir von den Molukken vorliegt, oder an die indische *Pl. (Turris) virgo Lam.*, eine etwas schlankere Form, mit ebenso ausgesprochenen Anwachslinien, aber weniger scharfen Spiralkanten.

19. *Pleurotoma venusta Sow. var. mexicana Böse.*

Taf. XIII, Fig. 19.

Das einzige vorliegende Stückchen, mit beschädigtem Mundrande, dürfte sich den Formen anschließen, welche M. Hörnes (Wiener Becken I, Taf. XXXIX, Fig. 19) als *Pl. obeliscus Desm.* bezeichnete, während sie R. Hörnes (R. H. u. Auinger, Gastropoden, pag. 260) als der *Pl. (Drillia) Allionii Bell.* (Bellardi, Piem. II, Taf. III, Fig. 17) entsprechend betrachtet. Eine volle Übereinstimmung besteht nicht. Die mexikanische Art hat ein etwas gedrungeneres Gehäuse mit zahlreichen Querrippen und Spirallinien. — Auch *Pleurotoma (Surcula) reticula Bellardi* (ebend. Taf. II, Fig. 24, 25) ist nicht unähnlich, eine freilich ansehnlichere Form, die ebenfalls gedrungener ist, feinere Spirallinien und derbere Querwülste besitzt, die auch nicht soweit gegen den Kanalaustritt hinabgezogen sind, wie es bei der mexikanischen Art der Fall ist. Gewisse Raphistomen, zum Beispiel *R. novella Bell.* (Piem. II, *Pleurotoma* Taf. IX, Fig. 11) scheinen gleichfalls recht ähnlich zu sein.

Die *Pleurotoma venusta Sow.* (Q. J. VI, 1850, pag. 50, Taf. X, Fig. 6) ist in der Form gewiß sehr ähnlich. Leider ist die Vergrößerung der Abbildung nicht angegeben.

Eine *Pleurotoma* von Sternberg in Mecklenburg, als *Pl. obeliscus Montf. var.* bezeichnet, dürfte eine verwandte Form sein.

Erinnert mich lebhaft an *Pl.* (*Surcula*) *tenuis Gray*, welche mir von Neu-Guinea vorliegt. Von lebenden Formen scheint mir die mediterrane *Pl. suturalis Bronn.* (= *Pl. oblonga Brocc.* — *Pl. gracilis Mont.*) nahe anzuschließen, eine Form, die auch von den Canarischen Inseln genannt wird. Es liegen mir Stücke vor, die wohl zumeist etwas größer, aber sonst geradezu überraschend ähnlich sind.

20. *Pleurotoma Frechi Böse.*

Taf. XIII, Fig. 20.

Im allgemeinen Umriß ist die Form der Schale jener von *Pleurotoma Bronni Bellardi* (l. c. II, Taf. I, Fig. 28) recht ähnlich. Die Skulptur unterscheidet aber ganz bestimmt. Von Imola liegen mir aber Stücke vor, welche als *Pleurotoma Brocchi* (*Bon*). bezeichnet wurden und recht gut mit Bellardis Abbildung stimmen (l. c. II, Taf. III, Fig. 26), eine Form, welche früher einfach *Pl. oblonga Brocc.* (Taf. IX, Fig. 19) genannt worden ist. Es ist nach Bellardi eine pliocäne Form mit kürzerem Kanal und stärkerer Schale; vor allem unterscheidet das breitere Band mit einer Spirallinie oberhalb der Ausschnittlinien.

Von lebenden Formen könnte man etwa die *Pleurotoma splendidula Reeve* (Taf. VIII, Fig. 60) vergleichen. Mir liegen keine Schalenexemplare dieser etwas schlankeren Form von den Galápagos Inseln zum Vergleiche vor. Auch *Pl. unicolor Reeve* (Taf. XI, Spec. 92) sollte man vergleichen, sie ist etwas gedrungener und besitzt einen breiteren Kanal. Wird von Panama aus Seichtwasser (8 Fad.) angeführt. Desgleichen sollte *Pleur. harpularia Reeve* verglichen werden. Von Neu-Holland. Nach den nicht mustergiltigen Abbildungen läßt sich keine Sicherheit gewinnen.

21. *Pleurotoma* (*Surcula*) *Pearsoni Böse*

Taf. XIII, Fig. 21

möchte ich mit als *Pleurotoma brevirostrum Sow.* und gleichfalls mit als *Pleurotoma obeliscus Desm.* bezeichneten Stücken des Hofmuseums in Vergleich bringen. Besonders solche der ersteren Bezeichnung von Castell' Arquato kämen bei diesem Vergleiche in Betracht. Bellardi (l. c. II, pag. 92) hat *Pl. brevirostrum* mit seiner *Pl. Allionii* vereinigt, M. Hörnes (l. c. pag. 371) mit *Pl. obeliscus.*

Wenn ich nach Unterschieden suche, so dürften sie wieder in der etwas größeren Anzahl der Querwülste (7 für 6) bestehen, welche etwas länger und schmäler gebaut sind und am letzten Umgange etwas abgeschwächt erscheinen.

Aus Mecklenburg liegen im Hofmuseum Stücke als *Pleurotoma terebra Bast.* (früher als *Pl. obeliscus Desm.*) bestimmt, welche große Ähnlichkeit haben, besonders mit den mittelgroßen Stücken von Tehuantepec.

Diese Art scheint auch der *Pl. maura* (*Sow.*) *Reeve* (Taf. VI, Fig. 47 — Tryons Taf. X, Fig. 70) in der allgemeinen Form recht ähnlich zu sein. Aus 14 Fad. Tiefe: Isl. of La Plata, Columbiaküste. Das untere Ende ist etwas abweichend, der letzte Umgang weniger aufgebläht. *Pl.* (*Drill.*) *lanceolata Reeve* (Tryons, Taf. X, Fig. 65) ist eine viel größere Form mit stärker aufgeblähtem letzten Umgange.

22. *Pleurotoma* (*Drillia*) *subperpolita Böse.*

Taf. XIII, Fig. 22.

Drei Stücke, eines mit erhaltenem Ausschnitte. Zwei Stücke sind besser erhalten, das dritte ist stark abgewittert. Von den beiden ersteren ist das kleine Individuum ohne Außenlippe und würde sich, so wie es vorliegt, von dem besser erhaltenen dadurch unterscheiden, daß die kräftigen Querwülste nicht so weit an der Basis hinabziehen.

Von europäischen Arten könnten sich vielleicht die kleine *Pleurotoma* (*Drillia*) *incrassata* (*Duj.*) *R. Hörnes u. Auinger* (Gastropoden, Taf. XLII, Fig. 12—15) und noch mehr die *Pleurotoma* (*Drillia*) *Suessi M. Hörnes* (ebenda Fig. 16—19) in bezug auf die Skulptur vergleichen lassen. Beide Formen unterscheiden sich durch eine deutliche Spiralstreifung nahe dem Kanalende, die zweitgenannte auch durch die geringere Anzahl der Querwülste, von welchen nur 4 sichtbar werden, während *Dr. subperpolita Böse* deren 5 bei der Ansicht darbietet, sie würde in dieser Beziehung zwischen die beiden Formen des Wiener Beckens zu stehen kommen, welche übrigens etwas schlanker sind, die wulstige Spirale am Nabelrande nicht aufweisen, auch in der Mündung abweichen. Auch *Pl.* (*Drillia*) *sigmoidea* (*Bronn*) *Bellardi* (Moll. Piemonte II., *Pleurotoma* Taf. X, Fig. 4) ist den genannten Formen sehr ähnlich, gehört in dieselbe Gruppe; eine Form mit mehr Querwülsten, die im norditalienischen Obermiocän und Pliocän auftritt.

Erinnert mich an die *Pleurotoma vidua* (*Hinds*) *Reeve* (*Pleurot.* Taf. XXII, Fig. 192) von den Philippinen, nur scheinen die Querwülste etwas zur Knotenbildung geneigt zu sein, auch hat *Drillia subperpolita Böse* einen deutlicheren Nahtwulst.

23. *Pleurotoma* (*Drillia*) *Almagrensis Böse*

Taf. XIII, Fig. 23

dürfte nach meiner Meinung in dieselbe Gruppe mit *Pleurotoma Pearsoni Böse* gehören. Die Oberflächenskulptur und besonders die Spirallinien sind bei den zwei mir vorliegenden Stücken ausnehmend gut erhalten, vor allem die feinen Spirallinien, je drei zwischen je zwei derberen, sind scharf ausgeprägt. Solche feine Spiralzwischenlinien sind auch bei dem einen und anderen Exemplar der oben erwähnten Stücke von „*Pl. brevirostrum*“ *Sow.* von Castell' Arquato ganz schön ausgeprägt, bei den meisten jedoch ganz oder bis auf Spuren verwischt.

Auch die kleine *Pleurotoma* (*Drillia*) *Scillae Bell.* (Piem. II, *Pleurot.* Taf. III, Fig. 18) besitzt nach der Abbildung im allgemeinen große Ähnlichkeit.

24. *Pleurotoma* (*Drillia*) *Oerteli Böse.*

Taf. XIII, Fig. 24.

Von Formen des Wiener Beckens könnte die viel schlankere *Pl.* (*Drillia*) *terebra* (*Bast.*) *R. Hörn. u. Au.* (Gastropod., pag. 321, Taf. XLI, Fig. 11—13) in Vergleich gezogen werden. Mir lagen auch Stücke von Bordeaux zum Vergleiche vor. Auch *Pl.* (*Drillia*) *Augustae n. f. R. H. u. Au.* (l. c. XXXIX, Fig. 23) und *Pl.* (*Drillia*) *pustulata Brocc.* dürften zu derselben Gruppe gehören. Erstere hat viel weniger gewölbte Umgänge, letztere eine viel derber gebaute breitere Spiralwulstung an der Naht.

Erinnert im letzten Umgange etwas an die westindische *Pl.* (*Drillia*) *flavescens Reeve.* Ein in den ersten Umgängen etwas gedrungeneres und etwas größeres Stück liegt mir vor.

Drillia fuscescens Gray (Tryons VI, pag. 194 u. 193, *Pleurot.* Taf. XIV, Fig. 96 u. 98) ist noch ähnlicher. Auch *Drillia Hondurascensis Reeve* (XIV, Spec. 95), *Drillia granulosa Reeve* (*Pleurot.* XI, Spec. 90), die auch von Panama lebend angeführt werden, gehören wohl zu den ähnlichen Formen.

25. *Pleurotoma subconsors Böse*

Taf. XIII, Fig. 25

möchte ich mit meiner *Pleurotoma* (*Genota*) *Gertrudis* von Gatun (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 708 [36]) in Vergleich bringen, nur daß die Skulptur etwas kräftiger und besonders die Querwülste des vorletzten und letzten Umganges stark hervortreten. (Gerade bei dieser Gatuner Art habe ich einige Versehen zu verzeichnen [l. c. pag. 708]: erstens muß die betreffende Form, deren Skulptur ich verglich, statt als *Pleurotoma*, als *Mitra elegantissima* angeführt werden. Weiter unten muß es heißen *Homotoma producta Bell.* statt *H. Soldani Bell.* Eine Beschreibung der *Mitra elegantissima Bell.* konnte ich im Text des großen Bellardi-Sacco-Werkes nicht finden, ebensowenig wie auch eine Reihe ähnlicher Formen, zum Beispiel die *M. planicostata Bell.* [l. c. Fig. 9], welche keine Zähne auf der Innenlippe trägt und dadurch meiner Form noch mehr angenähert erscheint.)

26. Böses: *Pleurotoma* (*Ancistrosyrinx*) *aff. radiata Dall*

Taf. XIII, Fig. 26

ist leider schlecht erhalten und vor allem die Außenlippe ganz abgebrochen, doch möchte ich meinen, daß man es mit einer an *Pleurotoma* („*Murex*“) *rotata Brocc.* (Conch. Taf. IX, Fig. 11) aus

Piemont anschließenden Form zu tun haben könnte, wenn auch der Kanal länger und enger erscheint. Der von M. Hörnes (Wiener Becken I, 354, Taf. XXXVIII, Fig. 18 von Baden) und der von R. Hörnes u. Auinger (Gastropoden pag. 292, Taf. XXXVII, 3—5) von Niederleis abgebildeten *Pleurotoma Carolinae n. f.* ist sie übrigens in der Art der Spirallinienausbildung noch ähnlicher. — Eine Ähnlichkeit mit Dalls *Pl. radiata* kann ich nicht finden. Besonders der kurze glatte Abfall gegen die Naht und der Kiel der Schale unterscheiden. Die rezente *Pleurotoma arcuata Reeve* (*Pleurot.* Taf. III, Spec. 15) von Veragua zeigt in Form und Verzierung der Schale eine Annäherung, obgleich ich ohne Schalenexemplare eine weitere Vergleichung nicht vornehmen kann. Es dürfte jedoch eine verwandte Form sein, mit langem Kanal, aber höherem Gewinde.

Diese Form dürfte sich gewissen oligocänen Formen Norddeutschlands annähern, zum Beispiel der *Pleurotoma Volgeri Phil.*, welche sich freilich durch die scharfe Spirallinie am letzten Umgange der Spiralkante unterscheidet, obgleich diese auf den älteren Umgängen scharfkantig ist.

27. *Clathurella (Glyphostoma) Dalli Böse.*

Taf. XIII, Fig. 27.

In der großen Sammlung von Pleurotomen des Hofmuseums (18 große Laden voll) konnte ich keine Art finden, die sich mit dieser schönen Art von Tehuantepec in ein näheres Verhältnis bringen ließ, als die *Pleurotoma harpula Brocc.* von Imola (Conchiol. Taf. VIII, Fig. 12). Diese Art zeigt vor allem große Ähnlichkeit in bezug auf die Querwülste, welche von Spirallinien ganz ähnlich überquert werden, welche jedoch im allgemeinen zarter bleiben. Es ist dies eine pliocäne Art, welche mir von Orsiano in guten Stücken vorliegt. Die Zahl der Umgänge ist eine etwas größere (8 gegen 7), schon bei soviel kleineren Individuen, auch der Kanal ist viel kürzer.

Eine gewisse Ähnlichkeit haben die Bellardischen Arten: *Pl. neticosta, consobrina* u. *Bardini* (Piem. II, *Pleurotoma* Taf. II, Fig. 24—26), die aus dem Miocän (25, 26) und Pliocän (24) stammen. Bei der letzgenannten (26) liegt der Querschnitt gleichfalls an der Naht.

Pleurotoma Henikeni Sow. (Qu. J. VI, 1850) dürfte eine verwandte, größere und derbere Form sein, mit viel kräftigerem unteren Spindelende und einer erhabenen Spirale an der Naht.

28. *Conus Almagrensis Böse.*

Taf. XIII, Fig. 28.

Die beiden nur wenig beschädigten Stücke schließen sich offenbar an gewisse europäische Miocän- und Pliocänformen an. Vor allem an *Conus (Leptoconus) Dujardini Desh.* Aber auch andere Arten sind zum Vergleich herbeizuziehen, so *Conus deperditus (Brug.) Brocc.*

(Conchiol. pag. 292, Taf. III, Fig. 2), *Conus antediluvianus* (*Brong.*) *Brocc.* (l. c. pag. 291, Taf. II, Fig. 11), *Conus striatulus Brocc.* (l. c. pag. 294, Taf. III, Fig. 4) und *Conus Brocchii Bronn.* Die letztere Form liegt mir von Orsiano vor, sie zeigt die bei der Art von Tehuantepec so bezeichnende Zweiteilung der Spirallinien, hat jedoch ein viel höheres Gewinde. *Conus striatulus* aus dem Pliocän von Orsiano zeigt auch die paarigen Spirallinien, ist jedoch von schlankerer Form. *Conus antediluvianus* ist noch schlanker gebaut und hat eine geknotete Spiralkante. *C. deperditus* ist schlank, hat kein zugespitztes Gewinde und eine wulstige Spiralkante. *Conus* (*Leptoconus*) *Dujardini Desh.* ist sehr variabel; von den von M. Hörnes (Wiener Becken I, Taf. V, Fig. 3, 5, 6, 7) zur Abbildung gebrachten Formen ist die Fig. 6 von Enzesfeld am ähnlichsten, doch ist das Gewinde noch immer etwas höher und sind die Spirallinien einfach. Unter den vielen Stücken, die ich vergleichen konnte, sind einige der von Pont-le-Voy (Loire et Cher) aus dem Pliocän stammenden Stücke am ähnlichsten. Sie zeigen hie und da auch Neigung zur Paarigkeit der Spirallinien, was schließlich auch bei einem der beiden Stücke von Tehuantepec ganz ähnlich so sich verhält. Wären die Stücke in Europa gefunden worden, man hätte sie als eine stumpfere Varietät von *Leptoconus Dujardini* bezeichnen dürfen. — Von den italienischen Formen mit scharfem Spiralrande sind die von Sacco (Bell.-Sacco, Piem. XIII, Taf. IV, Fig. 5 u. 6) als *Leptoconus Brocchii* (*Bronn*) und *Leptoc. Allioni Micht* abgebildeten Formen von größerer Ähnlichkeit. *L. Brocchii var. brevidepressula Sacco* (Fig. 5) aus dem Piacenziano zeigt Zweiteilung der Spirallinien und leichte Kerbung der Spiralkante, *L. Allionii Micht* (Fig. 6) aus dem Elvetiano zeigt die Zuspitzung des Gewindes. Beide Formen sind schlanker gebaut.

Es gibt sonach eine ganze Reihe von mit *C. Almagrensis* verwandten Formen.

Guppy führt von Jamaica (Q. J. geol. Soc. XXII, 1866, Taf. XVI, Fig. 2) einen *Conus stenostoma Sow.* mit ziemlich scharfem Spiralrand an, der wohl viel größer, doch verwandt sein dürfte und die paarigen Spirallinien erkennen läßt.

Auch im norddeutschen Unteroligocän fehlt es nicht an verwandten Formen, zum Beispiel *Conus Ewaldi v. Koenen* (Abh. X. 2, Taf. XXIV, Fig. 15—17), der aber einfache Spirallinien besitzt und auch von oben betrachtet einen anderen Verlauf der Anwachslinien zeigt.

Dieselben Charaktere finden sich aber auch bei anderen Alttertiärarten; so finde ich im Hofmuseum, als *Conus diversiformis Desh.* (*?*) bezeichnet, zwei Stücke von Chaumont („Grobkalk"), welche man in Vergleich bringen könnte. Sie haben auch ganz ähnliche Spiralstreifung unten, nur wird diese Form viel größer. —

Meine Suche nach verwandten rezenten Formen des *Conus Almagrensis Böse*, ein Formentypus, der sich im Tertiär bis ins Thanet zurück verfolgen läßt, scheint mir nicht ergebnislos. *Conus floridanus Sow.* (= *C. floridanus Gabb*) dürfte eine sehr ähnliche Art sein; wenn auch das Gewinde etwas höher ist, so zeigt es doch eine ganz ähnliche Zuspitzung. Nach unten ist die Schale nur weniger verjüngt

und gegen die scharfe Spiralkante hin nicht so vertieft gestreift, die Anwachsstreifung bleibt gleichmäßiger. Ähnlich so verhält es sich bei *Conus Pealei Greenw.* von Florida (man vergl. auch Sow. Thes. Fig. 358). Die Anwachsstreifung verstärkt sich gegen die scharfe Spiralkante hin. Die Spiralstreifung am unteren Schalenende erscheint etwas ungleich. Die bei Tryons (*Conus* Taf. XI, Fig. 6, 7, pag. 38) von *Conus Sieboldi Reeve* (*Conus* Taf. I, Fig. 269) aus der japanischen und chinesischen See gegebenen Abbildungen, einer größeren Form, haben in der Form der Schale noch größere Ähnlichkeit, auch die Verstärkung der Furchen der Anwachsstreifung an der scharfen Spiralkante trifft zu. (Sow. Thes. Fig. 369.)

Es ist dies sonach eine sehr weitverbreitete Formengruppe, in deren Verwandtenkreis neben anderen auch *Conus Clerii Reeve* (Sow. Thes. Fig. 374) von St. Thomas und Brasilien, *Conus vuluminarus Hinds* (Sow. Thes. Fig. 378) von Malacca (wenn auch die Spiralstreifung weiter hinaufreicht) und andere gehören dürften. —

Wenn ich nun auf meine Vergleichungen eingehe, so komme ich auf die in der Tabelle auf pag. 274 und 275 dargestellten Ergebnisse.

Nahe verwandte vormiocäne Arten fand ich nur 6 und 4 fragliche, also 10 Arten. Mit miocänen Arten ließen sich 23, mit pliocänen 20 und 4 fragliche, also 24, mit rezenten 18 und 6 fragliche, also 24, in Vergleich bringen, was zu ähnlichen Schlußfolgerungen führt, wie sie sich nach den E. Böseschen Vergleichen mit den amerikanischen Verwandten ergaben, nur daß dabei vor allem das „Antillenoligocän" in Betracht kommt, dessen Altersbestimmung mir, wenigstens zum Teil, nicht ganz sichergestellt zu sein scheint. Wenn ich die mir vorliegende kleine Fauna von Tehuantepec als jungtertiär bezeichne, so muß ich doch gestehen, daß ich die Verwandtschaft als den pliocänen Faunen mehr zuneigend betrachte, als zu jenen des „älteren Miocän". Daß die von E. Böse als neu bezeichneten Formen in der Tat als neu aufrechtzuerhalten sein dürften, veranlaßte mich nicht, von meiner Schlußfolgerung abzugehen. Der Charakter der Fauna scheint mir ein entschieden jungtertiärer zu sein.

Die Originalstücke gehören, wie mir Herr Dr. E. Böse brieflich mitteilte, Herrn Prof. Dr. E. Philippi, der sein Material geschenkweise dem Museum der königl. preuß. Geologischen Landesanstalt übergibt, wo sich sonach dieselben in Hinkunft befinden werden.

Nachschrift.

Herr Professor Dall hatte die Liebenswürdigkeit, mich auf das Alabama-Tertiär aufmerksam zu machen. Erst nach Abschluß der vorliegenden Arbeit gelang es mir, die in den Bibliotheken des k. k. naturhistorischen Hofmuseums und der k. k. geologischen Reichsanstalt nicht vorhandenen Arbeiten von T. H. Aldrich und Dr. Otto

Die neue Fauna von Tehuantepec.

	Namen nach E. Böse	Verwandtschaft mit amerik. Arten (nach E. Böse)	Verwandtschaft mit europäischen Formen (nach Fr. Toula)	Vergleiche mit rezenten Arten (nach Fr. Toula)	Der Vergleich mit europäischen und rezenten Verwandtschaften ergäbe				
					Alttertiär	Miocän	Pliocän	rezent	
1.	*Protula virginica Cnr. sp.*	—	—	—	—	+	+	?	1.
2.	*Pecten (Chlamys) cactaceus Dall*	*Pecten cactaceus Dall*	*Pecten scabrellus Lmk.*	*Propeamussium hyalinum Pol.* und *Pecten sulcatus Lam.* (Medit.)	—	+	+	+	2.
3.	*Dentalium rimosum Böse*	*Dentalium megathyris Dall*	*Dentalium delphinense Font.* u. *elephantinum Linn. var.*	*Dentalium megathyris* u. *D. callitrix Dall* (NO.-Am.)	—	+	+	+	3.
4.	*Solarium Almagrense Böse*	*Solarium granulatum Sow.*	*Solarium perspectivum Brocc.* u. *semisquamosum Bronn.*	*S. granulatum Sow.* (Mexiko)	—	—	+	?	4.
5.	*Natica canrena Lin.*	—	*Natica millepunctata Lmk.* u. *campanyoi Font.*	*Natica maculata Lam. var. millepunctata Lam.* (Medit. — Ind. Ozean) u. *Natica canrena Lin.* (Mex.)	—	+	+	+	5.
6.	*Natica subinterna Böse*	*Natica interna Say*	*Natica millepunctata Lmk.* u. *campanyoi Font.*	—	—	—	—	—	6.
7.	*Niso striatula Böse*	*Niso lineata Dall*	*Niso eburnea Risso*	*Niso interrupta Dall* (NO-Am.) und *N. terrebellum* (Nicobaren)	+	+	+	+	7.
8.	*Scala (Acrilla) Weigandi Böse*	*Scala retifera Dall*	*Scalaria amoena Phil.* u. *Discoscala scaberrima Sow.*	*Sc. immaculata Sow.* (Japan) u. *Fermiposc. ferminianum Dall* (NO.-Am.)	—	+	+	+	8.
9.	*Nassarina (? Metulella) isthmica Böse*	—	*Pollia varians Micht*	*Pisania amphodon Marts* (Mauritius) u. *Tritonidea australia Rv.*	—	+	?	+	9.
10.	*Phos subfasciolatum Böse*	*Phos fasciolatum Dall* (u. m. der Gatuner Form)	*Phos Hörnesi Saup.* u. *Buccinum polygonum Brocc.*	*Phos coccosensis Dall* (Albatros Rep.)	—	+	+	+	10.
11.	*Murex (Pteropurpura) Aguilari Böse*	*Murex textilis Gabb*	*Murex Swainsoni (Micht.) M. Hörnes* u. *M. latilabris Bell.* u. a.	*Murex macropteron Reeve* (?). *Murex expansus Sow.*	+	+	?	+	11.
12.	*Fusus isthmicus Böse*	*Fusus Henekeni Sow.*	*Fusus crispus Bors.* u. *rostratus Olivi.*	*Fusus timessus Dall* (Mex. Golf)	—	+	+	+	12.
13.	*Fusus Almagrensis Böse*	*Fusus Burnsi Dall*	*Fusus (Euthria) corneus Linné*	*Fusus corneus Reeve* = *F. islandicus Gem.* und *F. cinnamomea Reeve*	+	+	+	+	13.

14.	*Marginella Staffi Böse*	*Marginella coniformis Sow.*	—	*? Marginella olivaeformis Kien.* (Senegal) u. *? M. Honduracensis Reeve*	—	—		?	14.
15.	*Marginella succinea Conr.*	*Marginella succinea Conr.* (?)	*Marginella* (*Valvarina*) *Haueri R. Hörn., avena Valenc* u. *seralina Phil.*	*Marginella succinea Conr.* (NO.-Am. 70 Fd.) u. *Marg. nitida Hinds*	?	+	+	+	15.
16.	*Cancellaria Zahni Böse*	*Cancellaria centrota Dall*	*Cancellaria calcarata Brocchi*	*Cancellaria scalarina Link* (Ceylon) u. *C. piscatoria Gmel.* (Senegal)	—	+	+	+	16.
17.	*Cancellaria zapoteca Böse*	—	*Cancellaria Bellardi Micht*	—	+	+	+	?	17.
18.	*Pleurotoma albida Perry*	—	*Pleurotoma turricula Brocc.*	*Pleurotoma* (*Turris*) *albinus Lmk.* (Molukken) u. *Pl. virgo Lam.* (Ind.)	—	+	+	+	18.
19.	*Pl. venusta Sow. var. mexicana Böse*	—	*Pl. obeliscus Desm., Allioni Bell.* u. *reticulata Bell.*	*Pleurot.* (*Surcula*) *tenuis Gray* (Neu-Guinea) und *Pl. oblonga Brocc.* = *Pl. gracilis Mntf.* (Canarien)	?	+	?	+	19.
20.	*Pl. Frechi Böse*	—	*Pl. Bronni Bell., Brocchi Bon.* u. *oblonga Brocc.*	*Pleurotoma splendidula Reeve* (*Galápagos*). *Pl. unicolor Reeve* (Panama)	?	+	+	?	20.
21.	*Pl.* (*Surcula*) *Pearsoni Böse*	*Pleurotoma Henekeni Sow.*	*Pl. obeliscus Desm.* u. *brevirostrum Sow.*	*Pl. maura* (*Sow.*) *Reeve* (La Plata)	+	+	+	?	21.
22.	*Pl.* (*Drillia*) *subperpolita Böse*	*Drillia perpolita Dall*	*Pl.* (*Drillia*) *incrassata* (*Duj.*) *M. Hörn.* u. *Suessi M. Hörn.*	*Pleurotoma vidua* (*Hinds*) *Reeve* (Philippinen)	—	+	+	+	22.
23.	*Pl.* (*Drillia*) *Almagrensis Böse*	*Drillia ostrearum Stearns*	*Pl. brevirostrum Sow.* u. *Scillae Bell.*	—	—	—	+	—	23.
24.	*Pl.* (*Drillia*) *Oerteli Böse*	*Drillia hoplophorus Dall*	*Pl.* (*Drillia*) *terebra Bast.*	*Pleurotoma* (*Drillia*) *flavescens Reeve* u. *Pl.* (*Dr.*) *fuscescens Gray*	—	+	?	+	24.
25.	*Pl.* (*? Drillia*) *subconsors Böse*	*Drillia consors Sow.* (mit Gatuner Form vergleichbar)		—	—		—	—	25.
26.	*Pl.* (*Ancistrosyrinx*) *aff. radiata Dall*	*Pleurotoma radiata Dall* (?)	*Pl.* („*Murex*“) *rotata Brocc.* u. *Pl. Carolinae R. Hörn.*	*Pleurotoma arcuata Reeve* (Veragua)	?	+	—	+	26.
27.	*Pl.* (*Clathurella, Glyptostoma*) *Dalli Böse*	*Clathurella Gabbi Dall*	*Pl. harpula Brocc.*	—	—	+	+		27.
28.	*Conus Almagrensis Böse*	*Conus stenostoma Sow.*	*Conus* (*Leptoconus*) *Dujardini Desh.* u. a.	*Conus floridanus Sow.* — *Conus Sieboldi Reeve*	+	+	+	+	28.
					6+4?	23	20+4?	18+6?	

Meyer durch einen Pariser Antiquar zu erhalten. (Bulletin Nr. 1. Geol. Survey of Alabama. I. Preliminary Report on the tertiary Fossils of Alabama and Mississippi by Truman H. Aldrich. (Mit 6 Tafeln.) II. Contributions to the Eocene Paleontology of Alabama and Mississippi by Dr. Otto Meyer. (Mit 3 Tafeln.) Unter den zur Abbildung gebrachten Formen ist keine, welche mit den in der vorliegenden Abhandlung besprochenen irgend in Vergleich zu bringen wäre.

Da mir von Gatun neues Material zugekommen ist, wird sich später vielleicht Gelegenheit ergeben, das Alabama-Tertiär mit dem Jungtertiär von Gatun in Vergleich zu bringen. Eine Übereinstimmung oder Annäherung beider Faunen, soweit sie bis nun bekannt sind, besteht meiner dermaligen Meinung nach ganz und gar nicht.

Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit erhielt der Unterzeichnete die von Herrn Professor Dr. Fritz Frech bei Tehuantepec (Almagres) gemachten Aufsammlungen, welche einige neue Arten enthalten und nachträglich behandelt werden sollen. Da nun bei der Exkursion des X. Internationalen Geologenkongresses auch noch andere Fachgenossen an derselben Fundstelle gesammelt haben dürften, so glaubte er im Interesse der Sache an die betreffenden Kollegen das Ersuchen richten zu sollen, sie möchten ihm ihre Sammlungsergebnisse von Tehuantepec für kurze Zeit anvertrauen, um etwas vorläufig erschöpfendes über die interessante Fauna zustande bringen zu können.

Franz Toula,
Wien, IV. K. k. Technische Hochschule.

Tafel XII.

Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec.

Erklärung zu Tafel XII.

Fig. 1. *Protula virginica Conr. sp.*
Fig. 2. *Pecten (Chlamys) cactaceus Dall.*
Fig. 3. *Dentalium rimosum Böse.*
Fig. 4. *Solarium Almagrense Böse.*
Fig. 5. *Natica canrena Lin.*
Fig. 6. „ *subinterna Böse.*
Fig. 7. *Niso striatula Böse.*
Fig. 8. *Scala (Acrilla) Weigandi Böse.*
Fig. 9. *Nassarina (?Metulella) isthmica Böse.*
Fig. 10. *Phos subfasciolatum n. sp.*
Fig. 11. *Murex (Pteropurpura) Aguilari Böse.*
Fig. 12. *Fusus isthmicus n. sp.*



J. Fleischmann gez.

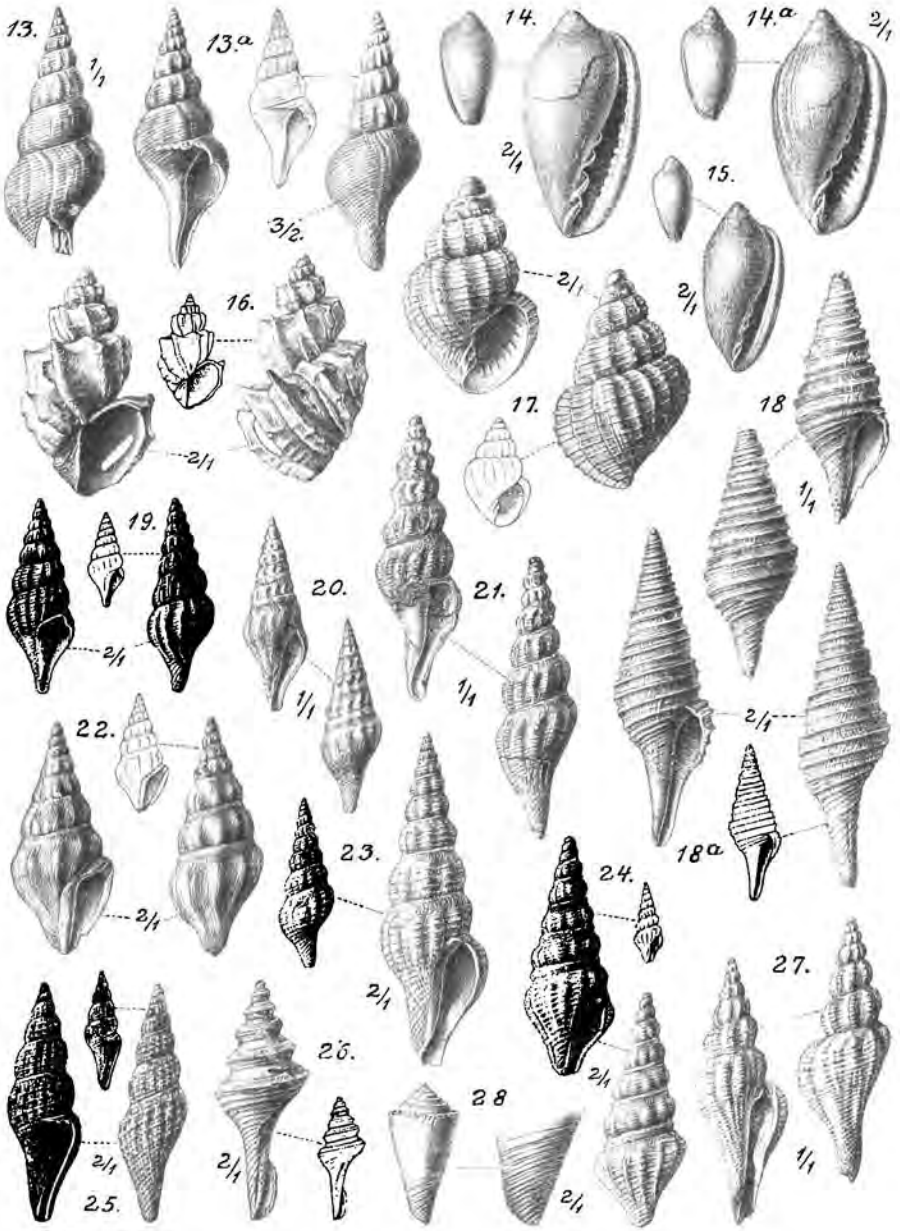
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel XIII.

Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec.

Erklärung zu Tafel XIII.

Fig. 13. *Fusus Almagrensis n. sp.*
Fig. 14. *Marginella Staffi Böse.*
Fig. 15. „ *succinea Conr.*
Fig. 16. *Cancellaria Zahni Böse.*
Fig. 17. „ *zapoteca Böse.*
Fig. 18. *Pleurotoma albida Perry.*
Fig. 19. *venusta Sow. var. mexicana Böse.*
Fig. 20. *Frechi Böse.*
Fig. 21. (*Surcula*) *Pearsoni Böse.*
Fig. 22. (*Drillia*) *subperpolita Böse.*
Fig. 23. (*Drillia*) *Almagrensis Böse.*
Fig. 24. (*Drillia*) *Oerteli Böse.*
Fig. 25. (*? Drillia*) *subconsors Böse.*
Fig. 26. (*Ancistrosyrinx*) *aff. radiata Dall.*
Fig. 27. „ (*Clathurella, Glyptostoma*) *Dalli Böse.*
Fig. 28. *Conus Almagrensis Böse.*



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumofskygasse 23.

Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna.

Von **F. Kossmat** und **C. Diener**.

Mit 2 Tafeln (Nr. XIV—XV) und 6 Textillustrationen.

A. Die Verbreitung und Lagerung der Bellerophonkalke im Süden der Julischen Alpen.

Von **Dr. Franz Kossmat.**

Die seit längerer Zeit bekannten Vorkommnisse der südtirolischen und kärntnerischen Bellerophonkalke gehören sämtlich der Hauptzone der südlichen Kalkalpen an, während in jenen äußeren Gebirgszügen, welche bereits in unmittelbarem Zusammenhange mit den dinarischen Ketten stehen, erst bei den Aufnahmen der letzten Jahre der Nachweis einer korrespondierenden Schichtgruppe gelang. Fast die Gesamtheit des betreffenden Verbreitungsgebietes entfällt auf den westlichen Teil des Kronlandes Krain und ist in dem kürzlich zur Publikation gelangten Blatte Bischoflack—Ober-Idria (Zone 21, Kol. X) der geologischen Spezialkarte 1:75.000 enthalten. Ein Kartenausschnitt, in welchem zufällig auch die Umgebung der wichtigsten, im nachfolgenden beschriebenen Fossillokalitäten dargestellt ist, bildet eine Beilage der Arbeit: „Überschiebungserscheinungen im Randgebiete des Laibacher Moores“ (Comptes Rendus IX. Congrès géol. internat., Vienne 1903, pag. 507 ff.).

Für den Zweck einer beiläufigen Orientierung über die Ausdehnung und Anordnung der Vorkommnisse dürfte die auf pag. 280 eingeschaltete Skizze ausreichen.

Der hier dargestellte Verbreitungsbezirk der krainischen Bellerophonkalke wird im Norden von den Julischen Alpen, im Osten von der Laibacher Ebene, im Südwesten von den Karstplateaus des Ternovaner und Birnbaumer Waldes begrenzt. Die stratigraphische Aufschlußreihe reicht bis in das ältere Paläozoikum hinab und umfaßt über diesem sämtliche Formationen vom Karbon bis zum Alttertiär, selbstverständlich nicht in lückenloser Entwicklung.

[1]) F. Kossmat, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1902, pag. 19, 151.

Karbon und Perm.

1. Das Karbon besteht der Hauptsache nach aus sehr mächtigen schwarzen Tonschiefern und glimmerigen Sandsteinen mit untergeordneten Einschaltungen von glimmerigen Quarzkonglomeraten. Die sehr seltenen Fossilien sind vorwiegend pflanzlicher Natur. Bei Idria wurden durch M. V. Lipold *Dictyopteris Brongniarti*, *Calamites Suckowii*, *Sagenaria sp.* und einige verdrückte *Productus* entdeckt; bei Voljaka am Südfuße des Blegašberges fand ich große, gut erhaltene Exemplare von *Productus Cora d'Orb.*

2. Über den Karbonschiefern folgen anscheinend konkordant rote und weiße Quarzkonglomerate oder Quarzsandsteine mit Einlagerungen von bunten, meist roten glimmerigsandigen Schiefern. Diese Schichtfolge hat die bekannten Merkmale der überall in den Südalpen verbreiteten permischen Sandsteine und entspricht der Hauptsache nach wohl den Grödener Schichten. Da aber von den weiter westlich verbreiteten permischen Quarzporphyren keine Spur vorhanden ist, dürften wohl auch die Aquivalente des vor-porphyrischen Verrucano von Südtirol mit inbegriffen sein.

Daß die Konkordanz der Permsandsteine mit dem Karbon nur eine scheinbare ist, geht nach meiner Ansicht daraus hervor, daß erstere im Savegebiet östlich von Laibach bald auf einer mehr sandig-konglomeratischen, bald auf einer vorwiegend aus Tonschiefer bestehenden Abteilung des Karbons liegen.

Von den fossilreichen Fusulinen- und Schwagerinenkalken der Karawanken und Karnischen Alpen konnte ich in dem besprochenen Gebiete nichts beobachten, so daß die Lücke zwischen den Rotliegendbildungen und ihrer Unterlage hier größer sein dürfte als weiter im Norden.

Die sehr weit verbreiteten fossilleeren permischen Sandsteine und Konglomerate wurden bei den Übersichtsaufnahmen durch M. V. Lipold[1]) nicht besonders ausgeschieden, sondern wegen ihrer Ähnlichkeit mit dem außeralpinen Buntsandstein zu den Werfener Schiefern der Trias gezogen.

Tatsächlich ist es in manchen Profilen, so besonders in der Gegend von Idria und im Osten der Laibacher Ebene, ziemlich schwer, eine sichere Grenze zwischen beiden Schichtgruppen zu finden.

3. In den meisten Teilen des westlich der Laibacher Ebene gelegenen Verbreitungsgebietes permischer Schichten läuft aber zwischen den Grödener Sandsteinen und den Werfener Schichten eine Zone dunkelgrauer bis schwarzer Kalke und grauer Dolomite mit solcher Regelmäßigkeit durch, daß eine stratigraphische Trennung leicht fällt. Lipold hatte diese kalkigen Bildungen zum Teil bereits beobachtet, sie aber meist als Muschelkalkzüge kartiert. Ein Vorkommen am Skofie vrh bei Kirchheim, in welchem Lipold *Productus* fand, wurde allerdings als „Gailtaler" Kalk eingetragen.

---

[1]) M. V. Lipold, Geologische Aufnahmen in Oberkrain, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, pag. 205.

Bei den Aufnahmsarbeiten des Jahres 1901 fand ich in diesen Schichten an zahlreichen Punkten außer den fast allgemein verbreiteten, geradezu gesteinsbildenden Diploporen, Foraminiferen, Bryozoen? (*Stenopora?*) und Echinodermen-Fragmenten auch häufige Durchschnitte oder Anwitterungen von Bellerophonschalen, so daß sich die Parallelisierung mit den Bellerophonkalken von Südtirol sowohl wegen der analogen stratigraphischen Stellung als auch wegen des allgemeinen faunistischen Bildes ohne weiteres ergab (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 19 und 151).

Im gleichen Jahre entdeckte ich in den Bellerophonkalken am Fahrwege Schönbrunn—St. Jobst (in der Luftlinie ca. $6\,^1/_2$ *km* WNW von der Haltestelle Drenov grič der Bahn Laibach—Oberlaibach) mehrere *Productus*-Reste, deren besterhaltenen Prof. E. Schellwien bei einer gelegentlichen Besichtigung als wahrscheinlich identisch mit *Productus indicus Waagen* der Saltrange erklärte. Da nach diesen Anhaltspunkten eine Ergänzung des paläontologischen Materials wünschenswert erschien, suchte ich im Sommer 1905 gemeinsam mit Prof. E. Schellwien und dessen Assistenten Dr. Jonas neuerdings die wichtigsten Lokalitäten der Umgebung von Oberlaibach (Schaschar, Schönbrunn) und von Sairach auf, wobei besonders an den erstgenannten eine vom stratigraphischen Gesichtspunkte sehr interessante Fauna aufgefunden wurde. Die Beziehungen zum indischen *Productus*-Kalk traten klar hervor[1]).

I. Bellerophonkalke der Gebirgszone Sairach—Kirchheim.

Die Perm- und Karbonschichten, welche vom Nordrande des Alluvialbeckens von Loitsch über den Sairacher Berg und den Taleinschnitt der oberen Pöllander Zeier gegen Kirchheim ziehen, unterlagern den nach Nordosten gewendeten Schichtkopf der vielfach gefalteten und zerbrochenen Triasplatte des Idricagebietes. In der Gegend von Kirchheim wendet sich das Streichen plötzlich nach Nordosten; die permischen Bildungen, welche bis dahin die breite Zone des Sairacher Berges und seiner nordwestlichen Fortsetzung bildeten, erscheinen nun am Skofie vrh in zwei durch eine Karbonwiederholung getrennten Zügen und schneiden schließlich am altpaläozoischen Grauwackenterrain ab.

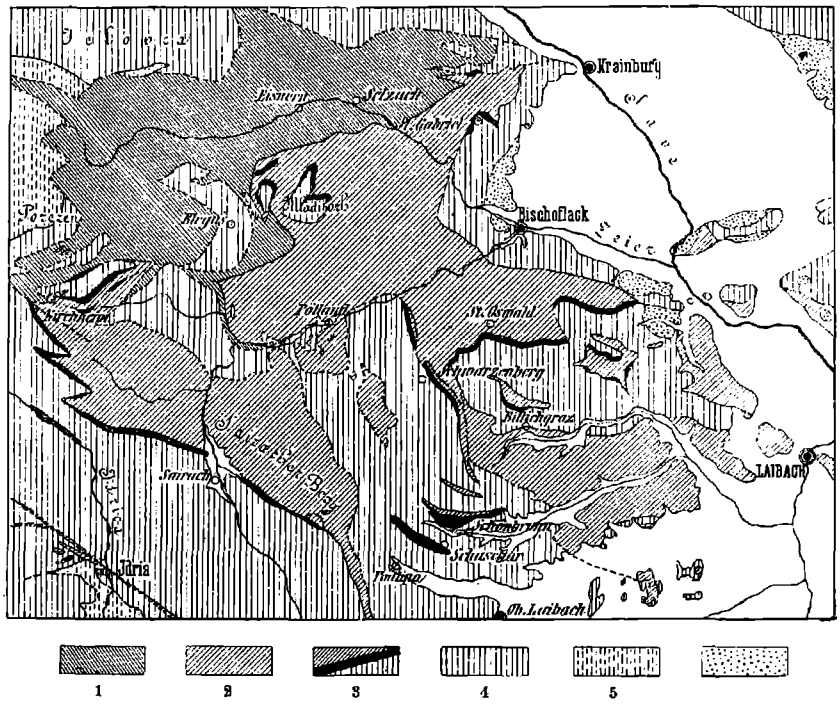
In der ganzen Strecke vom Südfuße des Sairacher Berges bis nach Kirchheim — in der Luftlinie mehr als 18 *km* — sind die Sandsteine und Konglomerate des Perm durch eine nur an wenigen Stellen unterbrochene Einlagerung von Bellerophonkalken gegen die unteren, sandigglimmerigen Werfener Schichten abgegrenzt, und das gleiche Verhalten beobachtet man auch am Hauptzuge des Skofie vrh. Das Einfallen ist zum Teil normal gegen außen gerichtet, zum Teil verkehrt; die Mächtigkeit der Bellerophonkalke übersteigt nicht selten den Betrag von 200 *m*.

---

[1]) Vergl. den vorläufigen Bericht von E. Schellwien in den Monatsberichten d. Deutschen geolog. Gesellschaft, Berlin 1905, Nr. 9, pag. 357.

Südöstlich von Sairach begleitet die Zone der schwarzen Bellerophonkalke mit südwestlichem Einfallen den Fuß des linken Račovagehänges, während auf der rechten Talseite die gegen sie verflächenden bunten Permsandsteine und Schiefer des Sairacher Berges anstehen.

Fig. 1.



Das Verbreitungsgebiet der Bellerophonkalke auf der Südseite der Julischen Alpen.

Maßstab zirka 1:400.000.

Zeichenerklärung:

1 Altpaläozoische Schiefer und Grauwacken samt begleitenden Kalken. — 2 Karbonische und permische Schiefer und Sandsteine. — 3 Bellerophonkalke (schwarzer Streifen). — 4 Trias. — 5 Jura und Kreide (bei Idria inkl. Eocän). — 6 Oligocän.

Weiß gelassen sind die jungtertiären und quartären Ausfüllungen der Ebene.

Die Hauptstörungslinien sind strichiert.

Das Hangende wird von regelmäßig auflagernden, Myacitenführenden unteren Werfener Schichten gebildet.

In dem Abschnitte westlich von Sairach ist die Schichtfolge durch eine ziemlich lange Strecke überkippt, aber der profilmäßige Zusammenhang der drei in Betracht kommenden Stufen überall leicht festzustellen. Gleich der Hügelzug, welcher am W-Rande der Tal-

weitung von Sairach mit dem von der Kirche Ledinca gekrönten Vorsprung beginnt, zeigt die überkippten, meist 40—60° N fallenden Schichten sehr schön. Von Norden beginnend, quert man:

1. Grödener Quarzsandsteine.
2. *a*) dunkle, stark zerbröckelnde sandige Dolomite.
   b) schwarze, am Bruche glitzernde Kalke mit: Diploporen, Foraminiferen, schlanken Cidaritenstacheln, Crinoidenstielen (*Cyathocrinus?*), zahlreichen problematischen, vielleicht zu *Stenopora* gehörigen Röhrchen, unbestimmbaren Brachiopoden und Bellerophondurchschnitten.
   c) Dolomite und Rauchwacken, ca. 30 *m* mächtig.
3. Glimmerige Werfener Schiefer mit gelegentlichen Einlagerungen von braunen Oolithkalken. Bei Sairach sind noch die oberen Werfener Mergel und Mergelkalke mit der großen *Pseudomonotis Beneckei Bittner, Naticella* und *Tirolites sp.* entwickelt.

Ein sehr schönes Profil erhält man an dem 968 *m* hohen Rücken N des Prapretno brdo, nahe der Wasserscheide zwischen dem Sairacher und Idrianer Gebiet.

Am Hange westlich dieser Anhöhe kann man die Wechsellagerung der oberen dolomitischen Bänke mit den glimmerigen Werfener Schiefern sehr gut beobachten.

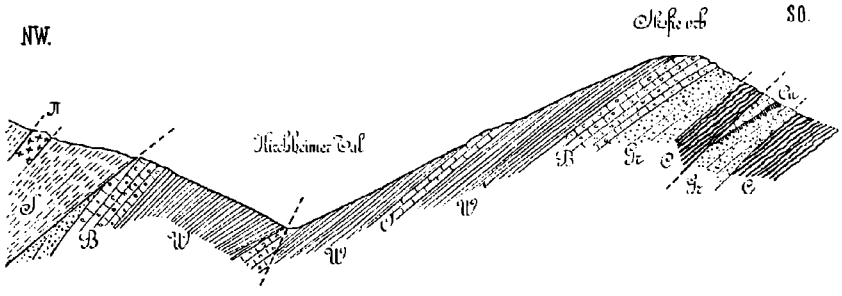
In der weiteren Fortsetzung zeigt der Verlauf der besprochenen Zone zwei scharfe, durch Transversalstörungen verursachte Knickungen, doch ist das regelmäßige Lagerungsverhältnis immer nur auf kurze Strecken unterbrochen. Noch im Taleinschnitte der Cirknica bei Kirchheim läßt sich das Normalprofil deutlich, sogar ohne Überkippung der Schichtfolge, beobachten. Die Dolomite der Bellerophonschichten werden oft fast ganz durch dunkle, zum Teil schiefrige Kalke ersetzt. Am Skofie vrh bei Kirchheim, wo Lipold die ersten *Productus*-Reste im Kalk auffand, folgt über schwarzen Karbonschiefern ein wahrscheinlich durch eine Längsstörung in seiner Mächtigkeit reduzierter Zug von roten Quarzkonglomeraten oder Sandsteinen und darüber der schwarze, bellerophonführende Diploporenkalk, welcher den Rücken des Berges bildet. Er wird auf dessen nördlicher Abdachung von typischen Werfener Schiefern mit Einlagerungen von gelblichbraun anwitternden Oolithen überlagert

Auf der Südabdachung des Skofie vrh ist noch ein selbständiger, aus Permsandsteinen und Resten von Bellerophonkalken (beziehungsweise Dolomiten) bestehender Parallelzug vorhanden, welcher durch eine Aufschiebung des Karbon von der Hauptzone getrennt ist.

In den Permsandsteinen des Nebenzuges wurden an zwei Stellen, am Podplečamsattel O von Kirchheim und bei Novine, Kupfererze (Chalkopyrit, Kupferfahlerz, Malachit und Azurit) bergbaumäßig gewonnen. Die Vorkommnisse treten in Begleitung von Quarz als lagerartige Imprägnationen auf. An der erstgenannten Lokalität konnte ich in einem wiedergeöffneten alten Stollen Fahlerzausscheidungen auch in den an die Sandsteine angrenzenden Dolomiten des Bellerophonniveaus beobachten.

Außerdem sind kleinere, unbauwürdige Kupferimprägnationen in den Permsandsteinen sowohl der besprochenen Zone als auch der Umgebung von Bischoflack sehr verbreitet. Sie finden sich im nördlichen Teile des Skofie vrh, ferner am Gehänge S von Kirchheim, im Gebiete des Sairacher Berges, bei St. Oswald SW von Bischoflack, am Martin vrh bei Eisnern und dürfen auch deswegen Interesse beanspruchen, weil bekanntlich Kupfervorkommnisse sowohl in vielen Teilen der Südalpen als auch in außeralpinen Gegenden zu den charakteristischen Begleitern des Rotliegenden gehören.

Fig. 2.



Profil durch den Skofie vrh bei Kirchheim. (1:25.000.)

S = altpaläozoische Sericitgrauwacken. — C = karbonische Tonschiefer und Sandsteine. — Gr = Grödener Sandsteine. — Cu = kupferführende Zone (alte Grube am Podplečamsattel). — B = Kalke und Dolomite der Bellerophonschichten. — W = Werfener Schichten (mit Einlagerungen von oolithischen Kalken = O). π = triadischer Felsitporphyr.

Ia. Permaufbrüche im Idricagebiete.

Im Idricatale kommt das unter den Rand der Triasplatte untertauchende Perm entlang der Straße zwischen Unter-Idria und der Mündung des Kirchheimer Tales noch als ein mehrere Kilometer langer Aufbruch von schwarzen Diploporenkalken zutage. Auch hier ist die Grenze gegen die häufig fossilführenden unteren Werfener Schichten verschwimmend, da ähnliche Dolomiteinschaltungen, wie wir sie als Grenzbildung der beiden Schichtgruppen kennen lernten, in den unteren Werfener Schichten gleichfalls eingeschaltet sind. Die Quarzsandsteine sah ich nur nahe dem westlichen Ende der Zone, ca. 1 *km* W von Otaležˇ, in geringer Ausdehnung bloßgelegt.

Die übrigen, meist nicht besonders ausgedehnten Permvorkommnisse, welche im Triasgebiet der Umgebung von Idria und Gereuth als Begleiter der schmalen Karbonaufbrüche bekannt sind, bestehen vorwiegend aus Quarzsandsteinen und Konglomeraten; nur im Weichentale bei Idria fand sich Dolomit mit *Lonsdaleia?*

II. Bellerophonkalke der Umgebung von Bischoflack und Billichgraz.

Während die Permzone Sairach—Kirchheim im großen den nordöstlichen Schichtkopf einer tektonisch noch zum Ternovaner Karst gehörigen Serie bildet, treten die gleichen Schichten in der Umgebung von Bischoflack und Billichgraz als Bestandteil eines Gebirgsabschnittes auf, welcher das westliche Ende der langen, ostwestlich streichenden Falten des sogenannten Savesystems (Gebirge von Cilli—Ratschach) bezeichnet.

In diesem Teile der genannten Faltenzone kommt der karbonische Untergrund in sehr großer Ausdehnung an die Oberfläche, während die Triassynklinalen infolge des Ansteigens der ganzen Schichtserie teilweise bereits in schollenartige Denudationsreste zerstückelt sind.

a) Auf der Nordseite des Triasgebietes von Billichgraz treten unter den Werfener Schichten wieder in sehr klaren Profilen die dunklen Bellerophonkalke, zum Teil auch Dolomite, auf und werden vom Karbonschiefer durch wohlentwickelte rote Sandsteine getrennt. Auch in Aufbrüchen inmitten des Triasgebietes ist ein kalkiger und dolomitischer Horizont von gleicher stratigraphischer Stellung häufig nachzuweisen. Nur auf der Südseite, bei Billichgraz selbst, ist das Normalprofil meist durch eine Zone von Längsstörungen verwischt.

b) Die Triasregion, welche als Fortsetzung und zugleich als westliches Ende der Synklinalen von Stein und Moräutsch die buchtförmige Weitung der Saveebene bei Bischoflack begrenzt und gegen sie einfällt, zeigt in dem nördlich vom Selzacher Zeiertale gelegenen Teile des Muldenrandes eine regelmäßige, auch die Permkalke umfassende Schichtfolge, während im südlichen Teile durch Absenkung der inneren Muldenteile gegenüber den Rändern meist der Muschelkalk oder die Werfener Schichten direkt an den roten Sandstein stoßen.

c) Die westlich des Bischoflacker Gebietes dem Karbon aufsitzenden Schollen des Mladi vrh und Koprivnik zeigen je eine Kappe aus Dolomiten und Kalken der mittleren Trias über einem aus Perm und Werfener Schichten (mit *Pseudomonotis*) bestehenden Sockel.

Zirka 2 *km* NO vom Gipfel des Mladi vrh fand ich innerhalb der Bellerophonkalkzone Stücke von dunkelgrauem Kalk mit Durchschnitten, welche nach der charakteristischen Form der Kammerung wohl als Richthofenien gedeutet werden können. Dunkle Kalke mit Diploporenanwitterungen sind auch in diesem Gebiet das bezeichnendste Gestein der Zone.

III. Bellerophonkalke der Gebirgszone Oberlaibach—Pölland.

Zwischen das Idricagebiet und das Terrain von Billichgraz—Bischoflack dringen die stark zusammengepreßten Falten der Trias von Oberlaibach—Horjul—Pölland—Blegaš in nordwestlicher Richtung ein und werden beiderseits von Dislokationen umgrenzt. Die obengenannnten Gebirgsteile wenden die Schichtköpfe ihrer Basisbildungen

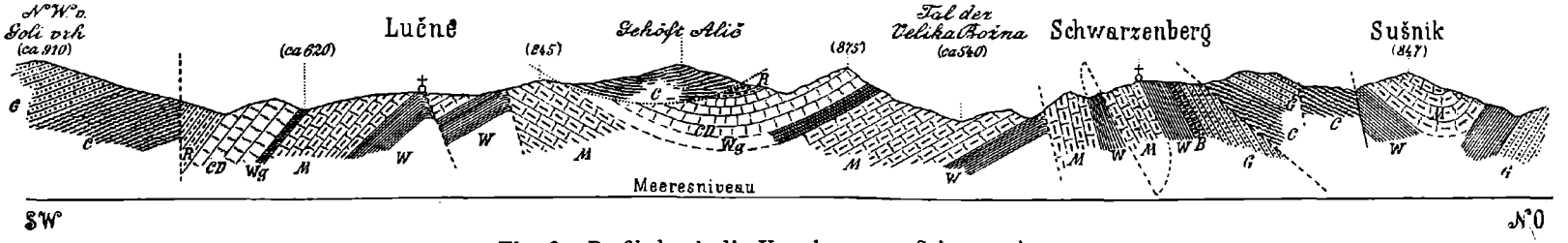
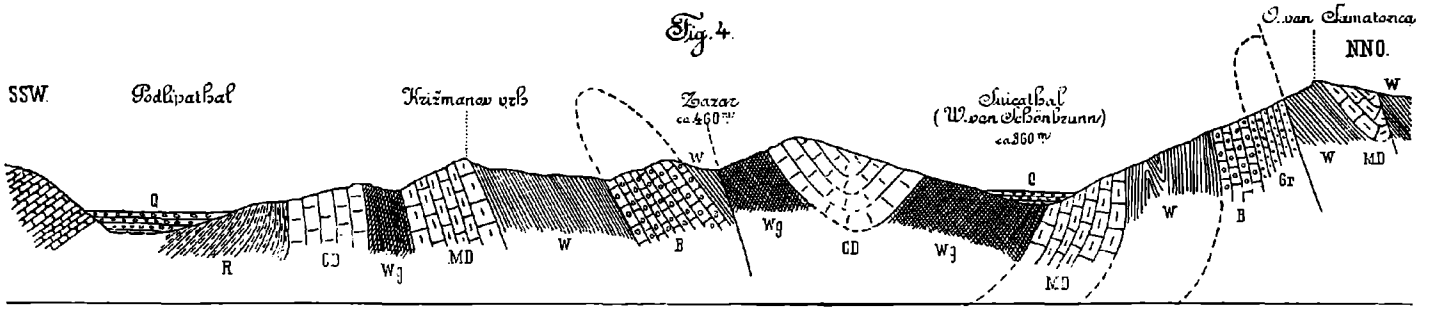


Fig. 3. Profil durch die Umgebung von Schwarzenberg.



Profil über Schaschar (Žažar) und Schönbrunn (Vrzdenec).

Zeichenerklärung:

C = Karbonische Schiefer und Sandsteine. — *G* (*Gr*) = Grödener Sandstein und Verrucano. — *B* = Kalke und Dolomite der Bellerophonschichten. — *W* = Werfener Schichten. — *M* (*MD*) = Dolomite des Muschelkalks. — *Wg* = Wengener Schichten und Pietra verde. — *CD* = Dolomit der Cassianer Schichten. — *R* = Raibler Schichten. — *HD* = Hauptdolomit des Podlipatales. — *Q* = Quartär.

Fig. 3 reproduziert aus Comptes Rendus IX. Congr. géol. international, Vienne 1903, pl. II, Fig. 3.

Fig. 4 reproduziert aus Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1902, pag. 160, Fig. 4.

gegen das eingeschlossene Terrain. Die Existenz von karbonischen Deckschollen beweist, daß beträchtliche Überschiebungen stattgefunden haben.

Auch in der so eingeschlossenen Region kommt das Perm unter der Trias in einer Entwicklung zutage, welche von jener der Umrandung nicht im geringsten abweicht. Es bildet:

a) den nordöstlichen, meist überkippten Rand, welcher in der Linie Schwarzenberg—Voltarski hrib an das aufgeschobene Karbon grenzt und vorübergehend unter ihm verschwindet;

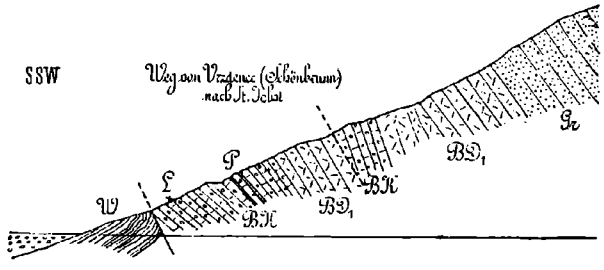
b) die beiden Aufbrüche von Schönbrunn und Schaschar.

Die beiden letzteren enthalten die Fossilienfundorte, von denen die Hauptmenge des paläontologischen Untersuchungsmaterials stammt, und müssen daher näher beschrieben werden.

Aufbruch von Schönbrunn (Vrzdenec).

Nördlich des Talbodens der zum Laibacher Moor fließenden Suica tritt aus den Werfener Schichten ein ungefähr ostwestlich verlaufender, aber gegen Süden ausgebauchter Zug von roten Sand-

Fig. 5.



Profil zirka 1 *km* westlich von Schönbrunn (Vrzdenec).

Gr = Grödener Sandstein. — BD_1 = untere Dolomite der Bellerophonschichten. — *BK* = schwarze diploporenreiche Bellerophonkalke. — *P* = dunkle mergelige Lagen mit *Productus cf. indicus*. — *L* = Fundstelle von *Lonsdaleia indica*. — *W* = glimmerige Werfener Schiefer mit *Pseudomonotis*.

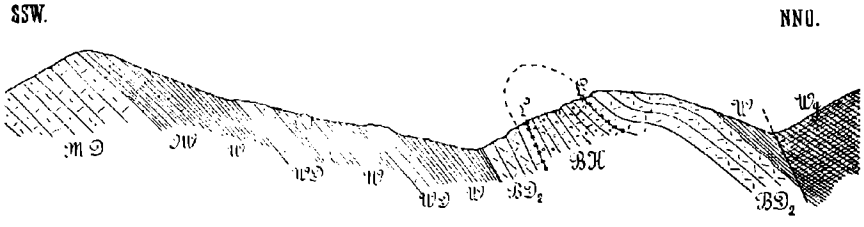
steinen und Bellerophonkalken zutage. Die ersteren bilden in einer Ausdehnung von ungefähr 5 *km* den Kern des Aufbruches und schneiden an der Nordgrenze mit einer Längsstörung gegen die Werfener Schichten ab, während sie gegen Süden auf die Bellerophonschichten überkippt sind. Die durch ihre Gesteinsbeschaffenheit und das Auftreten von *Pseudomonotis aurita* leicht kenntlichen Werfener Schichten am Südflügel des Aufbruches fallen gegen das Perm ein; die Überkippung geht teilweise in eine Überschiebung über. Mit gleichfalls überstürzter Lagerung schließen sich dann in der Verlängerung des Querprofils dolomitischer Muschelkalk und Wengener Schiefer mit *Pietra verde* an.

Im Detail ist das Profil von Schönbrunn ziemlich gestört, bleibt aber in Zusammenhang mit den übrigen vollkommen klar; vor allem ist die Stellung des fossilienführenden Kalkes als Grenzhorizont zwischen Grödener und Werfener Schichten an verschiedenen Stellen der Zone deutlich festzustellen.

Antiklinale von Schaschar (Žažar).

In der Zone von Schaschar liegt eine gleichfalls nach Süden überschlagene Antiklinale vor, in deren Kern die Bellerophonkalke bloßgelegt sind. Störungen sind zwar in der Peripherie vorhanden, aber

Fig. 6.



Profil westlich von Schaschar (Žažar).

Bk = schwarzer diploporenreicher Bellerophonkalk mit Brachiopodenfauna. — *L* = Bank mit *Lonsdaleia indica* im oberen Teile des Bellerophonkalks. — BD_2 = oberes Dolomitniveau der Bellerophonschichten. — *W* = glimmerige, untere Werfener Schiefer mit *Myaciten* etc. — *WD* = Einschaltungen von Dolomit und Kalk in den Werfener Schiefern. — *OW* = mergelige, zum Teil knollig verwitternde obere Werfener Schiefer mit Naticellen. — *MD* = Dolomit des Muschelkalks.

das Verhältnis der hier in Betracht kommenden Schichten wird dadurch nicht verwischt. Grödener Sandsteine habe ich anstehend nicht beobachtet, doch fand ich Rollstücke von solchen in dem kleinen Tälchen SO von Schaschar.

Die fossilführenden Kalklagen haben ganz den Charakter der bereits beschriebenen Vorkommnisse im Sairach—Kirchheimer Zuge; sie führen massenhaft Diploporen, Foraminiferen, Echinodermenreste und nicht selten Brachiopoden. Nur lösen sich die Fossilien beim Zerschlagen selten aus dem harten Gestein heraus, so daß im allgemeinen nur die verwitterten Partien günstig erhaltenes Material liefern. Die Bänke mit der Koralle *Lonsdaleia indica Waagen* u. *Wentzel* scheinen ein etwas höheres Niveau einzunehmen als die brachiopodenführenden Lagen. Sie werden aber von den Werfener Schiefern noch durch die auch sonst so verbreitete fossilleere Dolomitzone getrennt, deren Mächtigkeit wohl über 20 *m* zu veranschlagen ist.

Der Verband der Hangenddolomite mit den unteren Werfener Schichten ist ein konkordanter und normaler; man kann an den Schichtfugen der oberen Bänke des ersteren bereits einen glimmerigen Besteg wahrnehmen. Dolomitische Einschaltungen sind auch in den Werfener Schichten selbst zu beobachten.

Ein sehr hübscher Aufschluß des normal gelagerten Nordflügels der Antiklinale ist im westlichen Teile bei Kote 407 der Generalstabskarte im Tälchen von Celarje sichtbar. Es folgt hier über den schwärzlichen Bellerophonschichten der Grenzdolomit und über diesem der mit Dolomit wechsellagernde untere Werfener Schiefer, welcher noch von den knotigen Mergeln der oberen Abteilung dieser Schichtgruppe überlagert wird.

Schlußbemerkungen.

1. Die in Rede stehenden Kalke und Dolomite werden von roten und weißen, nicht selten durch das Vorkommen von Kupfererzimprägnationen ausgezeichneten Quarzsandsteinen und Konglomeraten unterlagert, welche das Dach der schwarzen Karbonschiefer bilden und nach ihrem ganzen Verhalten das normale Bild der südalpinen Permsandsteine (Grödener und Verrucano) geben.

2. Das Hangende wird durch konkordant aufgelagerte sandig-glimmerige Werfener Schichten mit häufigen Myaciten und *Pseudomonotis* (*Ps. aurita, ovata, Venetiana*) gebildet. Nicht selten ist eine Wechsellagerung an der Grenze der beiden Schichtgruppen festzustellen.

3. Die permischen Kalke sind in der Regel von zahlreichen kleinen Fossilienanwitterungen bedeckt. Geradezu gesteinsbildend erscheinen Diploporen, welche auch im Dünnschliff sehr deutlich sind. Daneben kommen stellenweise andere röhrenförmige, mitunter aber dichotome Reste vor, deren Struktur leider meist schlecht erhalten ist; vielleicht handelt es sich um die in Permschichten verbreitete Bryozoengattung *Stenopora*. Im Dünnschliff fällt die große Menge von Foraminiferen auf, doch fehlen die Fusulinen. Sonst sind von allgemeiner verbreiteten Fossilien noch schmale Cidaritenstacheln, Crinoidenstiele (*Cyathocrinus?*) und Bellerophonschalen von verschiedener Form und Größe (bis 5 *cm*) zu erwähnen; leider gestattet der Erhaltungszustand keine spezifische Bestimmung.

Die Brachiopoden der beiden wichtigsten Lokalitäten, Schaschar und Schönbrunn, stammen aus Kalken vom obenerwähnten Charakter. Als das Leitfossil der Brachiopodenfauna kann *Productus cf. indicus Waagen* gelten, welcher an beiden Fundorten in schmalen, tonigkalkigen Lagen massenhaft auftritt.

Von den Werfener Schiefern sind die Petrefaktenlagen bei Schaschar, wo die Lagerung weniger gestört ist als an der zweiten Hauptlokalität, durch eine wenig mächtige, konkordant eingeschaltete Dolomitzone getrennt. Letztere ist auch in vielen anderen Profilen, zum Beispiel bei Ledinca, vorhanden, bildet aber keine durchlaufende Zone, da häufig die Fazies der schwarzen Bellerophonkalke bis an die Schiefergrenze reicht. Umgekehrt kann aber lokal

auch die fossilleere Dolomitfazies die Oberhand gewinnen, wie dies zum Beispiel bei den Aufbrüchen in dem Triasgebiete von Billichgraz der Fall zu sein scheint.

In den Ostkarawanken, und zwar im Einzugsgebiete der Neumarktler Feistritz und der Kanker, wurde von F. Teller[1]) zwischen dem häufig kupferführenden Grödener Sandstein und der unteren Trias ein fossilleerer Dolomit- und Rauchwackenhorizont als Äquivalent der südtirolischen Bellerophonkalke ausgeschieden. Er vermittelt den allmählichen Übergang in die jüngeren Ablagerungen, denn es finden sich, genau wie in dem Gebiete südlich der Julischen Alpen, auch über den myacitenführenden tieferen Lagen der Werfener Schiefer Einschaltungen von „grauem, sandigem Dolomit, die noch vollständig dem Typus der tieferen permischen Dolomite entsprechen, so daß es stellenweise sehr schwer wird, die Grenze zwischen Perm und Trias kartographisch festzulegen".

Am Nordrande des Skuber vrh bei Oberseeland (Kankergebiet) stehen nach F. Teller die Permdolomite mit grauen, diploporen- und crinoidenführenden Kalken in Verbindung, deren stratigraphische Stellung aber als unsicher bezeichnet wird. Die zahlreichen sonstigen Analogien legen die Vermutung nahe, daß hier ein Äquivalent der Petrefaktenschichten des südlicheren Verbreitungsgebietes vorliegt.

In bezug auf ihre räumliche Stellung vermitteln die krainischen Bellerophonkalke die Verbindung der im Hauptstamme der Südalpen gelegenen südtirolischen, venezianischen und kärntnerischen Ablagerungen mit den teilweise gleichfalls ziemlich fossilreichen Vorkommnissen der mittelbosnischen Gebirge. Die von E. Kittl[2]) beschriebene Fauna der Lokalitäten Han Orahovica, Suha Česma und Prekača in der Gegend von Sarajevo enthält u. a. *Steinmannia sp.*, Cidariten, *Cyathocrinus*-Stiele, Bryozoen (*Geinitzella columnaris Schloth.*), hornschalige Brachiopoden — besonders *Discina* —, zahlreiche Bivalven, Gastropoden und Nautiliden. Sie weist einige bemerkenswerte Beziehungen zum Südtiroler Bellerophonkalk sowie zum deutschen und englischen Perm auf, während ein näherer Vergleich mit den paläontologisch verwertbaren Faunenbestandteilen der krainischen Lokalitäten einstweilen infolge der abweichenden Zusammensetzung ausgeschlossen ist. In neuerer Zeit wurden auch in Dalmatien (Velebitgebiet, Sinj) Andeutungen von altersgleichen Schichten gefunden, doch sind diese nur in der Fazies fossilleerer Dolomite und Rauchwacken bekannt geworden[3]).

---

[1]) F. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte „Eisenkappel—Kanker" (Zone 20, Kol. XI), Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1898, pag. 46 ff.

[2]) E. Kittl, Geologie der Umgebung von Sarajevo, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1904, pag. 682—702, Taf. XXII.

[3]) R. Schubert, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000, Medak—Sv. Rok, pag. 5. K. k. geol. R.-A., Wien 1910.

B. Die Brachiopodenfauna des Bellerophonkalkes von Schaschar und Schönbrunn.

Von **Dr. Carl Diener.**

Die Entdeckung von *Productus cf. indicus Waag.* im Bellerophonkalk von Schönbrunn durch Prof. F. Kossmat im Jahre 1901 hat zuerst die Aufmerksamkeit auf die Brachiopodenfauna dieser Lokalität hingelenkt. Im Sommer 1905 führten F. Kossmat und E. Schellwien eine gemeinsame Begehung der beiden wichtigsten oberkrainischen Fossilfundorte Schönbrunn und Schaschar aus. Prof. Schellwien übernahm die paläontologische Bearbeitung des aufgesammelten Materials. Noch am 16. August 1905 erstattete er auf der Tübinger Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft einen kurzen Bericht über die Ergebnisse [1]). Er wies auf die Beziehungen zu der Fauna des indischen Productuskalkes hin. Seine vorläufige Liste verzeichnet die nachstehenden identischen Arten:

Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon.
Productus indicus Waag.
„ *Abichi Waag.*
Marginifera ovalis Waag.
Lonsdaleia indica Waag. et Wentz.

Sein Plan, die Fauna und Lagerung der oberkrainischen Bellerophonkalke gemeinsam mit Dr. Kossmat monographisch zu behandeln, ist leider nicht zur Ausführung gelangt. Schon im Mai 1906 setzte der Tod den Arbeiten dieses trefflichen Forschers ein vorzeitiges Ende.

Durch meine Bearbeitung anthracolithischer Faunen des Himalaya wurde ich genötigt, an der Diskussion der Frage nach der stratigraphischen Stellung des Productuskalkes der Salt Range teilzunehmen. Da mir für die Altersdeutung der anthracolithischen Ablagerungen Indiens die Brachiopodenfauna des oberkrainischen Bellerophonkalkes bedeutungsvoll erschien, so wendete ich mich im Vorjahre an den Nachfolger Schellwiens an der Universität in Königsberg, Herrn Professor A. Tornquist, mit der Bitte um Überlassung des von Schellwien und Kossmat gesammelten Materials. Meine Bitte wurde von Herrn Prof. Tornquist in zuvorkommender Weise erfüllt, dem ich dafür an dieser Stelle den verbindlichsten Dank ausspreche. Ein großer Teil des mir übermittelten Materials war bereits von Schellwiens Hand präpariert worden. Auch lagen einzelnen Exemplaren Etiketten mit vorläufigen Bestimmungen bei. Ich habe diese handschriftlichen Bestimmungen in den Text aufgenommen, um den Anteil, der dem Verstorbenen an der vorliegenden Arbeit gebührt, hervortreten zu lassen. Meine Untersuchung beschränkte sich übrigens auf die Klasse der Brachiopoden, da nur diese für eine

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. LVII, 1905, Monatsber. Nr. 9, pag. 357—359.

Beurteilung jener Fragen ein Interesse bot, derentwegen ich die Bearbeitung der vorliegenden Fauna übernommen hatte.

Zu dem Material aus dem geologischen Institut der Universität Königsberg kam noch eine Suite von Fossilien hinzu, die Herr J. V. Želisko im Sommer 1909 bei Schaschar und Schönbrunn im Auftrage der Direktion der k. k. Geologischen Reichsanstalt gesammelt hatte, die aber zu einer Erweiterung unserer Kenntnis der Brachiopodenfauna dieser beiden Lokalitäten nur sehr wenig beigetragen haben.

Beschreibung der Arten.

Productus striatus cf. var. anomala Keys.

Taf. XIV, Fig. 6.

1846. *Productus striatus var. anomala Keyserling*, Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschoraland, pag. 212, Taf. IV, Fig. 8.
1883. *Prod. cf. Cora Kayser*, Oberkarbonische Fauna von Loping, Richthofen, „China", IV, pag. 184, Taf. XXVII, Fig. 5.
1897. *Prod. mongolicus Diener*, The permocarboniferons fauna of Chitichun Nr. I, Palaeont. Indica, ser. XV, Himálayan Foss. Vol. I, Pt. 3, pag. 28, Pl. IV, Fig. 8, 9, 10.
1899. *Prod. mongolicus Diener*, ibidem, Vol. I, Pt. 2, Anthracolithic fossils of Kashmir and Spiti, pag. 38, Pl. VI, Fig. 7, 8.
1902. *Prod. anomalus Tschernyschew*, Die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan, Mém. Comité géol. St. Pétersbourg, Vol. XVI, Nr. 2, pag. 308, 639, Taf. LXIII, Fig. 10.
Productus striatus var. compressa (Waagen) Schellwien, Manuskript.

Eine leider unvollständig erhaltene Ventralklappe eines kleinen *Productus* aus der Gruppe des *P. striatus Fisch.* unterscheidet sich von der typischen Form des *P. striatus* durch den kürzeren Schloßrand und die seitlich stärker zusammengedrückte Wirbelregion. Mit *Productus compressus Waagen* (Salt Range Foss., Pal. Ind. ser. XIII, Vol. I, pag. 710, Pl. LXXXI, Fig. 1, 2) möchte ich sie nicht vereinigen (Schellwien), da sie eine deutliche Radialskulptur, dagegen nur sehr schwach ausgebildete konzentrische Runzeln besitzt. Auch führt Waagen als ein bezeichnendes Merkmal seiner Art aus dem Productuskalk der Salt Range eine so starke Kompression der Wirbelregion an, daß die seitlichen Ränder der Bauchklappe von den überhängenden Seitenteilen in der Ansicht von oben verdeckt werden. Von einer so auffallenden Kompression ist an dem vorliegenden Exemplar nichts zu sehen. Die Seitenteile der Wirbelregion fallen steil gegen die seitlichen Ränder ab, werden jedoch niemals überhängend,

Entschieden größere Ähnlichkeit zeigt unser Stück mit den schwach gerunzelten Formen des *Prod. mongolicus* aus den Zewan beds von Kashmir, die Tschernyschew mit Keyserlings *var. anomala* des *Productus striatus* identifiziert hat. Jedenfalls hat man es hier mit einer der letzteren Varietät sehr nahe stehenden Form zu tun, wenngleich es mit Rücksicht auf die fragmentäre Erhaltung des vorliegenden Exemplars aus dem Bellerophonkalk nicht angeht, die Übereinstimmung mit voller Sicherheit auszusprechen.

Gröber (Carbon und Carbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Schan, Abhandl. d. kgl. bayr. Akad. d. Wiss., II. Kl., Bd. XXIV, Abt. II, pag. 369) hält die spezifische Trennung der mannigfaltigen Abarten des *Productus striatus* nicht für ausreichend begründet. Ich bin geneigt, ihm in dieser Auffassung zu folgen, indem ich Keyserlings *var. anomala* nur als eine besondere Abart, nicht, wie dies von seiten Tschernyschews geschieht, als eigene Spezies betrachte, möchte jedoch bemerken, daß eine Unterscheidung von der typischen Form in der Nomenklatur schon aus stratigraphischen Gründen zum Ausdruck gebracht werden sollte. Die typische Form des *P. striatus* mit breitem Schloßrand ist mir bisher ebensowenig wie Herrn Gröber aus oberkarbonischen oder permischen Ablagerungen bekannt geworden, während die Formen ohne Schloßrand und spitzwinkelig zueinander gestellten Ohren im Unterkarbon, Oberkarbon und Perm gleichmäßig verbreitet sind.

Productus semireticulatus Mart.

Taf. XIV, Fig. 1, 2.

Ein mittelgroßes, aus beiden zusammenhängenden Klappen bestehendes Exemplar und eine Anzahl von größeren und kleinen Ventralklappen stimmen mit Stücken des echten *Productus semireticulatus* aus dem Kohlenkalk von Bolland so vollständig überein, daß ich keinen Grund finden kann, die Form aus dem Bellerophonkalk von der bekannten Leitform des Karbons zu trennen. Auch eine einzelne, sehr flache Dorsalklappe stelle ich vorläufig zu *P. semireticulatus*.

Die Dimensionen der beiden abgebildeten Exemplare sind folgende:

		I.	II.
		Millimeter	
Länge der Ventralklappe	in gerader Linie	34	46
	entlang der Krümmung	52	80
Breite der Ventralklappe		37	57
Dicke der Ventralklappe		16·5	25

Mit *Productus transversalis Tschernyschew* (Mém. Comité géol. de St. Pétersbourg, Vol. XVI, Nr. 2, pag. 258, Taf. XXIX, Fig. 4—6), dem bezeichnendsten Vertreter der *Semireticulatus*-Gruppe in den oberkarbonischen Ablagerungen des Ural, läßt sich unsere Form nicht vereinigen. Die Wirbelregion ist erheblich schmäler, die an der Dorsalklappe wohl erhaltenen Ohren sind kürzer und die Berippung ist zarter. Jedenfalls steht unsere Form den typischen Repräsentanten des *P. semireticulatus* näher als dem *P. transversalis*.

Mit der von mir aus dem Klippenkalk von Chitichun als *Productus semireticulatus* (Himálayan Fossils, Vol. I, Pt. 3, pag. 18, Pl. II, Fig. 1, 3, 5, Pl. III, Fig. 1, 2) beschriebenen Form besteht keine Identität. Die Mehrzahl der tibetanischen Exemplare dürfte, wie Tschernyschew vermutet, mit *P. transversalis* zu vereinigen sein.

Das am besten erhaltene, in Pl. II, Fig. 1 illustrierte Stück gehört überhaupt nicht in die Gruppe des *P. semireticulatus*, wenn man der von Tschernyschew vorgeschlagenen Abgrenzung dieser Gruppe folgt, sondern in jene des *P. boliviensis d'Orb.*, da es eine stark konkave Dorsalklappe besitzt, die in beträchtlichem Grade der Krümmung der Ventralklappe folgt.

Ein Sinus ist bei den vorliegenden Exemplaren aus dem Bellerophonkalk nur sehr schwach entwickelt, keinesfalls in hinreichender Stärke, um eine Zuweisung zu Schellwiens *var. bathykolpos* zu rechtfertigen. Übrigens werden die von Schellwien als *P. semireticulatus var. bathykolpos* beschriebenen Productiden aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen von Tschernyschew (l. c. pag. 609) mit dem uralischen *Prod. Gruenewaldti Krot.* aus der Gruppe des *P. boliviensis* vereinigt.

Zusammen mit diesen Stücken, die von dem echten *P. semireticulatus* des Karbons nicht wohl zu trennen sind, finden sich im Bellerophonkalk von Schaschar zahlreiche Exemplare von *Productus*, die sich von der typischen Form des *P. semireticulatus* mehr oder weniger entfernen und insbesondere zu *P. inflatus Mc. Chesney* hinüberleiten. Daß es sich ausschließlich um Angehörige der Gruppe des *P. semireticulatus*, nicht des *P. boliviensis* im Sinne von Tschernyschew handelt, geht aus der Gestalt der Dorsalklappen hervor, bei denen die Wirbel- und Viszeralregion stets flach sind und in die Stirnregion mit sehr scharfer, knieförmiger Knickung übergehen. Diese Formen von unsicherer systematischer Stellung unterscheiden sich von dem Typus des *P. semireticulatus* durch einen stärker eingetieften Sinus, durch Unregelmäßigkeiten in der Berippung, indem die Radialrippen in der Stirnregion sich teils häufiger gabeln, teils in stärkere Rippen zusammenlaufen und in der Tiefe des Sinus in unregelmäßiger Weise von beiden Seiten her zusammenstoßen. Auch erscheinen die Wirbel stärker eingebogen und die Berippung zarter, sämtlich Merkmale, die in typischer Entwicklung bei *P. inflatus* auftreten.

Einzelne dieser Formen stimmen am besten mit jener amerikanischen Abart des *P. semireticulatus* aus dem Oberkarbon von Colorado überein, die G. H. Girty (The carboniferous formations and faunas of Colorado, U S. Geol. Survey, Profess. Pap. Nr. 16, Washington 1903, pag. 358, Pl. II, Fig. 1—4) mit dem Namen *var. hermosana* belegt hat. Diese Varietät geht ebenfalls so vollständig in *P. inflatus* über, daß Girty auch der letzteren Form nur den Rang einer Varietät des *P. semireticulatus* zuerkennen möchte. In diese Synonymie wäre auch *P. Chandlessi Derby* aus dem Oberkarbon von Brasilien (Itaituba) einzubeziehen. Das wesentlichste Unterscheidungsmerkmal zwischen *Prod. semireticulatus var. hermosana* und *P. inflatus* — die Stärke der Skulptur, die bei der ersteren Form gröber ist — gestattet allerdings auch bei den meisten der mir vorliegenden Stücke aus dem Bellerophonkalk, die beiden Arten auseinanderzuhalten, doch ist zu bemerken, daß die Stärke der radialen und konzentrischen Berippung in ungleicher Weise abnimmt, so daß manche Exemplare mit groben Radialrippen doch schon die zartere Runzelung der Wirbelregion, wie bei *P. inflatus*, tragen.

Productus inflatus Mc. Chesney.

Taf. XIV, Fig. 3, 4, 5.

1867. *Productus inflatus Mc Chesney*, Transactions of the Chicago Academy of sciences, Vol. I, Pt. 1, pag. 27, Pl. VI, Fig. 1.
1890. *Productus boliviensis Nikitin*, Mém. Comité géol. St. Pétersbourg, Vol. V, Nr. 5, pag. 57, Taf. I, Fig. 4.
1902. *Productus inflatus Tschernyschew*, Die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan, Mém. Comité géol. St. Pétersbourg, Vol. XVI, Nr. 2, pag. 261, Pl. XXVIII, Fig. 1—6.
1903. *Productus inflatus Girty*, The carboniferous formations and faunas of Colorado, U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. Nr. 16, pag. 359, Pl. III, Fig. 1—3.
1906. *Productus inflatus Keidel*, Geologische Untersuchungen im südlichen Tian-Schan nebst Beschreibung einer obercarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kukurtuk-Tal, N. Jahrb. f. Min. etc., Beilg. Bd. XXII, pag. 361.
1909. *Productus inflatus Gröber*, Carbon und Carbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Schan, Abhandl. kgl. bayr. Akad. d. Wissensch. München, II. Kl., Bd. XXIV, II. Abt., pag. 378, Taf. II, Fig. 7, III. Fig. 5.

Eine größere Anzahl wohl erhaltener Ventralklappen, an denen allerdings die Ohren zumeist abgebrochen sind, stimmen in allen äußeren Merkmalen so genau mit den uralischen Exemplaren des *Productus inflatus* überein, daß ich kein Bedenken trage, sie mit dieser Spezies direkt zu identifizieren. Einige Stücke erreichen ziemlich bedeutende Dimensionen. Die Größenverhältnisse des in Fig. 3 abgebildeten Exemplars sind folgende:

	Millimeter
Länge der Ventralklappe in gerader Linie	41
Länge der Ventralklappe entlang der Krümmung	73
Breite der Ventralklappe	57
Dicke	27

Tschernyschew (l. c. pag. 261 des russischen Textes) gibt folgende Diagnose dieser bezeichnenden Art des russischen Oberkarbons:

„Stark zusammengerollte Form, deren Wirbelregion dem vorderen Teil der Bauchklappe fast parallel läuft. Schloßrand gerade, mit der größten Breite der Schale zusammenfallend. Ohren durch zwei von dem Wirbel ausgehende Depressionen von den Seitenteilen abgetrennt, ziemlich breit und flach, nicht röhrenförmig eingerollt, wie bei *Productus boliviensis* oder *P. Gruenewaldti*. Vom Wirbel bis zur Stirnregion erstreckt sich ein deutlich ausgeprägter, gerundeter Sinus. Wirbel der Ventralklappe stark eingedreht, ein wenig über den Schloßrand hinübergreifend."

„Dorsalklappe vollständig abgeflacht, mit Ausnahme einer breiten, flachen Aufwölbung in der Mitte, entsprechend dem Sinus der Ventralklappe. An der Stelle der Kommissur der beiden Klappen zeigt die Dorsalklappe eine leichte Falte entlang dem Stirnrande. Die Oberfläche ist bedeckt mit einem Netzwerk von radialen und konzentrischen Rippen. In der Randfalte der Dorsalklappe sind die Rippen gröber und dichotom."

„Die Skulptur der Bauchklappen besteht aus regelmäßigen, scharf gerundeten, radialen Rippen, die sich gelegentlich vereinigen oder gabeln. In der Wirbelregion und an den Ohren beobachtet man

auch ziemlich scharfe konzentrische Falten oder Runzeln. Außerdem sieht man auf der ganzen Oberfläche unter der Lupe feine, wellige Zuwachsstreifen. Stacheln finden sich zerstreut auf dem Vorder- und Seitenteil der Klappe, ferner auf dem Schloßrand, häufiger jedoch im mittleren Teile gegen den Stirnrand zu. An der Grenze gegen die Ohren und am Schloßrand sind die Stacheln gelegentlich in einer Reihe angeordnet."

Soweit ich aus dieser Diagnose in Verbindung mit den Abbildungen und der Beschreibung Girtys entnehmen kann, liegen die wesentlichen Unterschiede von *Productus semireticulatus* und *P. inflatus* in der stärkeren Einrollung, der Entwicklung eines gut ausgebildeten Sinus und der unregelmäßigen Berippung infolge der häufigeren Verschmelzung und Gabelung bei der letzteren Art. In allen diesen Merkmalen schließen sich einige Stücke aus dem Bellerophonkalk von Schaschar dem *P. inflatus* sehr nahe an, sind jedoch, wie bereits in der Beschreibung des *P. semireticulatus* erwähnt wurde, mit der typischen Form des letzteren durch Zwischenformen verbunden. Ein bezeichnendes Merkmal aller mir vorliegenden Exemplare ist die relative Seltenheit von Stacheln oder Höckern. Die radialen Rippen laufen am Stirnrande mit voller Stärke aus. Es schiebt sich daher zwischen diesen und den berippten Teil der Schale keine glatte Zone ein, wie bei *P. Chandlessi Derby* aus dem Oberkarbon von Itaituba, dem unsere Form sonst ebenfalls sehr nahe steht.

P. inflatus geht in Rußland nach Tschernyschew noch in die artinskischen Ablagerungen hinauf. In Colorado liegt er nach Girty ebenfalls im Oberkarbon zusammen mit der ihm außerordentlich nahestehenden *var. hermosana* des *P. semireticulatus*. Im nördlichen Tian-Schan dagegen findet er sich zusammen mit *P. giganteus var. edelburgensis* im typischen Unterkarbon.

Productus cf. indicus Waag.

Taf. XIV, Fig. 7, 8, 9; Taf. XV, Fig. 1–7.

1884. *Productus indicus Waagen*, Palaeontologia Indica, ser. XIII, Salt Range Foss. Vol. I. Productus limest. Foss., pag. 687, Pl. LXX, LXXI, Fig. 1.
1905. *P. indicus Schellwien*, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905, pag. 358.

Die weitaus häufigste Form des Bellerophonkalkes von Schaschar ist ein großer *Productus* mit sehr grober Skulptur, der dem *P. indicus* der Salt Range jedenfalls außerordentlich nahe steht. So groß übrigens die Zahl der mir vorliegenden Exemplare ist — über 40 — so ist doch bei keinem einzigen der Erhaltungszustand ausreichend, um die Identifizierung mit der indischen Art außer Zweifel zu stellen. Alle Exemplare sind angewittert und die Skulptur ist mehr oder weniger stark abgerieben. Die meisten erreichen sehr bedeutende Größe. Die Dimensionen einer sehr großen Ventralklappe sind die folgenden:

	Millimeter
Länge der Schale in gerader Linie	56
„ „ „ in der Krümmung	105
Breite der Schale	ca. 60
Dicke „	34

Die Ventralklappe ist sehr stark, aber ziemlich regelmäßig gekrümmt, ohne Anzeichen einer knieförmigen Knickung. Die nur an einem Exemplar vollständig erhaltenen Ohren sind verhältnismäßig klein und von dem Hauptteil der Schale nicht scharf abgesetzt. Ein Sinus ist stets vorhanden.

Die Skulptur besteht aus groben Radialrippen von verschiedener Stärke. Auch die konzentrische Skulptur der Wirbelregion ist viel gröber als bei *P. semireticulatus*. Ansätze von Höckern oder Stacheln habe ich nur ausnahmsweise beobachtet, doch muß bemerkt werden, daß alle Exemplare durch Verwitterung ihrer Oberfläche, insbesondere in der Nähe des Stirnrandes, sehr gelitten haben. Die Ohren sind fast glatt und niemals durch stärkere Berippung von dem Hauptteil der Klappe abgegrenzt. Vielmehr wird die Berippung des letzteren mit der Annäherung an die Ohren allmählich schwächer.

Alle hier mitgeteilten Beobachtungen über die Skulptur unseres *Productus* konnten nur aus einer Kombination der Untersuchung sämtlicher Exemplare festgestellt werden, so daß die beigefügten Abbildungen zu einem vollständigen Bilde der Form nicht ausreichen.

Von der Dorsalklappe liegen zwei ziemlich gut erhaltene Stücke vor. Diese Klappe erweist sich in ihrer Gestalt als deutlich konkav, so daß unsere Form vielleicht eher der Gruppe des *Productus boliviensis* im Sinne von Tschernyschew als jener des *P. semireticulatus* zugerechnet werden könnte. Eine schwache, gegen den Stirnrand verbreiterte Falte teilt die Klappe entlang der Medianlinie. Die Ohren sind klein und beinahe flach. Die Netzskulptur ist in der Wirbelregion und über einen großen Teil der Viszeralregion deutlich ausgeprägt. Die Flügel zeigen nur konzentrische, die Stirnregion zeigt ausschließlich radiale Berippung. Die von Waagen bei *Prod. indicus* erwähnten Vertiefungen entlang der Grenze der Ohren gegen den Viszeralteil sind auch an einem meiner beiden Exemplare zu beobachten.

Unter allen Arten des Productuskalkes ist es zweifellos *Productus indicus Waag.*, an die unsere Form am meisten erinnert. Von *Prod. subcostatus Waag.* ist sie durch bedeutendere Dimensionen und die Abwesenheit auffallend starker Rippen an der Grenze der Ohren, von *P. spiralis Waag.* durch die viel kleineren, nur schwach berippten Ohren unterschieden. *Productus aratus Waag.* würde eher zu einem Vergleich herausfordern, wenn nicht die deutliche Knickung der Ventralklappe und die sehr schwache Ausbildung eines Sinus auffällige Unterscheidungsmerkmale der beiden von Waagen abgebildeten Exemplare aus den Cephalopodenschichten des oberen Productuskalkes von Jabi abgeben würden. Naheliegend ist allerdings auch ein Vergleich mit *P. Vishnu Waagen* (l. c. pag. 690, Pl. LXXI, Fig. 2, 3), da einzelne meiner Exemplare aus dem Bellerophonkalk ebenfalls eine außerordentlich starke Krümmung der Wirbelregion und eine ganz glatte Stirnregion zeigen. Da jedoch die überwiegende Mehrzahl meiner Stücke sich in der äußeren Gestalt mehr an *P. indicus* anschließt und das letztere Merkmal eher auf einer Zerstörung der ursprünglich vorhandenen Skulptur durch Abwitterung beruhen

dürfte, so ziehe ich es vor, unsere Art bei *P. indicus* zu belassen, wie dies schon von Schellwien vorgeschlagen wurde.

Unter den von Tschernyschew beschriebenen oberkarbonischen *Productus*-Arten aus dem Ural und Timan rechtfertigt keine einen näheren Vergleich mit der unserigen. Sie sind ausnahmslos durch eine zartere Berippung charakterisiert, selbst *P. uralicus*, der mit *P. indicus* noch die meiste Ähnlichkeit besitzt.

Productus cf. Humboldti d'Orb.

Taf. XV, Fig. 15.

1842. *Productus Humboldti d'Orbigny*, Voyage dans l'Amérique Méridionale. Vol. III, Paléontologie, pag. 54, Pl. V, Fig. 4—7.

Productus aff. Abichi Schellwien, Manuskript.

Es liegt nur eine leider unvollständig erhaltene Ventralklappe vor. Für einen Vergleich kommen drei Formen in Betracht: *Productus Humboldti*, sofern man sich in der Fassung dieser Art den Ausführungen Tschernyschews (Die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan, l. c. pag. 275, Taf. LIII, Fig. 1—3) anschließt, *P. Abichi Waag.* und *P. irginae Stuckenberg*.

In Gestalt und Größe steht unser Stück dem von mir aus den Klippenkalken des Chitichun Nr. I beschriebenen Exemplar von *Productus Abichi* (Palaeont. Indica, ser. XV Himálayan Foss. Vol. I. Pt. 3, pag. 26, Pl. III, Fig. 8) außerordentlich nahe. Aber die Skulptur weicht durch die viel zarteren und dichter gedrängt stehenden Höckerchen erheblich von jener des typischen *P. Abichi* ab. Wenn man das von Noetling (Zentralblatt f. Mineral. etc. 1903, pag. 530) abgebildete Exemplar als einen Vertreter der typischen Form des *P. Abichi* betrachtet, so kann von einer Identifizierung unseres Stückes mit dieser bezeichnenden Art des Productuskalkes nicht die Rede sein.

Viel besser stimmt die vorliegende Ventralklappe in ihrer Skulptur mit den von Tschernyschew abgebildeten Exemplaren von *Productus Humboldti* aus den Schwagerinenkalken des Ural überein. Allerdings erreichen die russischen Stücke durchaus erheblichere Dimensionen. Auch erscheinen sie etwas stärker in die Breite gezogen. Dagegen weisen auch sie, wie das vorliegende Exemplar aus dem Bellerophonkalk, eine Teilung der Klappe fast der ganzen Länge nach durch einen in der Wirbelregion beginnenden Sinus auf.

Unterschiede in der Skulptur des Viszeralteiles und der Seitenteile sind nur in geringem Maße ausgeprägt, viel weniger als bei *P. Abichi*. Die Stacheln tragenden Höckerchen sind an den Seitenteilen noch zahlreicher und dichter gedrängt als in der Nähe des Sinus, aber kaum wesentlich zarter. Von einer konzentrischen Skulptur, die übrigens auch bei *P. Humboldti* nicht allgemein verbreitet ist, konnte ich an dem vorliegenden Stück nichts bemerken.

Von *Productus irginae Stuckenberg* ist unser Stück infolge der gröberen Skulptur und des vollständigen Mangels einer knieartigen Knickung in der Wirbelregion wohl zu trennen.

Productus cf. Humboldti und *P. cf. Abichi Waag.* werden von Caneva (Boll. Soc. Geol. Ital. XXV, 1906, pag. 430) auch aus dem Bellerophonkalk von Cadore zitiert.

Productus cf. opuntia Waag.

Taf. XIV, Fig. 11, 12, 13.

1885. *Productus opuntia Waagen*, Salt Range Fossils, Palaeont. Indica, ser. XIII, Vol. I. Productus limest. Foss. pag. 707, Pl. LXXIX, Fig. 1 u. 2.
Productus opuntia Schellwien, Manuskript.

Es liegen mir drei Ventralklappen eines kleinen *Productus* vor, der unzweifelhaft in die Gruppe des *P. spinulosus Sow.* zu stellen ist, sich jedoch von *P. spinulosus* durch geringere Breite, schwächere Entwicklung der Ohren, stärkere Wölbung der von dem auffallend verschmälerten Wirbel ausgehenden, mittleren Schalenregion unterscheidet. In allen genannten Merkmalen stimmt unsere Form mit *P. opuntia* aus dem Cephalopodenhorizont des oberen Productuskalkes der Salt Range gut überein. Auch die Form und Verteilung der Tuberkel ist eine durchaus ähnliche, nur ist die Zahl der letzteren noch ein wenig kleiner als bei *P. opuntia* und erheblich geringer als bei *P. spinulosus.*

Eine Neigung zur Rippenbildung in der Stirnregion, wie sie bei dem zweiten der von Waagen abgebildeten Exemplare hervortritt, konnte ich an keinem der drei mir vorliegenden Stücke beobachten, dagegen wenigstens bei einem derselben eine Neigung zur Bildung von konzentrischen Runzeln in der Nähe der Ohren. Sonst wird die Oberflächenskulptur — abgesehen von den Tuberkeln — nur durch die sehr zahlreichen und zarten konzentrischen Anwachsstreifen gebildet.

Andere Vertreter der Gruppe des *Prod. spinulosus* kommen für einen Vergleich mit unserer Form kaum in Betracht. *P. pseudaculeatus Krotow*, mit dem Tschernyschew die von Schellwien als *P. tuberculatus Moell.* beschriebene Art aus den Trogkofelschichten identifiziert, ist durch das Auftreten einer größeren Zahl von Tuberkeln, eine Wirbelfurche und einen zungenförmigen Vorsprung am Stirnrand in der Sinusregion unterschieden. Unseren Stücken geht jede Andeutung eines Sinus oder einer Wirbelfurche ab. *Productus Wallacei Derby* (Bull. Cornell University Ithaca, Vol. I, Nr. 2, pag. 57, Pl. III, Fig. 46—48, VI, Fig. 5), von dem Tschernyschew später eine bessere Abbildung gegeben hat, besitzt einen seitlich stärker zusammengedrückten Umriß und Rippen in der Stirnregion.

Die Dimensionen der am besten erhaltenen Ventralklappe — vollständig ist leider keine — sind folgende:

	Millimeter
Schalenlänge in gerader Linie	10·0
Schalenlänge in der Wölbung	19·0
Größte Schalenbreite	16·5
Höhe	8·5

Proboscidella (?) cf. genuina Kut.

Taf. XV, Fig. 11.

Vergl. *Proboscidella genuina Kutorga*, Verhandl. d. Kais. Russ. Mineral. Ges. 1844, pag. 93, Pl. X, Fig. 1 und L. de Koninck, Monographie du genre *Productus*, pag, 116, Pl. VI, Fig. 3.

Von zwei durch kräftige parallele Rippen und einen tiefen Sinus ausgezeichneten Ventralklappen zeigt die eine einen ein wenig zusammengedrehten Stirnrand. Es ist wahrscheinlich, daß der letztere, wie bei den echten Proboscidellen, in einen röhrenförmigen Fortsatz auslief, doch läßt sich dies mit Sicherheit leider nicht feststellen. So weit die Schale der Beobachtung zugänglich ist, weist sie keinerlei Merkmale auf, die einer Identifizierung mit *Proboscidella genuina Kut.* widersprechen würden. Am nächsten stehen unsere beiden Stücke wohl der von Tschernyschew (Mém. Comité géol. St. Pétersbourg, Vol. XVI, Nr. 2, pag. 313, Taf. XXXI, Fig. 4, LIX, Fig. 7) als *P. lata* beschriebenen Varietät. Die größere Breite der Viszeralregion, der gerade Verlauf des Vorderteiles der Schale und die Andeutung eines fächerförmigen Fortsatzes der Schleppe des Seitenrandes erinnern an die uralische Form. In der asymmetrischen Gestalt der beiden, durch den tiefen Sinus geteilten Schalenhälften stimmt das hier abgebildete Exemplar mit Tschernyschews Illustration der *Proboscidella genuina* auf Taf. XXVIII, Fig. 7, überein.

Marginifera cf. ovalis Waagen.

Taf. XV, Fig. 8, 9, 10.

1884. *Marginifera ovalis Waagen*, Salt Range Foss., Palaeont. Indica, ser. XIII, Vol. I, pag. 723, Pl. LXXVII, Fig. 1—4.

1905. *Marginifera ovalis Schellwien*, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. LVII, pag. 358 (Protokolle).

Von dieser Art liegen mir im ganzen vier Exemplare vor. An zwei Stücken konnten die charakteristischen Merkmale der Untergattung *Marginifera* — die längs dem Schalenrande und in geringer Entfernung von diesem verlaufende erhabene Leiste auf der kleinen Klappe — beobachtet werden, so daß die Zugehörigkeit zu diesem Subgenus mit Sicherheit festgestellt erscheint.

Bezeichnend für die vorliegende Art des Bellerophonkalkes ist die geringe Größe, die starke Wölbung der Ventralklappe, der Mangel eines gut ausgebildeten Sinus und die mäßig ausgeprägte Skulptur. Die letztere besteht aus kurzen, niemals über die ganze Schale verlaufenden, radialen Rippen von ungleicher Länge und geringer Zahl und aus runden Stachelwarzen. Wahrscheinlich waren in der Wirbelregion konzentrische, faltenförmige Rippen vorhanden, doch ließ sich dies nicht mit Bestimmtheit konstatieren, da nur an einem meiner Exemplare die Wirbelregion erhalten, aber stark abgewittert ist. Von einer Retikulierung der Wirbelregion ist an diesem Stück nichts zu beobachten, ein Merkmal, das sehr entschieden für die Zugehörigkeit desselben zur Gruppe der *M. ovalis* spricht.

Für einen Vergleich kommen insbesondere *Marginifera ovalis Waag.* aus dem unteren Productuskalk von Amb und *M. spinosocostata Abich* aus dem Perm von Djulfa in Betracht. Waagen selbst hat die Unterschiede zwischen den beiden genannten Formen als sehr gering eingeschätzt und die Abtrennung seiner indischen von der armenischen Art vorwiegend auf Grund des verschiedenen Verhältnisses der Länge zur Breite der Schale vorgenommen. Die übrigen Unterscheidungsmerkmale, die Waagen anführt, scheinen mir nicht stichhaltig zu sein. So dürfte beispielsweise die Abwesenheit eines Sinus nicht zu den bezeichnenden Merkmalen von *Marginifera spinosocostata* gehören, da sowohl in den Aufsammlungen von Abich als von G. v. Arthaber um die typische Form Varietäten mit mehr oder weniger deutlich ausgebildetem Sinus sich gruppieren, die von der ersteren spezifisch nicht getrennt werden können.

Die mir vorliegenden Exemplare aus dem Bellerophonkalk stehen in ihren Dimensionen der *Marginifera spinosocostata* näher. Sie sind durchwegs von sehr bescheidener Größe. Die größte Ventralklappe erreicht eine Breite von 16 *mm* gegenüber einer Länge von 12 *mm*, die allerdings entlang der Krümmung gemessen infolge der starken Wölbung des Viszeralteiles auf 21 *mm* ansteigt. Da jedoch meine Stücke erheblich breiter als lang sind, so stelle ich sie, der Diagnose Waagens gemäß, mit Vorbehalt zu *M. ovalis*.

Unter den Marginiferen des russischen Oberkarbons fordert keine Art zu einem näheren Vergleich heraus.

Von Caneva wird *M. cf. spinosocostata* aus dem Bellerophonkalk von Cadore zitiert (Boll. Soc. Geol. Ital., Vol. XXV, 1906, pag. 430).

Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon.

Taf. XV, Fig. 12, 13.

Vergl. *Anomia Lawrenciana L. de Koninck*, Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. XIX, 1863, pag. 6, Pl. IV, Fig. 7, 8, 9, und *Richthofenia Lawrenciana Waagen*, Salt Range Foss., Palaeont. Ind., ser. XIII, Vol. I. Productus limest. Foss., pag. 736, Pl. LXXXII, Fig. 1, LXXXII *A*, LXXXIII.

1905. *Richthofenia aff. Lawrenciana Schellwien*, Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LVII, pag. 358 (Protokolle).

In dem von Schellwien gesammelten Material an Brachiopoden aus dem Bellerophonkalk von Schaschar finden sich zwei Vertreter der durch ihre gestreckt kelchförmige Gestalt so charakteristischen Gattung *Richthofenia*. Das eine der beiden Exemplare ist eine Ventralklappe von der bekannten Kreiselform mit schwach ausgeprägter Skulptur der äußeren Schale. Das zweite entspricht offenbar dem von Schellwien an Richthofenien aus dem sizilianischen Perm nachgewiesenen inneren Schalenteil der Ventralklappe, an dem Area und Pseudodeltidium vollständig erhalten sind. Spuren der kleinen Klappe sind an keinem der beiden Exemplare vorhanden.

Während die Zugehörigkeit der vorliegenden Art zu *Richthofenia* feststeht, kann eine spezifische Bestimmung nicht mit voller Sicherheit vorgenommen werden. Trotz einer weitgehenden Ähnlichkeit mit *R. Lawrenciana* sind doch in der großen Höhe und Schlankheit des

Pseudodeltidiums Unterschiede bemerkbar, die vor einer direkten Identifizierung mit der letzteren Art warnen.

Noch von einer zweiten Lokalität (NW von P. 1005 bei Debeljak, 2 *km* NNO vom Mladi Vrh, im O des Blegaš) liegen aus den Aufsammlungen Kossmats Fossilreste vor, die mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf *Richthofenia* bezogen werden können. Es sind Durchschnitte und Auswitterungen von trichterförmiger, beziehungsweise hornförmiger Gestalt, die in der Nähe der Trichterspitze Andeutungen von Böden erkennen lassen.

Meekella sp. ind.

Meekella sp. ind. Schellwien, Manuskript.

Einige fragmentäre Reste von Ventral- und Dorsalklappen mit den charakteristischen Eindrücken der Septa in der Wirbelregion weisen mit großer Wahrscheinlichkeit auf dieses Genus hin. Eine spezifische Bestimmung ist durch die schlechte Erhaltung — die Oberflächenskulptur ist durch starke Abwitterung fast gänzlich zerstört — ausgeschlossen.

Orthis sp. ind.

Orthis (Schizophoria?) sp. ind. Schellwien, Manuskript.

Zwei schlecht erhaltene Ventralklappen mit zart radial gestreifter Schalenoberfläche erinnern in ihrer äußeren Erscheinung an karbonische Vertreter der Gruppen der *Orthis resupinata* (*Schizophoria*) und *Orthis Michelinii* (*Rhipidomella*), doch ist der Erhaltungszustand für eine sichere Bestimmung nicht ausreichend.

Comelicania Haueri Stache.

Taf. XV, Fig. 14.

1878. *Spirifer. Haueri Stache*, Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXVIII, pag. 140, Taf. III, Fig. 2, 3.

Die für den Bellerophonkalk von Südtirol und Kärnten so charakteristische Gruppe der *Spirigera* (*Comelicania*) *vultur Stache* ist bei Schaschar durch die obige Form vertreten. In dem von Professor Schellwien gesammelten Material, das mir durch Herrn Professor Tornquist übermittelt worden war, befanden sich mehrere Stücke dieser Art unter der Bezeichnung „Bombaschgraben", aber auch zwei Fragmente in ganz gleicher Erhaltung, die die Etikette „Zazar" trugen. In Anbetracht der vollkommen übereinstimmenden Art der Erhaltung war ich zunächst geneigt, an eine Verwechslung der Fundortsangabe zu denken, wurde jedoch veranlaßt, diese Meinung aufzugeben, nachdem die Untersuchung des von Herrn Želísko im Sommer 1909 bei Schönbrunn (Verzdenec) gesammelten Materials zu der Entdeckung eines ziemlich vollständigen Exemplars von *Comelicania Haueri* geführt hatte.

Das Exemplar von Schönbrunn, das hier zur Abbildung gebracht wurde, zeigt beide Klappen in fester Verbindung. Allerdings ist die kleine Klappe stark abgerieben, so daß von der ursprünglichen Skulptur nur in der Nähe des Stirnrandes Spuren sich erhalten haben. Der Stirnrand selbst ist zumeist abgebrochen. Ein Mittelwulst scheint nur schwach ausgebildet gewesen zu sein. In der großen Klappe ist der breite, verhältnismäßig flache und von wulstig verdickten Kanten begrenzte Sinus gut ausgeprägt.

Die Schnabelkanten sind nur in der unmittelbaren Nähe des eigentlichen Schnabels scharf und grenzen hier ein tief ausgerundetes Schloßfeld deutlicher ab. Gegen die Flügel hin verschwimmen Schloßfeld und Schalenrücken miteinander, so daß man hier von einer falschen Area, wie bei vielen Repräsentanten der Gattung *Spirigera*, sprechen kann. An dem Bruchstück aus der Sammlung Schellwiens tritt dieser Charakter des Schloßfeldes noch viel deutlicher hervor. Auch ist an dem letzteren Stück die Anwesenheit eines breiten Schnabelloches mit Sicherheit zu erkennen.

Stache hat an seinem Originalexemplar der *Comilicania Haueri* — dem einzigen, das beide Klappen im Zusammenhang zeigte — die beiden Klappen nahezu gleich lang gefunden. Bei dem mir vorliegenden Exemplar aus dem Bellerophonkalk von Schönbrunn sind sie von ungleicher Länge. Die Schnäbel stehen einander nicht gegenüber, sondern der Schnabel der Ventralklappe überragt jenen der Dorsalklappe ganz erheblich. In Erwägung, daß die Höhe des Schnabels, beziehungsweise des Schloßfeldes bei den Spiriferiden zu den veränderlichsten Merkmalen gehört, wird man diesem Unterschied kaum den Wert eines Speziesmerkmals zuerkennen dürfen.

Unter allen Vertretern der Gruppe der *Comelicania vultur* zeigt *C. Haueri* wohl die ausgesprochenste Ähnlichkeit mit der devonischen *Spirigera phalaena Phill.* Ob es sich wirklich um eine generische Zugehörigkeit zu *Spirigera* handelt, könnte wohl nur durch eine Untersuchung des Armgerüstes entschieden werden, für die aber bisher kein ausreichendes Material vorliegt. Die Einführung einer besonderen subgenerischen Bezeichnung, *Comelicania Frech* [1]), halte ich allerdings für gerechtfertigt.

Spiriferina cristata Schloth.

Taf. XIV, Fig. 10.

Spiriferina cristata Schellwien, Manuskript.

Eine Ventralklappe und zwei unvollständig erhaltene Dorsalklappen gehören dieser Art an, sofern man die von Davidson (Appendix to the Carbon. and Permian Monographs, pag. 267) befürwortete weite Fassung derselben als berechtigt anerkennt. Berücksichtigt man jedoch die zahlreichen Varietäten, in welche diese Großart sich spaltet, so besteht keineswegs volle Übereinstimmung zwischen unseren Exemplaren und der typischen Leitform des Zechsteins. Mit voller Be-

[1]) Lethaea palaeozoica, Bd. II, 2. T., Dyas, pag. 551.

stimmtheit kann dies wenigstens von der hier abgebildeten Ventralklappe behauptet werden, während die Bruchstücke der beiden Dorsalklappen für eine Feststellung der feineren Unterscheidungsmerkmale zu dürftig sind.

Die vorliegende Ventralklappe ist mäßig geflügelt. Länge und Breite stehen in dem Verhältnis von 10 zu 14 (?) *mm*. Da die Enden der Flügel abgebrochen sind, läßt sich nicht mit Sicherheit konstatieren, ob die größte Breite der Schale mit dem Schloßrand zusammenfällt. Der Schloßrand selbst ist der Beobachtung nicht zugänglich, wohl aber kann man in der Seitenansicht die Anwesenheit einer ziemlich hohen Area mit stark eingekrümmtem Wirbel erkennen. Die Zahl der Rippen ist gering. Auf jeder Seite des Sinus liegen drei kräftige und auf den äußersten Teilen der Flügel noch zwei schwächere Rippen.

In den bescheidenen Dimensionen und in der geringen Anzahl kräftig ausgebildeter Rippen stimmt unser Exemplar allerdings mit der typischen Form der *Spiriferina cristata* überein, weicht jedoch von der letzteren in der Gestalt des Sinus einigermaßen ab. Der Querschnitt des Sinus ist nicht rechteckig, sondern ungefähr bogenförmig. Von den scharfen Linien, die nach Schellwien (Palaeontographia, Bd. XXXIX, pag. 50) bei den Stücken aus dem deutschen Zechstein den ebenen Grund des Sinus gegen die steil aufsteigenden Seitenränder abgrenzen, konnte ich keine Spur bemerken. In der Form des Sinus steht das vorliegende Exemplar aus dem Bellerophonkalk der *var. octoplicata Sow.* sehr nahe, insbesondere dem von Waagen (Prodnctus limestone foss. Pl. XLIX, Fig. 3) abgebildeten Exemplar aus dem mittleren Productuskalk von Katta. Auch mit den von mir aus dem permischen Klippenkalk des Chitichun Nr. 1 beschriebenen Formen (Himálayan Foss. Palaeont. Ind., ser. XV, Vol. I, Pt. 3, pag. 39, Pl. VII, Fig. 5—7), die von Schellwien (Die Fauna der Trogkofelschichten, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. XVI., Heft 1, pag. 66) zu *Spiriferina cristata var. fastigata*[1]) gestellt wird, besteht in der Form des Sinus eine weitgehende Übereinstimmung. Doch ist bei der tibetanischen Form die Sinuszunge viel stärker verlängert und die Zahl der Rippen zu beiden Seiten des Sinus größer.

Mit Davidsons *var. octoplicata*, die sich vom Unterkarbon bis ins Perm verfolgen läßt, möchte ich gleichwohl unsere Form des Bellerophonkalkes nicht vereinigen, da sowohl in den Dimensionen als in der Berippung Unterschiede vorhanden sind. Vielmehr wäre das vorliegende Exemplar zwischen die echte *Sp. cristata* und die *var. octoplicata* zu stellen, da sie Merkmale beider Typen vereinigt.

---

[1]) Schellwien vereinigt mit dieser Varietät auch die russische *Spiriferina subconica Moeller* (Bergjournal, St. Petersburg, Bd. IV, 1862, pag. 76, Taf. V, Fig. 7, 8), die Tschernyschew (Die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und Timan, Mém. Com. géol., Vol. XVI, Nr. 2, pag. 119, Taf. XIV, Fig. 3) nur als eine Mutation der *Spiriferina laminosa Mc. Coy* betrachtet. Ich glaube, daß die abweichende Art der Wirbelbildung und die größere Zahl der Rippen Moellers Exemplar aus Sterlitamak von der Varietät Schellwiens hinreichend unterscheiden.

Hemiptychina cf. inflata Waag.

Taf. XIV, Fig. 14.

1882. *Hemiptychina inflata Waagen*, Salt Range Fossils, Palaeont. Indica, ser. XIII, Vol. I, Productus limest. Foss., pag. 372, Pl. XXVII, Fig. 7, 8, 9.
Hemiptychina inflata Schellwien, Manuskript.

Das geringe Material an Terebratuliden, das mir aus dem Bellerophonkalk von Schaschar vorliegt, gestattete mir nur an einem einzigen Exemplar den Versuch, durch ein Anschleifen von der Dorsalseite her die Struktur des Armgerüstes festzustellen. Da dieser Versuch nicht zum Ziele führte, so stützt sich die Einreihung der untersuchten Stücke in die Sektion oder Untergattung *Hemiptychina* ausschließlich auf die äußere Gestalt der Schalen. Immerhin kommt ihr eine sehr große Wahrscheinlichkeit zu, da die vollständig regelmäßige Kerbung des Stirnrandes und die Abwesenheit einzelner stärker akzentuierter Falten gegen eine Zuweisung zu *Notothyris Waag.* (*Rostranteris Gemmellaro*) spricht.

Die unseren Stücken beiliegenden Etiketten tragen die Bezeichnung *Hemiptychina inflata Waag.* in der Handschrift Schellwiens. Ich kann mich dieser Identifizierung nur mit Vorbehalt anschließen, da der Unterschied in den Größenverhältnissen der alpinen und indischen Form ein sehr auffallender ist. Unter den von Waagen abgebildeten Exemplaren hat keines eine Schalenlänge von weniger als 19 *mm* und das von mir beschriebene Stück aus dem Klippenkalk von Chitichun erreicht gar eine solche von 26 *mm*. Dagegen weisen die größten Exemplare aus dem Bellerophonkalk nur Schalenlängen von 11—12 *mm* auf und die übrigen bleiben noch erheblich hinter diesen Dimensionen zurück. Auch die Form der beiden Klappen ist etwas weniger stark gewölbt als bei den typischen *H. inflata*. Dagegen stimmt die Skulptur vollständig überein. Bei keiner anderen Art der Untergattung *Hemiptychina* reichen die Falten so nahe an den Wirbel heran.

Notothyris mediterranea Gemmellaro var.

Taf. XIV, Fig. 15,

1899. *Rostranteris mediterraneum Gemmellaro*, La fauna dei calcari con Fusulina delle valle del F. Sosio, Fasc. IV. Pte. I, pag. 244, Tav. XXVI, Fig. 1—6, XXVII, Fig. 59.
Vergl. insbes. 1903. *Notothyris mediterranea Diener*, Himálayan Fossils, Vol. I, Pt. 5, pag. 38, Pl. II, Fig. 15.

Das einzige mir vorliegende, tadellos erhaltene Exemplar stimmt mit keiner der bisher beschriebenen Arten genau überein. Es ist erheblich schlanker als alle von Waagen abgebildeten Formen aus dem Productuskalk der Salt Range — von *Notothyris simplex* abgesehen — und gleicht in der äußeren Gestalt vielmehr jenen sizilianischen Arten, die Gemmellaro als *Rostranteris ovale* und *R. mediterraneum* (Fauna dei calcari con fusulina della Valle del fiume Sosio, IV, Pt. 1, pag. 248, Tav. XXV, Fig. 46—51, beziehungsweise pag. 244, Tav. XXVI, Fig. 1—6) beschrieben hat. Das auffälligste Merkmal ist die Entwicklung deutlicher Längsfalten zu beiden Seiten der Hauptrippen,

die den Sinus der Ventralklappe einfassen. Bei *Notothyris nucleolus Kutorga* (Verhandl. d. kais. Russ. Miner. Ges. St. Petersburg, 1892, pag. 23, Taf. V, Fig. 7) wäre unser Exemplar selbst dann nicht unterzubringen, wenn man für diese Art die weite Fassung Tschernyschews akzeptiert, der auch *N. simplex Waagen*, *N. ovalis Gemm.* und *N. Toulai Schellw.* mit derselben vereinigt.

Die Anwesenheit von vier deutlichen Falten auf der Ventralklappe und die schwache Ausbildung eines Sinus nähern unser Exemplar am meisten jener tibetanischen Varietät der *Notothyris mediterranea*, die ich aus den permischen Klippenkalken des Chitichun Nr. I und des exotischen Blockes Nr. 9 von Malla Sangcha (Palaeont. Indica, ser. XV, Vol. I, Pt. 5, pag. 38, Pl. II, Fig. 14, 15, pag. 94, Pl. III, Fig. 14) beschrieben habe. Auch bei dieser sind seitliche Rippen gut ausgeprägt, doch reicht der mittlere Zacken in der *W*-förmigen Stirnwelle weniger hoch gegen die Dorsalklappe hinauf. Bei unserem Exemplar dagegen liegen die drei Zacken der Frontalwelle fast in der gleichen Höhe.

Da bei einer Formengruppe von so großer Variabilität wie *Notothyris* die Einführung eines besonderen Speziesnamens für ein einziges Exemplar nicht wohl angeht, ziehe ich es vor, das letztere vorläufig als eine durch stärkere Berippung ausgezeichnete Varietät der *N. mediterranea Gemmellaro* zu betrachten, mit der unsere Art ja ohne Zweifel sehr nahe verwandt ist.

Ergebnisse.

Eine Brachiopodenfauna aus dem südalpinen Bellerophonkalk ist zuerst von Stache[1]) im Jahre 1878 beschrieben worden. Sie erwies sich als überaus einförmig, fast ausschließlich aus eigenartigen Vertretern der *Spirigeridae* bestehend, für die später die subgenerischen Bezeichnungen *Janiceps* und *Comelicania* vorgeschlagen worden sind. Dazu kommen noch einige spärliche Reste von Strophomeniden, denen, wie später Caneva gezeigt hat, auch die von Stache zu *Productus* gestellten Schalen anzureihen sind. Das Vorkommen von Rhynchonelliden, eines gerippten *Spirifer* und von *Lingula* im echten Bellerophonkalk wird von Stache selbst als zweifelhaft bezeichnet. Im übrigen konnte dieser ebenso sorgfältige als vorsichtige Beobachter mit Recht darauf hinweisen, daß die Brachiopoden trotz der Dürftigkeit des Materials das paläozoische Aussehen der Fauna des Bellerophonkalkes in hervorragender Weise ergänzen.

Von dieser Zeit ab bis zur Entdeckung der fossilführenden Schichten von Schönbrunn und Schaschar sind keine Fortschritte in unserer Kenntnis der Brachiopoden des Bellerophonkalkes zu verzeichnen. Bald nach der kurzen vorläufigen Mitteilung Schellwiens[2])

[1]) G. Stache, Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXVIII, pag. 127—168.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. LVII, 1905, Monatsber. pag. 357.

über die Bedeutung jenes Fundes hat G. Caneva[1]) eine Arbeit über die Fauna der südalpinen Bellerophonkalke veröffentlicht. Das von Caneva bearbeitete Material an Brachiopoden übertrifft an Reichtum bei weitem jenes, das fast 30 Jahre früher Hofrat Stache vorgelegen war. Caneva verzeichnet in seiner Fossilliste mehrere Vertreter der bisher im Bellerophonkalk nicht bekannten Familie der Terebratuliden, darunter

Hemiptychina cf. sublaevis Waag.
„ *cf. guttula Waag.*
Dielasma cf. truncatum Waag.

neben zwei neuen Arten dieses Genus, ferner mehrere ungerippte Spiriferen (*Martinia*, vertreten durch vier Arten, und *Reticularia cf. lineata Mart.*). Die *Orthothetinae* des Bellerophonkalkes werden zum Range einer neuen Untergattung, *Ombonia*, erhoben. Besonders bezeichnend ist die Anwesenheit solcher Productidengruppen im cadorinischen Bellerophonkalk, die schon durch Schellwien aus Oberkrain bekannt geworden waren, wie:

Productus cf. Humboldti Orb.
„ *cf. Abichi Waag.*
Marginifera cf. spinoso-costata Abich.

Die Beziehungen zum indischen Productuskalk treten auch in dieser Fauna hervor. Um so auffallender ist es, daß Caneva in seiner Diskussion der Perm-Triasgrenze den Bellerophonkalk nicht mit dem Productuskalk, sondern mit den Ceratitenschichten der Salt Range parallelisiert[2]).

Die Bellerophonschichten Bosniens haben bisher nur Reste hornschaliger Brachiopoden (*Discina, Lingula*) geliefert[3]).

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebene Brachiopodenfauna des oberkrainischen Bellerophonkalkes von Schönbrunn und Schaschar enthält nachstehende Arten, die sich auf die Familien der *Productidae*, *Strophomenidae. Orthidae*, *Spirigeridae*, *Spiriferidae* und *Terebratulidae* verteilen:

Productus striatus cf. var. anomala Keys.
semireticulatus Mart.
inflatus Mc. Chesney.
„ *cf. indicus Waag.*
„ *cf. Humboldti d'Orb.*
„ *cf. opuntia Waag.*
Proboscidella cf. genuina Kut.
Marginifera cf. ovalis Waag.

---

[1]) G. Caneva, La fauna del calcare a Bellerophon. Boll. Soc. Geol. Ital., XXV, 1906, pag. 427—452.

[2]) G. Caneva, Über die Bellerophonkalkfauna. Zur Frage der Perm-Triasgrenze. Neues Jahrb. f. Min. etc., 1908, I, pag. 52—60.

[3]) E. Kittl, Geologie der Umgebung von Sarajevo, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., LIII, 1903, pag. 686, 687.

Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon.
Meekella sp. ind.
Orthis (Schizophoria?) sp. ind.
Comelicania Haueri Stache.
Spiriferina cristata Schloth.
Hemiptychina cf. inflata Waag.
Notothyris mediterranea Gemm. var.

Das gewaltige Überwiegen der *Productidae* in dieser Fauna ist um so bemerkenswerter, als sonst im südalpinen Bellerophonkalk Vertreter dieser eminent paläozoischen Familie außerordentlich spärlich sind. Immerhin erscheint auch das Lokalkolorit einer Bellerophonkalkfauna durch die Anwesenheit der bisher niemals in anderen Schichtbildungen angetroffenen *Comelicania Haueri* gewahrt.

Noch stärker als die Beziehungen zum indischen Productuskalk, auf die schon im Jahre 1905 Schellwien hingewiesen hat, fällt in der Zusammensetzung dieser Fauna eine andere Eigentümlichkeit ins Auge, nämlich der außerordentlich starke Einschlag altertümlicher Elemente. *Productus striatus, P. semireticulatus, P. inflatus* sind Typen, die weit eher auf ein unterkarbonisches als auf ein permisches Alter der Ablagerungen schließen lassen würden, in denen sie auftreten. Sie geben der Fauna des oberkrainischen Bellerophonkalkes beinahe den Charakter einer Superstitenfauna. Dabei ist als ein wesentliches Moment zu berücksichtigen, daß *P. semireticulatus* und *P. inflatus* nicht etwa vereinzelt, sondern in sehr großer Individuenzahl auftreten und zusammen mit *P. cf. indicus* überhaupt als die eigentlichen Leitformen der Fauna von Schaschar bezeichnet werden müssen.

Die starke Beimischung solcher Elemente von karbonischem Gepräge bringt es mit sich, daß die Beziehungen unserer Fauna zum Productuskalk der Salt Range keineswegs enger sind als jene zu oberkarbonischen Ablagerungen. Beziehungen zu brachiopodenreichen Schichten von unterkarbonischem Alter werden durch das Vorkommen von *Richthofenia* allerdings ausgeschlossen, wohl aber springt die überaus nahe Verwandtschaft mit der Brachiopodenfauna des russischen Oberkarbons in die Augen. Ebenso entschieden als *Productus cf. indicus* und *Richthofenia aff. Lawrenciana* auf den indischen Productuskalk, weisen *Prod. semireticulatus* und *P. inflatus* auf das Oberkarbon von Moskau und im Ural hin. Wäre die hier beschriebene Brachiopodenfauna nicht in einem sicher horizontierten Schichtkomplex gesammelt worden, so würde die Entscheidung der Frage nach ihrem Alter große Schwierigkeiten bieten. Die Mehrzahl der Paläontologen würde sich — glaube ich — mit Recht dagegen sträuben, eine Fauna für permisch zu halten, in der Typen von so altertümlichem Gepräge wie die zuletzt erwähnten *Productus*-Formen eine so bedeutsame Rolle spielen, und könnte eine weitere gewichtige Stütze dieser Ansicht in der Tatsache sehen, daß zweifellos permische Formen in unserer Fauna so gut wie ganz fehlen. Ich selbst wenigstens würde in dieser Fauna, wenn sie mir ohne Kenntnis des Fundortes und des stratigraphischen Niveaus zur Bestimmung übermittelt worden wäre, gewiß nicht eine solche aus dem Bellerophonkalk vermutet haben. Unter

all den zahlreichen anthracolithischen Faunen Asiens, die in den letzten fünfzehn Jahren durch meine Hände gegangen sind, ist mir keine mit einem stärker ausgeprägten karbonischen Habitus bekannt geworden.

Die Tatsache, daß wir es hier mit einer sicher horizontierten Permfauna aus einer Schichtgruppe zu tun haben, die jünger ist als der unzweifelhaft permische Grödener Sandstein, ist von größter Bedeutung für die viel umstrittene Frage nach der Altersstellung des Productuskalkes der Salt Range. Wenn wir den Brachiopoden der anthracolithischen Periode den Wert stratigraphisch wichtiger Leitfossilien im Sinne von Waagen und Tschernyschew zugestehen, so können wir unsere Fauna mit gleichem Rechte mit den Faunen des russischen Oberkarbons und des indischen Productuskalkes parallelisieren. Der offenbare Irrtum, der in einer Parallelisierung des Bellorophonkalkes mit dem russischen Oberkarbon liegt, ist geeignet, ein starkes Mißtrauen gegen die von Tschernyschew vorgeschlagene Parallelisierung der Hauptmasse des Productuskalkes mit dem russischen Oberkarbon zu erwecken. Schuchert[1]) hat sich vor einigen Jahren auf Grund eines vergleichenden Studiums der anthracolithischen Faunen Europas, Indiens und Amerikas gegen eine solche Parallelisierung ausgesprochen und ich pflichte ihm heute vollkommen bei. Die Fauna von Schönbrunn und Schaschar lehrt uns, daß die anthracolithischen Brachiopoden für feinere stratigraphische Unterscheidungen nicht verwendet werden können, daß die einzelnen Spezies, auch wenn man sie sehr eng faßt, nicht auf bestimmte Altersstufen beschränkt sind, wenn ihnen auch in einem kleineren Verbreitungsgebiete mit einheitlicher Faziesfolge eine gewisse Bedeutung als Leitfossilien zukommen mag.

Für Tschernyschew lag es nahe, aus der Übereinstimmung der Brachiopodenfaunen des Productuskalkes im Punjab und der oberkarbonischen Kalke im Ural auf die Gleichalterigkeit beider Ablagerungen zu schließen. Die engen Beziehungen der Fauna von Schaschar und Schönbrunn zu jenen des Productuskalkes rechtfertigen aber auch eine Parallelisierung des letzteren mit dem südalpinen Bellerophonkalk. Aus diesen Widersprüchen geht die geringe Verläßlichkeit der anthracolithischen Brachiopoden für Niveaubestimmungen hervor, denn es ist klar, daß ein Fossilmaterial, das eine Parallelisierung mit oberkarbonischen wie mit jungpermischen Ablagerungen im gleichen Maße rechtfertigt, für solche Parallelisierungen nur mit äußerster Vorsicht herangezogen werden darf.

Erfahrungen ähnlicher Art sind kürzlich von P. Groeber[2]) an seinem Material an karbonischen Brachiopoden aus dem nördlichen und zentralen Tian Schan gemacht worden. Sie sind geeignet, jene Hoff-

[1]) Ch. Schuchert, The Russian Carboniferous and Permian, compared with those of India and America. A review and a discussion. Amer. Journ. of Science, Vol. XXII, 1906, pag. 29—46, 143—158.

[2]) P. Groeber, Über die Faunen des unterkarbonischen Transgressionsmeeres des zentralen Tian Schan etc. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beilagebd. XXVI, insbes. pag. 217, 244, ferner: Carbon und Carbonfossilien im nördlichen und zentralen Tian Schan, Abhandl. d. kgl. bayr. Akad. d. Wiss., II. Kl., Bd. XXIV, Abt. 2, 1909, insbes. pag. 347, 349, 350.

nungen sehr stark herabzudrücken, die seinerzeit an die Methode Waagens geknüpft worden sind, durch eine außerordentlich enge Artfassung auch unter den anthracolithischen Brachiopoden scharf geschiedene, niveaubeständige Spezies ausfindig zu machen. Unter dem Eindrucke derartiger Erfahrungen dürften wohl manche Paläontologen eine allzuweit gehende Zersplitterung der Gattungen und Arten bei den Brachiopoden nicht länger befürworten und — wenigstens in einzelnen Fällen — zu den älteren von L. de Koninck und Davidson geübten Methoden der Artfassung zurückzukehren geneigt sein[1]).

Es ist kaum notwendig, zu betonen, daß der paläozoische Habitus der Fauna des südalpinen Bellerophonkalkes durch das vorliegende Material an Brachiopoden noch sehr erheblich verschärft wird. Eine Übergangsfauna kann man die Bellerophonkalkfauna nach unseren heutigen Erfahrungen wohl nicht mehr nennen. Die *Nautiloidea* tragen ein entschieden paläozoisches Gepräge. Insbesondere kommen Orthoceren aus der Gruppe des *Orthoceras annulatum* (*Cycloceras*) im Mesozoikum nicht mehr vor. Die wenigen Ammoniten, die von mir aus dem Bellerophonhalk des Sextentales beschrieben wurden, sind ganz indifferente Typen, denen man ebensogut in permischen als in untertriadischen Ablagerungen Indiens begegnen könnte. Die Bivalven schließen sich fast ausschließlich an Formen des Zechsteins an. Unter den Brachiopoden sind nur paläozoische Elemente vertreten, desgleichen unter den Korallen (*Lonsdaleia indica Waag. et Wentz.*). Man könnte also höchstens der Gastropodenfauna des Bellerophonkalkes den Charakter einer Übergangsfauna im Sinne von Caneva zuerkennen, weil in ihr die triadischen Gattungen *Marmolatella*, *Platychilina*, *Hologyra* und *Trachyspira* zum erstenmal erscheinen. Die Bedeutung dieser Tatsache wird aber sehr wesentlich durch den Umstand abgeschwächt, daß wir bisher nur sehr wenig von permischen Gastropodenfaunen wissen. Auch überwiegen in der Gastropodenfauna des Bellerophonkalkes die paläozoischen Elemente jene des Mesozoikums noch immer erheblich. Die Gattung *Bellerophon* selbst, die nach Arten- und Individuenzahl dominiert, ist ein eminent paläozoischer Typus, der schon in der unteren Trias erlischt, aber auch *Worthenia*, *Wortheniopsis*, *Straparollus*, *Murchisonia*, *Loxonema* und vor allem die sehr artenreiche Gattung *Neritomopsis* (Neritaceen mit resorbierten inneren Wandungen) drücken das Gewicht eines triadischen Einschlages in dieser Fauna beträchtlich herab.

---

[1]) Je schwieriger es wird, in außereuropäischen Ablagerungen eine Scheidung karbonischer und permischer Schichten auf Grund ihres faunistischen Inhalts vorzunehmen und je deutlicher sich die überaus enge Verbindung zwischen beiden Formationen zeigt, desto mehr macht sich das Bedürfnis nach einer gemeinsamen Bezeichnung für dieselben fühlbar. Es empfiehlt sich für eine solche der von Waagen vorgeschlagene Name: Anthracolithische Epoche, da die Bezeichnung Permokarbon bereits in einem bestimmten Sinne — für die Artinskische Etage und deren Äquivalente — verwendet worden ist. Ich habe den Namen „Anthracolithisch" in meinen Arbeiten in der Palaeontologia Indica angewendet und ihm in der englischen Literatur bereits eine ziemlich weite Verbreitung verschafft. Ich glaube, daß seine Einbürgerung auch in der deutschen Literatur vorteilhaft sein dürfte.

Nach der Zusammensetzung seiner Fauna kann der Bellerophonkalk nur dem Permsystem zugerechnet werden, ein Standpunkt, der sich ja bereits ziemlich allgemeiner Anerkennung erfreut. Gegen eine Verschiebung der Perm-Triasgrenze in den Alpen nach abwärts über die Basis der Werfener Schichten hinaus, wie sie von Vacek befürwortet wird, darf man sich aus paläontologischen Gründen mit Recht ablehnend verhalten.

Auch Caneva anerkennt das permische Alter des Bellerophonkalkes, dagegen will er im ostindischen Faunengebiet die Perm-Triasgrenze nach aufwärts verschoben wissen, so daß die Ceratitenschichten der Salt Range und deren Äquivalente noch dem Permsystem zufallen sollen. Er parallelisiert nämlich den Bellerophonkalk nicht mit dem Productuskalk der Salt Range, sondern mit den Ceratitenschichten. Beziehungen in der Fauna des Bellerophonkalkes und des Productuskalkes erscheinen ihm allerdings durch eine Anzahl identischer oder sehr nahestehender Arten angedeutet, aber diesen stehen auch auffallende Unterschiede in der Zusammensetzung beider Faunen gegenüber. Caneva parallelisiert daher den Bellerophonkalk nicht mit dem Productuskalk, zu dem allerdings faunistische Beziehungen, jedoch nicht ausreichender Art, bestehen, sondern — nun folgt die Überraschung — mit den Ceratitenschichten, zu denen faunistische Beziehungen überhaupt nicht existieren.

Wenn es noch eines Beweises bedurft hätte, daß die Äquivalente des Bellerophonkalkes nur im Productuskalk gesucht werden können, nicht in den Ceratitenschichten, die eine typische Fauna der Werfener Schichten geliefert haben [1]), so wäre er durch die Entdeckung der hier beschriebenen Brachiopodenfauna erbracht worden.

---

[1]) L. Waagen, Werfener Schichten in der Salt Range, Zentralblatt f. Min. etc., 1900, pag. 285.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

A. Die Verbreitung und Lagerung der Bellerophonkalke im Süden der Julischen Alpen 277

Karbon und Perm . 278

I. Bellerophonkalke der Gebirgszone Sairach—Kirchheim 279

I*a*. Permaufbrüche im Idricagebiete . . . 282

II. Bellerophonkalke der Umgebung von Bischoflack und Billichgraz . 283

III. Bellerophonkalke der Gebirgszone Oberlaibach—Pölland 283

Aufbruch von Schönbrunn (Vrzdenec) 285

Antiklinale von Schaschar (Žažar) 286

Schlußbemerkungen 287

B. Die Brachiopodenfauna des Bellerophonkalkes von Schaschar und Schönbrunn 289

Beschreibung der Arten 290

Productus striatus cf. var. anomala Keys. 290

Productus semireticulatus Mart. 291

Productus inflatus Mc. Chesney 293

Productus cf. indicus Waag. . 294

Productus cf. Humboldti d'Orb. 296

Productus cf. opuntia Waag. 297

Proboscidella (?) cf. genuina Kut. . 298

Marginifera cf. ovalis Waagen 298

Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon. 299

Meekella sp. ind. 300

Orthis sp. ind. 300

Comelieania Haueri Stache 300

Spiriferina cristata Schloth. 301

Hemiptychina cf. inflata Waag. 303

Notothyris mediterranea Gemmellaro var. 303

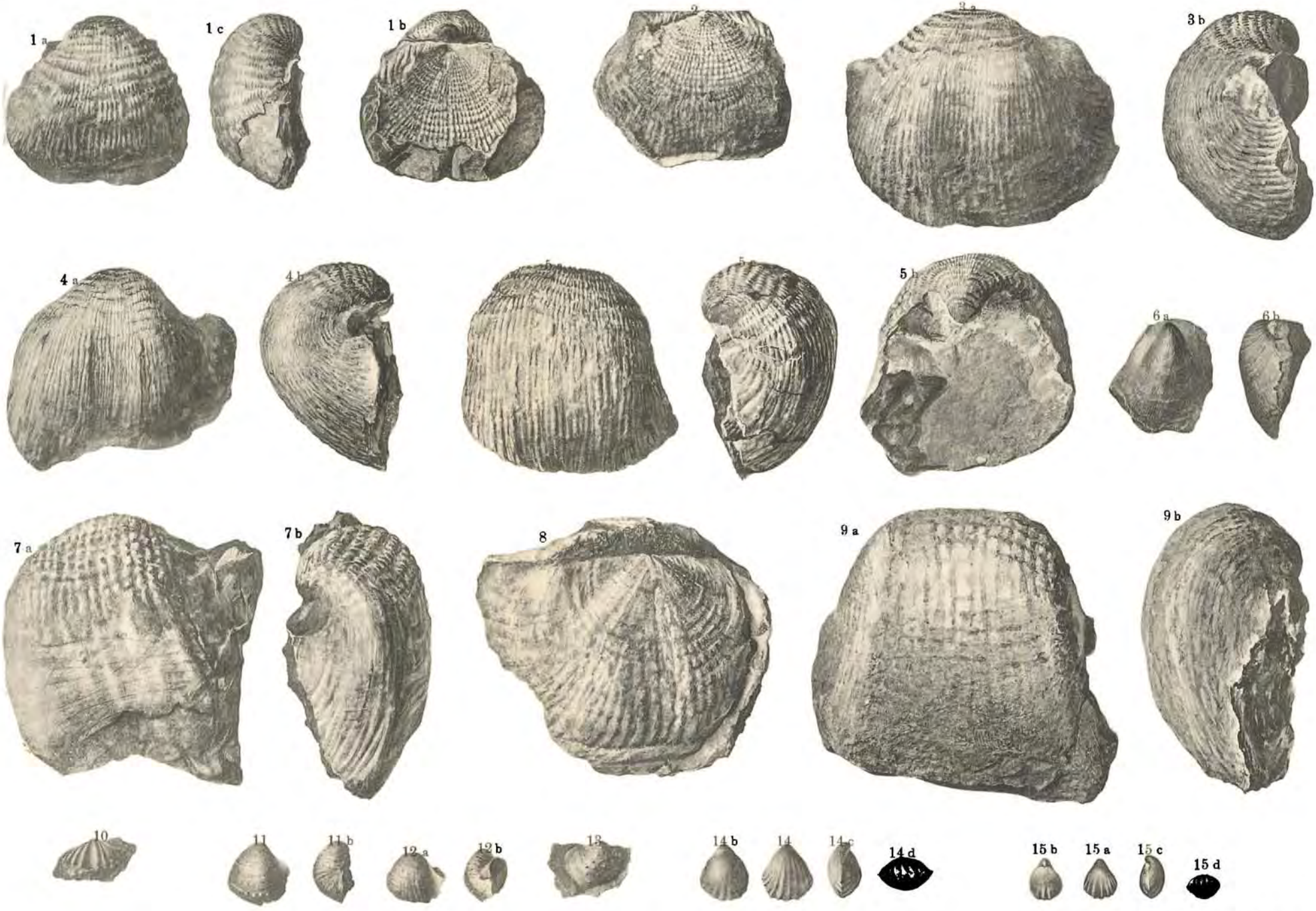
Ergebnisse 304

Tafel XIV.

Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna.

Erklärung zu Tafel XIV.

Fig. 1 *a*, *b*, *c*. *Productus semireticulatus Mart.*
Fig. 2. *Productus semireticulatus Mart.*, Dorsalklappe.
Fig. 3 *a*, *b*. Zwischenform zwischen *Productus semireticulatus Mart.* und *P. inflatus Mc. Chesney.*
Fig. 4 *a*, *b*. *Productus inflatus Mc. Chesney.*
Fig. 5 *a*, *b*, *c*. *Productus inflatus Mc. Chesney*, Übergangsform zu *P. semireticulatus Mart.*
Fig. 6 *a*, *b*. *Productus striatus var. anomala Keys.*
Fig. 7 *a*, *b*. *Productus cf. indicus Waag.*
Fig. 8. *Productus cf. indicus Waag*, Dorsalklappe.
Fig. 9 *a*, *b*. *Productus cf. indicus Waag.*
Fig. 10. *Spiriferina cristata Schloth.*
Fig. 11 *a*, *b*. *Productus cf. opuntia Waag.*
Fig. 12 *a*, *b*. *Productus cf. opuntia Waag.*
Fig. 13. *Productus cf. opuntia Waag.*
Fig. 14 *a*, *b*, *c*, *d*. *Hemiptychina cf. inflata Waag.*
Fig. 15 *a*, *b*, *c*, *d*. *Notothyris mediterranea Gem. var.*



Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien. III., Rasumoffskygasse 23.

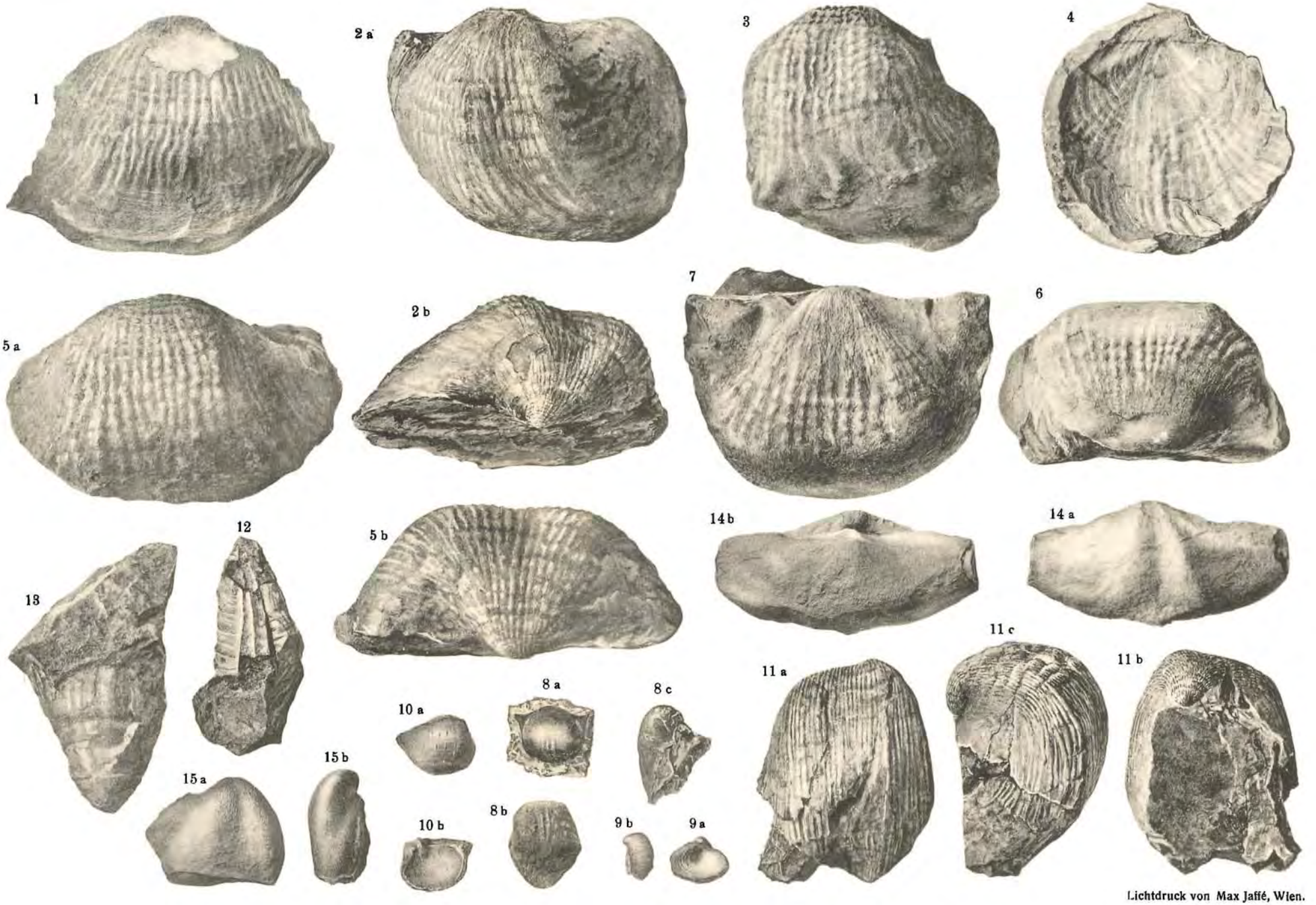
Tafel XV.

Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna.

Erklärung zu Tafel XV.

Fig. 1. *Productus cf. indicus Waag.*, Ventralklappe.
Fig. 2 *a*, *b*. *Productus cf. indicus Waag.*, Ventralklappe.
Fig. 3. *Productus cf. indicus Waag.*, Ventralklappe.
Fig. 4. *Productus cf. indicus Waag.*, Dorsalklappe.
Fig. 5 *a*, *b*. *Productus cf. indicus Waag.*, Ventralklappe.
Fig. 6. *Productus cf. indicus Waag.*, Ventralklappe.
Fig. 7. *Productus cf. indicus Waag.*, Ventralklappe.
Fig. 8 *a*, *b*, *c*. *Marginifera cf. ovalis Waag.*
Fig. 9 *a*, *b*. *Marginifera cf. ovalis Waag.*
Fig. 10 *a*, *b*. *Marginifera cf. ovalis Waag.*
Fig. 11 *a*, *b*, *c*. *Proboscidella (?) cf. genuina Kutorga.*
Fig. 12. *Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon.*, Innerer Schalenteil der Ventralklappe mit Area und Pseudodeltidium.
Fig. 13. *Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon.*, Ventralklappe.
Fig. 14 *a*, *b*. *Comelicania Haueri Stache.*
Fig. 15 *a*, *b*. *Productus cf. Humboldti d'Orb.*

Fig. 5 und 14 von Schönbrunn aus der Koll. Želizko, die übrigen von Schaschar aus der Koll. Schellwien.



Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX. 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Geologie der Kammerker—Sonntagshorngruppe.

Von F. Felix Hahn in München.

I. Teil.

Mit zwei paläontologischen Tafeln (Nr. XVI [I]—XVII [II]) und 20 Figuren im Text.

Inhaltsübersicht.

A. Zur Einführung: 1. Ziele und Gang der Bearbeitung. — 2. Benützte Literatur. — 3. Rückblick auf frühere Untersuchungen. — 4. Topographische Grundzüge.
B. Schichtenfolge und ihre Faunen.
C. Würdigung der Faziesgebilde.

A. Zur Einführung.

1. Ziele und Gang der Bearbeitung.

Zu der vorliegenden Abhandlung haben mich vornehmlich zwei Erwägungen veranlaßt: einmal ließen mir die Arbeiten Böses von 1898 es zweckmäßig erscheinen, ein Grenzgebiet bayrischer und Berchtesgadner Triasfazies jetzt, wo wir über die Stratigraphie der beiden Faziestypen durch viele Spezialuntersuchungen hinreichend unterrichtet sind, eingehender Forschung zu unterwerfen und vor allem darauf zu achten, wie eine Reihe der Schichtentwicklung an der anderen abgrenzt oder ob lithogenetische Übergänge vorhanden sind. Zum anderen hielt ich das Gebiet günstig für eine eingehende Würdigung der faziellen Differenzierungen im Lias.

Während der Kartierung haben sich diesen Zielen der Arbeit einige weitere zugesellt. Das reiche Sammlungsmaterial von oberliassischen Cephalopoden sowie eigene günstige Funde führten mich darauf, etwas eingehender die nur spärlich bekannt gewordene Fauna dieser Stufe in den Nordalpen paläontologisch zu untersuchen. Besonders aber zwang mich die während der Aufnahme sich immer unabweisbarer aufdrängende Tatsache einer Deckenbildung im östlichen Gebirgsteil dazu, der Mechanik dieser Bewegung nachzugehen und den Schubrand, um seine Bedeutung richtig ermessen zu können, auch außerhalb der engeren Gebietsgrenzen zu verfolgen. Endlich erwiesen sich die eiszeitlichen Relikte nicht ungünstig für eine genauere Abtrennung der einzelnen Ablagerungen.

Die Aufnahme fiel in die Sommermonate der Jahre 1908 und 1909, und zwar wurden für die Kartierung des Gebiets selbst 86 Tage, für Exkursionen in die Umgebung gegen 20 Tage verwandt. Die Bearbeitung des neugesammelten wie schon vorhandenen Materials fand in dem geologisch-paläontologischen Institut der Universität München statt, wo auch die Belegstücke niedergelegt sind; die reichen alpinen Sammlungen des bayrischen Staates standen mir zum Vergleich zur Verfügung. Als Kartierungsgrundlage benützte ich Abzüge der Originalaufnahmen 1 : 25.000 vom k. k. militär-geographischen Institut, sodann die Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 75.000 Kol. VII, Zone 15, Blatt Lofer—St. Johann, von der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100.000 Blatt 666 Reit im Winkel, von dem topographischen Atlas von Bayern 1 : 50.000 Blatt 93 Reichenhall, außerdem die königl. bayrische Forstkarte des Amtes Unkental (1 : 20.000). Leider genügte die der Aufnahme zugrunde gelegte Karte öfters nicht den Anforderungen, die der kartierende Geologe an die Geländezeichnung stellen muß; insbesondere weichen im westlichen und südwestlichen Teil, am Rudersbach, Schliefbach usf. die Eintragungen sehr von dem heute Vorhandenen ab, so daß bei der Kolorierung Ungenauigkeiten nicht vermieden werden konnten. Eigene Höhenmessungen wurden reichlichst vorgenommen.

Es erübrigt noch, allen jenen meinen Dank auszusprechen, die mich bei der Ausführung der Arbeit unterstützt haben, vornehmlich Professor Dr. Rothpletz für das lebhafte Interesse an der Kartierung, deren Nachprüfung er acht Tage zu widmen die Güte hatte, wie für die Erlaubnis, von den Sammlungen weitgehenden Gebrauch machen zu dürfen, ferner besonders Professor Dr. Broili, der stets bereitwillig mit Rat und Literaturangaben beihalf. Danken möchte ich auch dem k. k. militär-geographischen Institut für die ungehinderte Überlassung der Originalaufnahme, wie Herrn Forstmeister Rabus von Unken für seine werktätige Unterstützung im Felde.

2. Benützte Literatur.

I. Arbeiten allgemeiner Art über das Gesamtgebiet.

1. C. Aberle. Über Franz Keils geogn. kol. topogr. Reliefkarte des größten Teils der Salzburger Alpen. Gesellsch. f. salzb. Landeskunde. Mitt., Bd. VII, 1867.
2. G. v. Arthaber. Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geogn. Stuttgart 1905.
3. J. Blaas. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
4. E. Böse. Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadner Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., L., 1898.
5. — II. Die Faziesbezirke in den Nordalpen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., L., 1898.
6. C. Diener. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien 1903.
7. H. Emmrich. Geognostische Notizen über den Alpenkalk und seine Gliederung im bayrischen Gebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., I., 1849.

8. H. Emmrich. Geognostisches aus dem Gebiete der bayrischen Traun und ihrer Nachbarschaft. Zeitschr. d Deutsch. geol. Ges., IV., 1852.
9. — Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayrischen und den angrenzenden österreichischen Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1853.
10. Geognostisch-montanistischer Verein. Geognostische Karte von Tirol. 1849.
11. C. W. v. Gümbel. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
12. — Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Alpenreisen. Bd. I. Deutsch-Österreichischer Alpenverein. Wien 1882.
13. — Grundzüge der Geologie. Cassel 1888.
14. — Geologie von Bayern. Cassel 1894.
15. Fr. v. Hauer. Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Wien 1853.
16. — Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt V. Wien 1857.
17. Emile Haug. Les nappes de charriage des Alpes calcaires sept. Bull. d. l. soc. géol. de France. 4e série, tome VI. 1906.
18. E. v. Mojsisovics. Die Umgebung von Waidring und Fieberbrunn in Nordtirol. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1869.
19. Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. I. Die nordtirolischen Kalkalpen vom Achensee im Westen bis zur salzburgischen Grenze im Osten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1871.
20. A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I. Leipzig 1901/02.
21. K. Peters. Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiet der Saale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1854.
22. C. E. Schafhäutl. Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges. München 1851.
23. M. Schlosser. Zur Geologie von Nordtirol. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1895.
24. F. Wähner. Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886.

II. Zur stratigraphischen und paläontologischen Bearbeitung benützte Werke.

a) Über Trias bis zur norischen Stufe inklusive.

1. F. v. Alberti. Überblick über die Trias. Stuttgart 1864.
2. L. v. Ammon. Die Gastropoden des Hauptdolomits und Plattenkalks der Alpen. 11. Heft der Abh. des zool.-min. Vereins zu Regensburg. München 1878.
3. E. W. Benecke. Trias und Jura in den Südalpen. Geogn.-paläont. Beiträge. Bd. I. München 1866.
4. — Über die Umgebung von Esino. Geognost.-paläont. Beiträge. Bd. II. München 1876.
5. A. Bittner. Brachiopoden der alpinen Trias mit Nachtrag. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XIV. u. XVII. Wien 1890, 92.
6. — Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XVIII. Wien 1895.
7. M. Hörnes. Über die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschr. d. m.-n. Kl. d. Ak. d. W. Bd. IX. Wien 1855.
8. R. Hörnes. Materialien zu einer Monographie der Gattung *Megalodus*. Denkschr. d. m.-n. Kl. d. Ak. d. W. Bd. XLII. Wien 1880.
9. E. v. Mojsisovics. Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. VII. Wien 1874.
10. R. Schäfer. Über die geologischen Verhältnisse des Karwendels in der Gegend von Hinterriß und um den Scharfreiter. Diss. München 1888.
11. M. Schlosser. Das Triasgebiet von Hallein. Zeitschr. d. g. Ges. L. 1898.
12. A. Stoppani. Les pétrifications d'Ésino. Mailand 1858/60.
13. A. Tommasi. Revisione della fauna a molluschi della dolomia principale di Lombardia. Palaeont. ital. di Canavari. Vol. IX. Pisa 1903.
14. S. v. Wöhrmann. Die Fauna der sogenannten *Cardita*- und Raibler Schichten in den nordtirolischen und bayrischen Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1889.

15. S. v. Wöhrmann. Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1893.
16. P. v. Wittenburg. Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol.-pal. Abh. von E. Koken. N. F. Bd. VIII. Jena 1908.

b) Über die rhätische Stufe.

1. L. v. Ammon. Die Gastropodenfauna des Hochfellnkalks und über Gastropodenreste aus Ablagerungen von Adnet, vom Monte Nota und den Raibler Schichten. Geogn. Jhrh. V. 1892. Cassel 1893.
2. A. v. Dittmar. Die *Contorta*-Zone. München 1864.
3. Escher v. d. Linth. Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Bern 1853.
4. F. Frech. Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvav. Triasprovinz. Paläontogr. Bd. XXXVII. 1890.
5. A. Goldfuß. Petrefacta Germaniae. Düsseldorf 1834/40.
6. J. Martin. Paléont. stratigr. de l'infralias du départem. de la Cote-d'Or. Mém. de la soc. géol. de France. 2e série, tome VII. Paris 1859.
7. Ch. Moore. On the zones of the lower lias and the avicula contorta zone. Quart. Journ. of the geol. soc. of London. 1861.
8. A. Oppel u. E. Sueß. Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Wien 1856.
9. J. F. Pompeckj. Ammoniten des Rhät. N. Jahrb. f. Min. 1895.
10. A. E. Reuß. Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. Akad d. Wiss. Bd. L. Wien 1864.
11. C. E. Schafhäutl. Südbayerns Lethaea geognostica. Leipzig 1863.
12. A. Stoppani. Géologie et paléontologie des couches à avicula contorta en Lombardie. Milan 1860/65.
13. E. Sueß. Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. Denkschr. d. m.-n. Kl. d. Ak. d. W. Bd. VII. Wien 1854.
14. — und E. v. Mojsisovics. Studien über die Gliederung der Trias. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1868.
15. M. O. Terquem. Paléont. de l'étage inferieur de la formation liasique de la province de Luxembourg et de Hettange. Mém. de la soc. géol. de France, 2e partie, tome V. 1855.
16. L. Waagen. Der Formenkreis der *Oxytoma inaequivalve Sow.* Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1901.
17. F. Wähner. Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Leipzig 1903.
18. G. G. Winkler. Die Schichten der *Avicula contorta*. München 1859.
19. — Der Oberkeuper nach Studien in den bayrischen Alpen. Zeitschr. d. g. Ges. 1861.
20. — Beiträge zur Geologie der bayrischen Alpen. N. Jahrb. f. Min. 1864.
21. E. H. Zimmermann. Stratigraphische und paläontologische Studien über das deutsche und alpine Rhät. Diss. Gera 1884.
22. H. Zugmayer. Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beiträge zur Paläont. Öst.-Ung. I. 1880.

c) Über den Jura.

1. A. Bettoni. Fossili Domeriani della provincia di Brescia. Mém. de la soc. paléont. suisse. Vol. XXVII. Genève 1900.
2. A. Bittner. Über das Auftreten gesteinsbildender Posidonomyen in Jura und Trias der Nordalpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1886.
3. — Über Koninckiniden des alpinen Lias. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1887
4. — Neue Koninckiniden des alpinen Lias. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1893.
5. J. Böckh. Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil. Mitteil. aus dem Jahrb. d. ung. geol. Anst. Bd. III. Heft. 1. 1874.
6. E. Böse. Die Fauna der liassischen Brachiopodenschichten bei Hindelang. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1892.
7. — Über liassische und mitteljurassische Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. Zeitschr. d. g. Ges. 1894.

8. E. Böse. Die mittelliassische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Paläontogr. Bd. XLIV. 1897.
9. G. Bonarelli. Osservazioni sul Toarciano e l'Aleniano dell' Apennino centrale. Bull. della soc. malacol. it. vol. XVIII. Roma 1893.
10. — Fossili Domeriani della Brianza. Dai ‚Rendiconti' del r. ist. Lomb. di sc. e lett. Serie II. Vol. XXVIII. Milano 1895.
11. — Le ammoniti del rosso ammonitico da Gius. Meneghini. Soc. malac. ital. Vol. XX. Modena 1899.
12. W. Branca. Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Abh. z. geol. Sp.-K. von Els.-Lothr. Bd. II. Heft 1. Straßburg 1879.
13. S. Buckman. A monograph on the inferior oolite ammonites. Palaeont. soc. Vol. 42—44. London 1888/90.
14. M. Canavari. I brachiopodi degli strati a terebratula aspasia Mgh. nell'Apennino centrale. Reale acc. dei Lincei. Roma 1879/80.
15. — Contribuzione alla fauna del lias inferiore di Spezia. Memorie del reg. com. geol. d'Italia. Vol. III. Part. II. Firenze 1882.
16. W. Clark. Über die geolog. Verhältnisse der Gegend nordwestlich vom Achensee. Diss. München 1887.
17. A. Denckmann. Über die geogn. Verhältnisse der Umgegend von Dörnten. Abh. z. geol. Sp.-K. v. Preußen. Bd. VIII. Heft 2. Berlin 1887.
18. E. Dumortier. Études paléont. sur les dépots jurassiques du bassin du Rhone. 1—4e partie. Paris 1864/74.
19. W. Duncker. Über die in dem Lias von Halberstadt vorkommenden Versteinerungen. Paläontogr. Bd. I. Cassel 1846.
20. A. Fucini. Fauna dei calcari bianchi ceroidi con Phyll. cylindr. del Mte. Pisano. Atti della soc. Tosc. di sc. nat. Vol. 14. Pisa 1894.
21. — Di alcune nuove ammoniti dei calcari rossi inferiori della Toscana. Palaeontogr. ital. Vol. IV. Pisa 1898.
22. — Ammoniti del lias medio dell'Apeninno centrale esistente nel Museo di Pisa. Palaeontogr. ital. Vol. V u. VI. Pisa 1899/1900.
23. — Cefalopodi liasici del Monte di Cetona. Palaeontogr. ital. Vol. VIII—XI. Pisa 1901/1905.
24. K. Futterer. Die Ammoniten des mittleren Lias von Östringen. Mitt. der großh. bad. geol. Landesanstalt. Bd. II. 1890.
25. G. Gemmellaro. Sopra alcune faune giurese e liasische della Sicilia. Palermo 1872/82.
26. — Sui fossili degli strati a terebr. aspasia della contrada rocche rosse presso Galati. Palermo 1884.
27. G. Geyer. Über die lias. Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XII. Wien 1886.
28. — Über die lias. Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. d. k. k. geol. R. A. Bd. XV. Wien 1889.
29. — Die mittellias. Cephalopodenfauna des Hinter-Schafbergs. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XV. Wien 1893.
30. C. G. Giebel. Fauna der Vorwelt. Bd. III. 1. Abt. Cephalopoden. Leipzig. 1852.
31. E. F. Glocker. Über den Jurakalk von Kurowitz in Mähren. Vol. 19. Suppl. II. Ak. Leop. Carol. Nat. Cur. Breslau u. Bonn 1840.
32. C. W. v. Gümbel. Abriß. der geogn. Verh. der Tertiärschichten von Miesbach und des Alpengebirges zwischen Tegernsee und Wendelstein. München 1875.
33. F. v. Hauer. Beiträge zur Kenntnis der Heterophyllen und Capricornier der österreichischen Alpen. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Bd. XII. u. XIII. Wien 1854.
34. — Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. m.-n. Kl. d. Ak. d. W. Bd. XI. Wien. 1856.
35. — Über die Ammoniten aus dem sogenannten Medolo. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Bd. XLIV. Wien 1861.
36. E. Haug. Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras* J.-Diss. Stuttgart 1885.
37. — Über die *Polymorphidae* und eine neue Ammonitenfamilie aus dem Lias. N. Jahrb. f. Min. 1887. (Bd. II.)

38. F. Herbich. Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. ung. g. A. Budapest 1878.
39. A. Hyatt. Genesis of the Arietidae. Washington 1889.
40. W. Janensch. Die *Jurensis*-Schichten des Elsaß. I.-Diss. Straßburg 1902.
41. A. v. Krafft. Über den Lias des Hagengebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1897.
42. J. Meneghini. Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique de Lombardie et Fossiles du Medolo. Mailand 1867/81.
43. C. Moesch. Monographie der Pholadomyen. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. Vol. I. 1874.
44. M. Neumayr. Jurastudien. 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1871.
45. — Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. VII. Wien 1879.
46. A. Oppel. Der mittlere Lias Schwabens Jhrsb. d. württ. naturw. Ver. J. X. Stuttgart 1853.
47. Die Juraformation. Stuttgart 1856/53.
48 Über die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschr. d. g. Ges. 1861.
49. — Paläont. Mitteil. aus dem Museum d. k. b. Staates. III. Über Cephalopoden. Stuttgart 1862.
50. A d'Orbigny. Paléontologie française. Terr. juras. Paris 1842 (Bd. I) und 1850 (Bd. II).
51. C. F. Parona. I brachiopodi liasici di Saltrio e Arzo. Pavia 1884.
52. — Contribuzione alla conoscenza delle ammoniti liasiche di Lombardia. Mém. de la soc. paléont. suisse. Vol. 23—25. 1896/98.
53. F. J. Pictet. Mélanges paléontologiques. Bale et Genève. 1863/65.
55. J. F. Pompeckj. Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des schwäb. Jura. Jahrb. d. württ. naturw. Ver. J. 49 (1893) und 52 (1896).
56. G. Prinz. Über Rückschlagsformen bei lias. Ammoniten. N. Jahrb. f Min. 1904 (Bd. I).
57. — Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstl. Bakony. Jahrb. ung. Anst. Bd. XV. 1904.
58. Fr. A. Quenstedt. Die Cephalopoden. Tübingen 1849.
58a. — Der Jura. Tübingen 1858.
59. — Die Brachiopoden. Leipzig 1871.
60. — Die Asteriden und Encriniden. Leipzig 1876.
61. — Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart 1883/85.
62. K. Rau. Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens. Geolog.-paläont. Abhandl. v. Koken. N. F. Bd. VI. Jena 1905.
63. P. Reynès. Essai de Géologie et de Paléontologie Aveyronnaises. Paris 1868.
64. — Monographie des Ammonites. Paris 1879.
65. J. Sowerby. Mineral Conchologie of Great Britain. London 1812/29.
66. C. di Stefani. Lias inferiore ad arieti dell'Apennino settentrionale. Atti della soc. Tosc. di sc. nat. vol. VIII. Pisa 1886
67. F. Stoliczka. Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatzschichten. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Bd. XLIII. Wien 1861.
68. E. Stolley. Über eine neue Ammonitengattung aus dem oberen alpinen und mitteleuropäischen Lias. 14. Jahresber. d. V. f. N. Braunschweig 1903 04.
69. L. v. Tausch. Zur Kenntnis der Fauna der grauen Kalke der Südalpen. Abhandl. d. k. k. geol R.-A. Bd. XV. Wien 1890
70. O. Terquem et E. Piette. Le Lias inférieur de l'Est de la France. Mém. d. l. soc. géol. de France 2e série, tome 8. Paris 1865.
71. Fr. Trauth. Die Grestner Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. Bd. XXII. Wien 1909
72. V. Uhlig. Über die liassische Brachiopodenfauna von Sospirolo bei Belluno. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Bd. XXC. 1. Abteil. Wien 1879.
73. M. Vacek. Über die Fauna der Oolithe von Cap. San Vigilio. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XII Wien 1886.
74. E. Vadász. Die unterliassische Fauna von Alsórákos. M tteil. Jahrb. d. ung. g. Anst. Bd. XVI. 1908.

75. F. Wähner. Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. Bd. II—XI. Wien 1882/97.
76. — Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. IV. Führer zu dem internationalen Geologenkongreß zu Wien 1903.
77. Th. Wright. Monograph on the Lias Ammonites of the british islands. Palaeont. soc. London 1878/86.
78. C. H. v. Zieten. Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830.
79. K. A. v. Zittel. Paläont. Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreideformation. 1. Abteil. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Paläont. Mitteil. aus dem Museum d. k. b. Staates. Stuttgart 1868.
80. — Geologische Beobachtungen aus den Zentralapenninen. Geognost.-paläont. Beiträge Beneckes. Bd. II. München 1869.

d) Über die Kreide.

1. J. Felix. Versteinerungen aus der mexikanischen Jura- und Kreideformation. Paläontogr. Bd. XXXVII. Stuttgart 1890/91.
2. W. Kilian. II. Teil der Lethaea geogn. Bd. III. Die Kreide. Stuttgart 1907.
3. v. Koenen. Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abh. d. pr. g. L. A. N. F. Heft 24. Berlin 1902.
4. Ph. Matheron. Recherches paléont. dans le midi de la France. Marseille 1878/80.
5. M. Neumayr u. V. Uhlig. Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. Paläontogr. Bd. XXVII. 1881.
6. A. d'Orbigny. Paléont. française. Terrains crétacés. I. Paris 1840/42.
7. K. Peters. Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1854.
8. F. J. Pictet et P. de Loriol. Description des fossiles dans le Terrain néoc. des Voirons. Mat. pour la paléont. suisse. 2e série. Genève 1858.
9. — et G. Campiche. Description des fossiles du Terrain crét. des environs de Sainte Croix. Mat. pour la paléont. suisse. 1e série. Genève 1858/60.
10. Ch. Sarasin et Ch. Schöndelmayer. Étude monogr. des ammonites du crétacique inférieur de Chatel-Saint-Denis. Mém. de la soc. pal. suisse. Vol. 28—29. Genève 1901/02.
11. M. J. Simionescu. Synopsis des ammonites néocomiennes. Travaux du laboratoire de géologie de l'université de Grenoble. Tome V. 1899/1900.
12. V. Uhlig. Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfelder Schichten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1882.
13. — Die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten. Denkschr. d. m.-n. Kl. d. Akad. d. Wiss. Bd. IVL. Wien 1883.
14. — Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischer Schichten. Denkschr. d. m.-n. Kl. d. Akad. d. Wiss. Bd. LXXII. Wien 1901.
15. G. G. Winkler. Versteinerungen aus dem bayrischen Alpengebirge. I. Die Neocomformation des Urschlauerachentals. München 1868.

3. Rückblick auf frühere Untersuchungen.

Der außerordentliche Fossilreichtum des Gebietes und die wenigstens scheinbar kaum gestörte Schichtlage zogen naturgemäß frühzeitig die Aufmerksamkeit der alpinen Geologen auf sich. Anderseits hielt der Umstand, daß die ganze Gegend weit entlegen von allen großen Wanderstraßen selbst heute noch nur durch Posten erreicht werden kann, daß stundenweit sich ausbreitende, steilgeböschte Hochwälder den Einblick in den Bau der Erde auf große Strecken verhindern, die meisten der Forscher, die trotzdem in diese Berge eindrangen, davon ab, längere Zeit hindurch und mit genügend eingehender Sorgfalt ihre Untersuchungen anzustellen.

So kam es, daß weitaus das meiste des in vielen Museen liegenden paläontologischen Materials fast ausschließlich von unwissenschaftlichen Sammlern zusammengetragen wurde und vor allem wegen der durchweg mangelhaften und unzuverlässigen Fundortangaben für geologische Spezialforschung sehr an Wert verlor. Da eben diese Fossilien die paläontologische Grundlage für die einzelnen Bearbeiter bilden mußte, darf es nicht wundernehmen, wenn die erwähnten Schwierigkeiten Ursache für eine Reihe von Irrtümern wurden, die eine kritische Würdigung der vorhandenen Literatur über das Gebiet erheischen. Eine solche dürfte um so mehr angebracht sein, da sie zugleich einen Überblick über den Entwicklungsgang alpiner Forschungsmethoden bis in die allerneueste Zeit mit sich bringt.

Eine erste Periode grundlegender Untersuchungen wurde 1849 durch die vom geognostisch-montanistischen Verein herausgegebene Karte von Tirol (L. I. 10) eingeleitet, auf der die nähere Umgebung Waidrings bis zum Scheibelberg und Paß Strub dargestellt ist. Ausgeschieden wird unterer Alpenkalk und Dolomit, wobei die dunklen karnischen Dolomite am Südgehänge des Fellhorn—Kammerkerzuges bereits durch Einzeichnung der Bitumensignatur richtig markiert erscheinen. Sodann findet sich am Scheibelberg eine Partie jüngeren Ammonitenkalks angegeben.

Gleichzeitig begannen die äußerst fruchtbaren Untersuchungen Hermann Emmrichs (L. I. 7), der auch im selben Jahre auf die Studienreise Graf Keyserlings hinwies, welcher *Avicula inaequivalvis* von Unken, rote Liasmarmore und *Aptychus latus-imbricatus* vom Gfällertal mitgebracht hatte. Der Autor erwähnt dann zuerst das so berühmt gewordene Vorkommen der roten Ammonitenkalke an der Kammerker und Loferer Alpe.

Schafhäutls geognostische Untersuchungen von 1851 (L. I. 22) führen auf Tabelle I und II lediglich einige Lias- und Doggerammoniten aus denselben Kalken auf.

Dagegen sind die brieflichen Mitteilungen und der kleine Aufsatz Emmrichs: „Geognostisches aus dem Gebiete der bayrischen Traun“ vom Jahre 1852 (L. I. 8) äußerst wertvoll. Er gliederte schon damals: Dolomite (= untere und mittlere Trias); Lithodendronkalke (= norische Stufe); Gervillienbildung (= rhätische Stufe); rote Marmore (= Lias); Mergelkalk mit Aptychen (Tithon und Neocom), während der fossilreiche Kalk mit *Avicula inaequivalvis* von Unken (oberrhätischer Riffkalk) von ihm noch nicht eingefügt werden kann. Er erkannte schon damals den flachgemuldeten Aufbau mit nordsüdlich streichender Achse (pag. 86).

Ihren Abschluß finden diese Forschungen in einer längeren Abhandlung von 1853 (L. I. 9). Hier schilderte er im 2. Abschnitt „aus dem Gebiete des Alpenkalks“ ausführlich alle auf seinen Wanderungen angetroffenen Gesteine und begründete seine im Vorjahre geschaffene Gliederung. Daß er die Aptychenschichten, Kreidemergel und Sandsteine zusammen ins Neocom stellt und vom Unkener *Avicula*-Kalk das gleiche Alter vermutet, fällt wenig ins Gewicht gegenüber der Richtigkeit des Schemas im allgemeinen. Die Analogie des Sockelbaues im Norden, Westen und Süden wird nachdrücklich betont, die

Zusammengehörigkeit der liassischen Ablagerungen (rote Marmore, brekziöse Kalke, Hornsteinkalke) ausdrücklich festgestellt.

Fast zur gleichen Zeit war Karl Peters mit einer Übersichtsaufnahme des Saalachgebietes betraut, deren Ergebnisse 1854 (L. I. 21) veröffentlicht wurden. Während Emmrich ohne jede vorgefaßte Meinung allein von den tatsächlichen Befunden ausging, brachte Peters bereits das Gliederungsschema der östlicheren Nordalpen mit und es beginnt seine Aufnahme, indem er ersteres in dem neuen Gebiet zu verwerten suchte, schon etwas an dem Fehler deduktiver Theorie zu kranken, der vor allem der folgenden Forschungsperiode anhaften sollte. Er gliederte: Werfener, Guttensteiner, Hallstätter Schichten, Unterer Liaskalk und Dolomit, Kössener Schichten, Dachsteinkalk, Adneter Schichten, grauer Aptychenkalk, Neocom, Tertiär und Diluvium.

Da er fälschlicherweise die Werfner bei Waidring für anstehend hielt (Moränenreste), rechnete er die Dolomite des untersten Gehänges der Kammerkersüdseite zu den Guttensteiner Schichten, also viel zu tief; ebendazu den Dolomit vom Unkener Kalvarienberg.

Seine Hallstätter Schichten umfassen den ladinischen und karnischen Dolomitkomplex, dem er die auf den vorerwähnten liegenden helleren Dolomite von Waidring zuteilte. Die von ihm neuentdeckten Vorkommen echten Hallstätter Kalks am Unkener Kalvarienberg wie an der Pfannhanswand mochte ihn in dem Glauben an die Richtigkeit seiner Parallelisierung bestärken, die heute nur mehr für den östlichen Teil des Gebietes zum Teil aufrechterhalten werden kann.

Der untere Liaskalk Peters' deckt sich mit den Lithodendronkalken Emmrichs und umfaßt die obernorischen Kalke der Südkante, ferner Plattenkalke und Teile des echten Dachsteinkalks. Peters führte mit Recht die Gleichstellung des hellen oberen Kalks und weißen Dolomits mit den bituminösen Hauptdolomiten des Sonntagshorns durch; auch die Kalke des Unkener Hörndls wurden freilich ohne Erklärung der eigentümlichen Lagerungsverhältnisse hier einbezogen. Ferner betonte er das Fehlen der Kössener Schichten im Osten, eine Angabe, die Gümbel späterhin offenbar zu Irrtümern verleitete. Seine beachtenswerte Identifizierung der weißen *Avicula*-Kalke von Unken mit den weißen und bunten *Avicula contorta*-Kalken Adnets geriet leider in Vergessenheit und mußte gewissermaßen von Wähner und Böse neu entdeckt werden.

Die Hauptmasse des zwischen Kössener Schichten und Adneter Lias liegenden Kalks bekam von Peters den äußerst unglücklich gewählten Namen Dachsteinkalk und seine Annahme, daß der echte Dachsteinkalk der Loferer Steinberge mit diesen (oberrhätischen) Kalken identisch sei, wurde von da an zu einer Quelle ständiger Verwechslungen und unerquicklicher Streitfragen.

Sehr wichtig sind des Autors Untersuchungen über den Jura des Gebietes; er trennte die grauen Hornsteinkalke des Tithon vom überlagernden Neocom als Oberalmer Schichten ab, betrachtete die fremdartigen Kalke der Unkener Klamm als den Adnetern ein- oder aufgelagert, jedenfalls als gleichalterig und fand als trennende Schicht zwischen Lias und Tithon zuerst die kieselreichen roten Radiolarien-

gesteine, die er allerdings dem oberen Lias zurechnete. Die von ihm angegebenen prätithonischen Störungen haben sich als unhaltbar herausgestellt.

Auf diesen Forschungen Emmrichs und Peters' fußte die Darstellung, die das Gebiet sowohl in dem Aufsatz F. v. Hauers über die Gliederung des alpinen Mesozoikums 1853 (L. I. 15), als auch auf der Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1857 (L. I. 16) fand, deren Maßstab 1:576.000 jedoch die Einzeichnung von Details verbot.

Mit dem Jahre 1861, in dem Gümbels Beschreibung des bayrischen Alpengebirges mit Karte 1 100.000 (L. I. 11) herauskam, begann der zweite Abschnitt geologischer Forschung, leider für unser Gebiet ein an bleibenden Resultaten weniger fruchtbarer. Gümbel hatte auf Grund seiner Studien über die bayrischen Alpen ein subtiles Schema der Schichtgliederung geschaffen, das er nun auch da angewandt wissen wollte, wo die tatsächlichen Verhältnisse nicht mehr mit seinem für ein beschränktes Gebiet gültigen System in Einklang zu bringen waren. E. von Mojsisovics ging anderseits von seiner paläontologischen Stufengliederung der östlichen Alpenländer aus und wollte sie auch an Orten wiedererkennen, wo versteinerungslose Dolomite und Kalke sich dem schematisierenden Verfahren widersetzten. Daß die Darstellungen dieser beiden Männer weit auseinandergehen mußten, ist leicht begreiflich; als erschwerendes Moment kommt noch dazu, daß Gümbel sich über manche, schon von Emmrich und Peters sicher konstatierte Tatsachen hinwegsetzte, während seine eigenen, in vielen Punkten gar bald widerlegten Resultate selbst 1894 seinerseits noch unrevidiert blieben.

Das unbestreitbare Verdienst dieses Forschers liegt in dem ersten, paläontologisch einwandfreien Nachweis sämtlicher Stufen des Lias in den roten Ammonitenkalken des Gebietes, der auf Grund der reichen Aufsammlungen des Pfarrers Dötzkirchner in Reit im Winkel von ihm geführt wurde. Dagegen hat sich die Zuteilung der gesamten Dolomite der Südkante zum Hauptdolomit, das angebliche Auskeilen der Kössener Schichten und die Vereinigung der (oberrhätischen) Riffkalke mit dem Plattenkalk zum „Dachsteinkalk" als unhaltbar herausgestellt. Die Zurechnung fast der ganzen Oberalmer Hornsteinkalke zum Lias scheint unbegreiflich, nachdem Peters doch schon auf Grund guter Fossilfunde die Abtrennung vollzogen hatte. Die kartographische Darstellung vollends ist wenig geglückt; eine Zweiteilung von Liasmulden mit zwischenliegendem Dachsteinkalkstreif existiert ebensowenig wie der Jura am Sonntagshorn.

Während Gümbel 1861 selbst im Verein mit sämtlichen früheren Forschern die flache, schwebende Lagerung der Schichten im Muldengebiet betont hatte, veröffentlichte er in dem kurzen Führer für Alpenreisende 1882 (L. I. 12) in Fig. 59 ein Profil von SW nach NO durch die Kammerker, auf dem eine stark nach S übergelegte, eng zusammengepreßte Spezialmulde zu sehen ist; vergleicht man damit das Profil von 1894, pag. 196, das durch dieselbe Kammerkerplatte von S nach N gelegt ist und abermals, entsprechend den Angaben von 1861, nur eine ganz flach geneigte Auflagerung zeigt, so dürfte

die für unsere Begriffe fast willkürlich erscheinende Behandlung der Kartierungsergebnisse Gümbels scharf genug beleuchtet sein, eine Konstatierung, die angesichts moderner Umdeutungsversuche Gümbelscher Profile leider notwendig ist.

In den Grundzügen der Geologie (L. I. 13) desselben Autors findet sich weiterhin ein Idealprofil durch die ganze Liasserie der roten Ammonitenkalke vom Scheibelberg, der jedoch tatsächlich nichts von dieser theoretischen Gliederung erkennen läßt.

1894 endlich faßte Gümbel (L. I. 14) nochmals seine Ergebnisse zusammen, die wenn auch etwas weniger eindeutig formuliert, in der Tat immer noch die Angaben von 1861 wiederholen, vor allem in der Dachsteinkalkfrage und in der Stellung der tithonischen Hornsteinkalke.

Eng an die Darstellung Gümbels und Peters schloß sich 1867 C. Aberle (L. I. 1) in seinem Beiwort zu F. Keils Reliefkarte an; im Profil V vom Urlkopf zum Sonntagshorn fällt besonders die starke Diskordanz auf, mit welcher Neocom auf Dachsteinkalk ruhen soll.

In dem Sommer 1869 begann die leider viel zu kurze Aufnahmstätigkeit von Mojsisovics, worüber er noch im gleichen Jahr berichtete (L. I. 18). Zunächst schilderte er treffend die großen morphologischen Kontraste dieses Grenzgebietes verschiedener Bergestypen. Dann betonte er das Durchstreichen der Kössener Schichten am Südrand in gleicher Höhe bis zum Osteck und lieferte den sicheren Nachweis, daß der echte Dachsteinkalk unter den Kössenern liegt und dem Hauptdolomit äquivalent ist; der darüber aufragende Riffkalk ist lediglich als Fazieserscheinung der Kössener zu betrachten. Die den Dachsteinkalk unterliegenden Dolomite einzuordnen oder zu gliedern gelang ihm allerdings ebensowenig wie eine Entwirrung der komplizierten Verhältnisse des Ostgebietes.

Im Jahre 1871 (L. I. 19) werden seine Ansichten mit schematischen Profilen belegt und die eigenartigen tektonischen Erscheinungen des südlichen Wandabsturzes gewürdigt. Die oberrhätischen Kalke hält er dabei für eine typische Korallriffbildung, eine Ansicht, auf welche bei dem Abschnitt „Rhätstratigraphie“ noch zurückzukommen ist.

Wir wenden uns nun einer neuen Periode vergleichender Spezialforschung zu, die von F. Wähner, M. Schlosser und E. Böse betätigt wurde.

Liegt auch der Wert der großangelegten Monographie Wähners über tiefliassische Cephalopoden (L. IIc. 75) vorwiegend auf paläontologischem Gebiet, so war doch damit der einzige wissenschaftlich mögliche Weg, näher in die komplizierten Details des alpinen Lias einzudringen, gewiesen und die kurze Skizze über heteropische Differenzierung von 1886 (L. I. 24) stellt auch für die altberühmten Vorkommnisse unserer Gegend scharf umrissen verschiedene Faziestypen einander gegenüber.

Max Schlosser hatte sich dagegen einer Erforschung der zwischen bayrischer und Berchtesgadner Trias bestehenden Beziehungen zugewendet und seine 1895 veröffentlichten Studien (L. I. 23) bringen auch für die Waidringer Berge manches wichtige Neue. Wenn

der verdiente Forscher vielleicht durch zu großes Festhalten an dem Typus Ramsaudolomit-Hauptdolomit, Dachstein-, und Plattenkalk in dem behandelten Gebiet noch zu keinem endgültigen Resultat kommen konnte, so war doch durch die Auffindung und richtige Deutung von plattenkalkähnlichen Bänken mit Gastropoden über dem Dolomit und unter den Kössener Schichten ein neues, sicheres Niveau entdeckt, von dem aus die Gliederung nach abwärts fortgesetzt werden konnte.

Zwar hat Böse selbst nur flüchtig unser eigentliches Gebiet berührt, aber seine umfassenden Arbeiten über ostalpine Trias sind so wichtig für ein richtiges Verständnis der verwickelten Grenzfaziesverhältnisse, daß sie unbedingt hier schon genannt werden müssen. (L. I. 4, 5.) Auch seine kurze Notiz über die oberrhätischen Riffkalke (Teil II, pag. 730) hat ihre Bedeutung, da hier zuerst wieder aus dem weißen Kalk eine reichere Lamellibranchiatenfauna mitgeteilt wird.

Das letzte Jahrzehnt hat ferner einige allgemeinere Werke gebracht, welche die geologischen Verhältnisse des Gebietes mehr oder weniger eingehend schildern. Der Blaassche Führer von 1902 (L. I. 3) stellt die bisher erschienene Literatur auszugsweise zusammen. In dem Ostalpenwerk Dieners von 1903 (L. I. 6) wird in Anlehnung an Mojsisovics vor allem die morphologische Seite gewürdigt. Arthabers Trias (L. I. 2) sammelt die vorhandenen paläontologischen und stratigraphischen Notizen.

Die modernsten Anschauungen über Schübe und Überfaltung haben auch schon in unser Gebiet ihre Schatten geworfen. 1906 veröffentlichte E. Haug seine Studien über die Tektonik des Berchtesgadner Landes (L. I. 17), wonach vier übereinandergetürmte, von Süd herbeigewanderte Decken am Bau der Lofer-Unkenergegend beteiligt wären. Ein eigener Abschnitt des tektonischen Hauptteils wird sich mit diesen Hypothesen beschäftigen.

Es erübrigt noch in Kürze der bisherigen Ergebnisse eiszeitlicher Forschung innerhalb unseres Gebietes zu gedenken.

Hier sind vor allem die vorzüglichen Beobachtungen Peters zu erwähnen, der die Unkener Terrassengebilde scharf charakterisierte und sie sowohl von den höher liegenden (Moränen-)Resten wie den weiter im Inneren verbreiteten fluviatilen Aufschüttungen getrennt hielt. (L. I. 21).

In einigermaßen erwähnenswerter Weise beschäftigt sich nur noch Penck in seinem Monumentalwerk „Die Alpen im Eiszeitalter“ (L. I. 20) mit den Glazialrelikten der Gegend. Er beschreibt in großen Zügen die Verteilung der durchgleitenden Eisströme, erwähnt geringe Eigenvergletscherung am Nordrand der Gruppe und betont die Wahrscheinlichkeit, daß noch in dem letzten Interglazial die Saalach das Oberpinzgau entwässerte. Die interessanten Terrassenreste des Saalachmittellaufes[1]) werden leider übergangen; dagegen wäre ein Bühlstadium „in den Engen nördlich Saalfeldens“ zu suchen.

---

[1]) welche E. Brückner als Glazialschotter vom Mörtelbauer und dem Schoberweißbach anführte. (Die Vergletscherung des Salzachgebiets. Pencks Geogr. Abhandl., 1. Bd., pag. 43 (89). Wien 1886.

4. Topographische Grundzüge.

Zwischen den niedrigeren Faltungswellen der östlichen bayrischen Kalkalpen (den Chiemgauerbergen) im Norden, den westlichsten der mächtigen Salzburger Plateaustöcken (Reiteralp und Loferer Steinberge) im Osten und Süden und dem weitest nach Ost vorgeschobenen Gliede der höheren kalkalpinen Ketten (dem Kaisergebirge) im Westen liegt das bearbeitete Gebiet, das teils als Waidringer Alpen, teils als Kammerker Sonntagshorngruppe bezeichnet wird und eine in sich geschlossene Einheit bildet.

Seine natürlichen Grenzen findet es gegen Süd und Ost in dem breiten Talzug von Waidring—Paß Strub—Lofer, von da im Saalachtal bis gegen Melleck, während eine Kammsenke an der Steingaßkapelle in Verbindung mit Bergermühlgraben und dem Oberlauf der Schwarzlofer einen ungezwungenen Abschluß im Westen gegen die Fellhorngruppe darbietet. Die tiefgefurchte Talung des Weit- und Lödensees und der Seetraun wie das Schwarzachental würde eine naturgemäße nördliche Begrenzung geben, die jedoch lediglich aus Opportunitätsgründen in der bayrisch-österreichischen Grenzlinie festgelegt werden mußte.

Der größte Teil des Gebietes findet seine Entwässerung zur Saalach, die bei ihrem Austritt aus dem Kartenbild in einem Niveau von 528 *m*[1]) fließt. Da die nordöstlichen Berge mit 1965 *m* kulminieren, existiert also hier ein maximales Gefälle von über 1400 *m*. Die bedeutendsten Zuflüsse der Saalach innerhalb der oben verzeichneten Begrenzung sind Loferbach (Pillerseeache), Wirmbach, Unkenbach und Steinbach, von denen der Unkenbach als Entwässerungszentrale für das Gebiet, das er von West nach Ost durchströmt, von größter Bedeutung ist. Seine zahlreichen wasserreichen Nebenflüsse durchfurchen besonders die südlichen und westlichen Teile der Gegend, während der nördliche heutzutage vom Fischbach zur bayrischen Traun hinaus entwässert wird. Dieser hat die eigenartige flache, Einsenkung des Unkener Heutales angezapft und arbeitet sich mit seinen Quellbächen immer mehr in den schmalen Riedel hinein, der die Wasserscheide zwischen Traun und Saalach bildet.

Den geringsten Anteil an dem Quellschatz des Gebietes hat die Großache, einmal mit dem Schwarzloferbach, der von Tektonik und Glazialerosion begünstigt, allerdings schon bis gegen den südlichen Hochrand vorgedrungen ist, aber heute gemäß der Eigenart des Gesteins nur mehr ganz spärliche Wassermengen enhält. Anderseits ist auch der weit erosionskräftigere südliche Steingaßgraben der Großache tributär.

Diese hydrographischen Verhältnisse stehen in innigem Zusammenhang mit den orographischen. Die Haupterhebungen sind kranzförmig um die zentrale, muldenartig eingesenkte Zone, die der Unkenbach benützt, gelagert, jedoch mit einer breiten Öffnungsfurche gegen Ost.

[1]) Um einheitliche Höhenzahlen zu erzielen, werden stets, soweit angängig, Koten nach der österreichischen Karte 1 : 25.000 zitiert.

Südwestlich von Unken erheben sich eigenartig zersägte Kuppen, die mit dem Wahrzeichen der Gegend, dem Unkener- oder Dietrichs-Hörndl, ihre größte Höhe (1545 *m*) erreichen. Der sanfte Rücken des Schwarzecks leitet zu der breiten Einsenkung der Loferer Alp über, die von Gföll- und Grubhörndl (1750 *m*), Lachfeldkopf, Urlkopf und Schönbichl umrahmt ist. Nun beginnt in einer mittleren Höhe von 1600 *m* der Südrand der Gruppe, der eigentlich nicht einen Kamm, sondern weit eher einen Plateausteilrand darstellt mit flacher Abdachung gegen Nord, mit 100 bis 200 *m* hohen südlichen Abstürzen. Gegen Westen findet eine langsame, oft unterbrochene Zunahme der Höhe statt, bis in dem südwestlichen Kulminationspunkt, der Kammerker- oder Steinplatte, eine solche von 1871 *m* erreicht wird. Von hier aus senkt sich gegen Nord ein Rücken über den Scheibelberg gegen das Winkelmoos herab, wo mit 1155 *m* eine der beiden tiefen Depressionen des Bergkranzes erscheint. Doch sofort schwingt sich der Kamm gegen das Dürrnbachhorn bis zu 1778 *m* wieder auf und zieht nun östlich über Wildalphorn und Ochsenlahnerkopf mählich gegen das Heutal herab. Hier sinkt das Niveau bis unter 1000 *m*, steigt aber nochmals gegen Osten zum Reifelhorn, Hirscheck und Sonntagshorn auf, um in letzterem mit 1965 *m* den Kulminationspunkt der ganzen Gruppe zu gewinnen. Von hier strahlen zahlreiche Rücken aus, von denen nur der zum Beutelkopf ziehende erwähnt sei, welcher sich einerseits zum Kuhsteinwald, östlich dagegen zum Hochgseng (Wetterkreuz) herabzieht und sich weit gegen Unken vorschiebt.

B. Schichtenfolge und ihre Faunen.

Das Baumaterial des Gebirges verteilt sich auf folgende Stufengruppen:

I. Untere Trias: 1. Skytische Stufe.

II. Mittlere Trias { 2. Anisische Stufe. 3. Ladinische Stufe.

III. Obere Trias { 4. Karnische Stufe. 5. Norische Stufe. 6. Rhätische Stufe.

IV. Unterer Jura (Lias).

V. Oberer Jura (Malm und Tithon).

VI. Untere Kreide.

VII. Diluvium.

VIII. Alluvium.

I. Untere Trias.

1. Skytische Stufe.

Im Gebiet findet sich nur die Berchtesgadner Entwicklung dieser Stufe (Werfener Schichten).

Es sind rote und grünlich- oder weißlichgraue, glimmerreiche Sandsteine, dünnschiefrig bis dünngebankt, zum Teil in Wechsellagerung mit Tonschiefern. Tongallenlagen wie Wellenfurchen sind häufig zu beobachten. Ebenfalls hierher gehören graue Tone mit Gipslagen, da sich mehrfach charakteristische Sandsteine dem Haselgebirge beigemischt vorfanden, dessen Salzgehalt die Soolequelle am Pfannhaus verrät.

Diese küstennahen Flachseebildungen sind recht organismenarm, nur einmal gelang es mir, am Unkenbach gehäufte *Myophoria ovata Bronn* und eine verdrückte *Pseudomurchisonia* zu sammeln.

Die Schichten, deren größte erschlossene Mächtigkeit sich auf annähernd 15 *m* beläuft, sind sicher nur der oberen Abteilung der Stufe zuzuweisen.

Ihr Vorkommen beschränkt sich auf die nächste Umgebung Unkens, wo sie am unteren Unkenerberg wie am Kalvarienberg an vielen, doch stets raumbeschränkten Örtlichkeiten ausstreichen. Die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse sind im tektonischen Teil klargelegt.

II. Mittlere Trias.

2. und 3. Anisische und ladinische Stufe.

Auch diese Stufengruppe ist auf Entwicklung von Berchtesgadner Gepräge beschränkt.

a) Reichenhaller Dolomit (Böse, L. I. 5, pag. 702).

Plattige, grauschwarze Dolomite mit vereinzelten dunklen Hornsteinknauern und einer äußerst bezeichnenden wulstigen, glänzenden Oberfläche der Schicht legen sich am unteren Unkenbach völlig konkordant auf die obersten Werfener Schichten. Mergelige und kalkige Lagen treten als seltenere Einschiebsel sowohl am Unkenbach wie am Sodervokenberg auf; in der Senke nordöstlich der Tälernalp finden sich schwarze, stark gequälte Mergelschiefer und ein grauer, zelliger Dolomit, dessen Schichtflächen spärlich mit hellem Glimmer bestreut sind. Über den typischen schwarzen Dolomiten folgen gleichflächig bräunliche, öfters brekziöse Dolomite, die nach oben ohne scharfe Grenze in typischen Ramsaudolomit übergehen.

Die Mächtigkeit dieser anscheinend fossilleeren Reichenhaller Schichten überschreitet nirgends 15 *m*, so daß sie wohl nur als Äquivalente des unteren Muschelkalks angesprochen werden können.

Ihre Verbreitung schließt sich eng an die der Werfener an, nur am Sodervokenberg wie östlich des Tälernalprückens liegen isolierte Partien.

b) Ramsaudolomit.

In typischer Ausbildung ist es ein weißer, nur ganz selten schwach kalkiger, ungeschichteter Dolomit von wechselnd dichtem, zelligem oder brekziösem Gefüge. Daneben treten bläulichweiße, gefleckte Dolomite stark zurück. Nur in den tiefsten Lagen, die sich, wie schon erwähnt, aufs innigste mit dem oberen Teil der Reichenhaller Schichten verknüpfen, ist an wenigen Punkten grobe Bankung zu beobachten. Eine Messung der Schichtdicke konnte deshalb nicht vorgenommen werden.

Wenn auch keine beweisenden Versteinerungen sich fanden, erscheint doch nach den Lagerungsverhältnissen die Annahme wohlbegründet, daß der Ramsaudolomit den oberen Teil der anisischen und vor allem den größten Teil der ladinischen Stufe einnimmt.

Seine Verbreitung beschränkt sich auf das Ostgebiet, wo er am Unkenberg in verschiedenen kleineren und größeren Komplexen erscheint (z. B. Soderbichl), während die Hauptmasse dieses Dolomits die Wölbung des Tälernalprückens aufbaut.

So gering auch die Beteiligung des Ramsaudolomits an dem Schichtmaterial des Gebietes ist, so typisch ist das morphologische Gepräge. Steile, brüchige Wände, kleingrusiger Schutt und dichte Niedervegetation charakterisieren das Gestein hier ebenso wie anderwärts. Weit verbreitete endogene Brekzienbildung begünstigt das rasche Einfressen der Verwitterung.

III. Obere Trias.

4. Karnische Stufe.

Zwei verschiedengeartete Dolomite, die teils der echten Berchtesgadner, teils einer vermittelnden Faziesausbildung angehören, sowie Hallstätter Kalke sind karnischen Alters.

a) Raiblerdolomit der Südkante.

Bitumenreiche, dunkelgraue oder schwärzliche Dolomite von fein zuckerkörnigem Gefüge beteiligen sich in großer Gleichmäßigkeit an dem Aufbau dieser Stufe. Frische Bruchflächen fühlen sich immer sandig an; löcherige Partien sind häufig vorhanden und lassen sich zum Teil auf ausgewitterte Fossilien zurückführen. Kalklagen fehlen vollständig, meist sekundär rotgefärbte, brekziöse Zonen sind stets tektonischer Entstehung. Besonders hervorzuheben sind eigenartig dünnbändrige Lagen, die im Dünnschliff sich aus wechselnd helleren und dunkleren, unregelmäßig verfließenden Lamellen zusammengesetzt erweisen. Schichtung ist primär wohl überall vorhanden in meist 1—2 *dm* dicken Bänken, häufig ist sie jedoch bis zu unregelmäßiger Klüftung verwischt. Die Mächtigkeit beziffert sich auf ca. 300 *m*.

Versteinerungen.

Es liegen nur Hohldrucke oder Steinkerne vor, die Schalen sind stets weggelöst; zur Bestimmung mußten deshalb Gelatine- und Schwefelausgüsse verwendet werden.

Gastropoden: *Worthenia aff. solitaria Ben.* (1); *? Hologyra sp.* (2); *? Natica sp.; ? Coelostylina sp.*

Lamellibranchiaten: *Mytilus sp. cf. vomer Stopp.* (3); *? Leda sp.; Myophoria inaequicostata Klipst. s. str.* (4) *et aff. chenopus Laube* (5); *Myophoria sp. indet; ? Cardita sp.; Myoconcha sp.* (6).

Bemerkungen zu einzelnen Formen:

(1) Während im allgemeinen Habitus große Ähnlichkeit mit den Angaben Beneckes (L. II *a.* 3) und L. v. Ammons (L. II *a.* 2) herrscht, verbieten verschiedene Unterschiede eine Identifizierung: der untere Kiel fehlt vollständig, während der obere äußerst stark hervortritt; die Oberseite des Umgangs beginnt mit starker Depression und steigt nur ganz gering in die Höhe zur Naht, wobei am kleineren Exemplar deutlich eine ringförmige Erhebung knapp vor der Naht zu beobachten ist.

(2) Der Ausguß eines Hohldrucks erinnert ganz an Esino- und Marmolataformen vom Typ der Neritopsiden und Neritiden, ohne daß eine bestimmte Form zum Vergleich herangezogen werden könnte.

(3) Stumpferer Winkel der Seitenkanten wie bedeutend geringere Ausmaße als die von Stoppani angegebenen (L. II *a.* 12), verbieten eine Identifizierung.

(4) Diese Spezies liegt am häufigsten vor und stimmt gut mit der Darstellung Bittners (L. II *a.* 6) überein. Starke Anwachsstreifung ist vorzüglich auf den Rippen der Vorderseite so markant, daß die Rippen schuppig erscheinen.

(5) Ein gutes, zweischaliges Exemplar hat vorn starke Aufwölbung, sehr kleinen Arealraum und starke Rippe zwischen Area und Schildchen; es steht der *M. chenopus Laube* recht nahe.

(6) Diese mäßig gewölbte, rechteckige Form mit fast geradem, leicht konkavem Hinterrand läßt sich mit keiner Spezies Hauers[1]), Paronas[2]) oder Broilis[3]) in Einklang bringen.

Stratigraphische Einordnung.

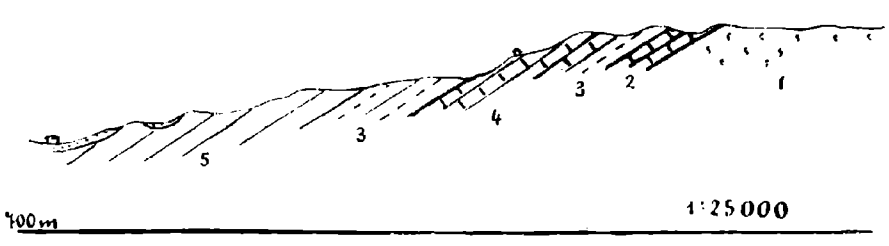
Diese spärliche Fauna weist somit karnische wie unternorische Anklänge auf, entfernt sich einerseits beträchtlich von der normalen Raibler Tierwelt, während anderseits entschieden nahe Beziehungen zu südtiroler Dolomitformen ähnlichen Alters bestehen. Man könnte im Zweifel sein, ob dieser Dolomit nicht doch an die Basis der norischen Stufe zu stellen wäre, da ja auch die *Myophoria inaequicostata Klipst.* bereits mehrfach aus norischen Ablagerungen Südtirols zitiert wird. Doch das Studium der Schichtfolge gleicher Fazies in der unmittelbar südlich angrenzenden Kalksteingruppe hat mich in der Annahme bestärkt, daß hier eine eigenartige Dolomitfazies der Raibler selbst vorliegt und die kärgliche Fauna eben infolge der Anpassung an die Art der Sedimentation

[1]) Fauna der Raibler Schichten. Wien 1857.
[2]) Fauna raibliana di Lombardia. Pavia 1889.
[3]) Pachycardientuffe. Paläontogr. Bd. L, 1903.

eher mit südtiroler Dolomitformen als mit nordalpinen Raiblerformen sich verwandt zeigt.

Die Raibler Schichten keilen nämlich nicht, wie Schlosser (L. I. 23) glaubte, östlich des Ranggengrabens aus, sondern ziehen in schmalen Streifen über Breitau- und Altenmaisalp zur Rechensaueralp; tatsächlich nehmen jedoch die Kalke und Mergel nach Ost immer mehr an Mächtigkeit ab, während die dunklen, bituminösen Dolomite, die bereits an der Angerlalm auftreten, im selben Maße gegen die Rechensaueralm stetig zunehmen. Fig. 1 zeigt diese interessanten Verhältnisse aus dem östlichsten Teil der Kalksteingruppe. Da diese bituminösen Dolomite petrographisch vollkommen mit jenen der Kammerkersüdseite identisch sind und hier wie dort von weißen, dichten, unternorischen Dolomiten überlagert werden, dürfte das karnische Alter ersterer erwiesen sein.

N 15° *O* **Fig. 1.** *S* 15° *W*



1 Ladinischer Ramsaudolomit, weiß, klüftig, auf Muschelkalk liegend.
2 Dunkle Sphärocodienkalke mit *Myophoria cf. Wöhrmanni Pichler*, *Cardita Gümbeli Pichler*, *Cidaris dorsata Mü.* (= untere Raibler Schichten).
3 Schwärzliche, bituminöse Dolomite.
4 Schwarze Raibler Kalke mit *Cidaris cf. Gümbeli Wöhrmann* und *Pentacrinus*-Stielen (= obere Raibler Schichten).
5 Unternorischer Dolomit, weißlich, meist dicht, geschichtet.

In dem kartierten Gebiete sind diese Raibler Dolomite auf den untersten Teil des südlichen Sockels der Kammerker beschränkt. Exkursionen in die weitere Umgegend Waidrings überzeugten mich jedoch, daß die gleichen Dolomite am Fellhorn, in der Kalksteingruppe wie am Nordrand der Loferer Steinberge in stets derselben Ausbildung verbreitet sind.

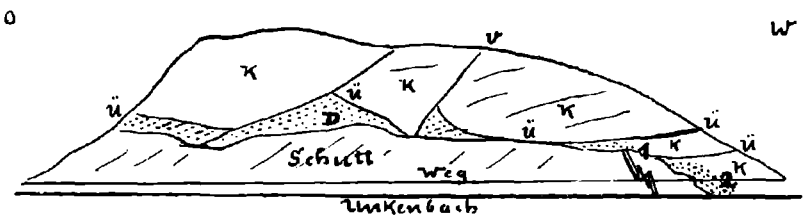
b) Lichtbunte Dolomite des Ostens.

Petrographischer Charakter: Gelbliche, braune, häufig hellgrünliche, seltener graue oder rötliche Dolomite von stets lichter Farbe und feinkristalliner Struktur lassen sich ziemlich gut vom typischen Ramsaudolomit abtrennen, den sie am Tälernalprücken deutlich überlagern. Die einzelnen Mineralkörnchen werden oft so fein, daß das Gestein dicht erscheint; unter dem Mikroskop zeigt

sich jedoch das typische Bild einer Mosaikstruktur: annähernd gleich große Kriställchen ohne Eigenbegrenzung sind eng aneinandergepreßt; einzelne Kalzitadern mit vorzüglicher Zwillingsstreifung durchschwärmen nach allen Richtungen die Dolomitpartikelchen.

Schwarze und gelblichbraune Hornsteine sind recht häufig vorhanden (besonders am Langenmoos), oft fehlen sie aber gänzlich. Außerordentlich weit verbreitet sind grob- bis feinbrekziöse Partien, die äußerst wechselnde Mächtigkeit erreichen können und jedenfalls als auf tektonischem Weg entstandene, endogene Brekzien zu deuten sind. Recht ungleich ist Schichtung verteilt; dünnplattige oder grobgebankte Lagen und massige, nach allen Richtungen zerklüftete Gesteine treten überall nebeneinander auf. Sehr charakteristisch ist die durch anhaftende Algen und Flechten bedingte tiefschwarze, kleinklüftige Anwitterung.

Fig. 2.



Nordseite des Roßbrandkopfs[1]) vom Unkenbach. 1:1700.

K = Massiger karnischer Hallstätter Kalk. — D = Fein zuckerkörniger Dolomit. Bei 1 u. 2, K u. D in seitlichem Übergang. — v = ONO einfallende Verwerfung. $\ddot{u}$ = Mit 50—70° nach Süd und Südost geneigte Überschiebungsflächen.

Das Fehlen jedes organischen Überrestes wie der kristalline Strukturhabitus unter dem Mikroskop deuten vielleicht darauf hin, daß weitgehende sekundäre Umwandlung im Gestein erfolgt ist. Hohlräume von ehemals vorhandenen, ausgelaugten Fossilien konnten ebenfalls nirgends beobachtet werden.

Stratigraphische Bemerkungen: Trotz des Fehlens beweisender Versteinerungen kann das Alter dieses Dolomitkomplexes mit ziemlicher Sicherheit als karnisch bestimmt werden. Schon aus der Kartierung des Tälernalprückens ergibt sich dies mit großer Wahrscheinlichkeit. Die sattelförmige, aus echtem Ramsaudolomit bestehende mittlere Aufwölbung wird beiderseits von steilfallenden Dolomiten der eben beschriebenen Beschaffenheit überkleidet und diese selbst werden an der Nordostecke des Dietrichshörndls von hellen Hornsteinkalken oberkarnischen bis unternorischen Alters überlagert. Noch wichtiger erscheint jedoch die Tatsache, daß diese Dolomite an zahllosen Stellen seitlich in fossilführende karnische Hallstätter Kalke übergehen. Als besonders schöne und leicht zu erreichende Stelle sei die kleine Felspartie nördlich des Roßbrandkopfes[1]) genannt, wo direkt am Spazierweg von der Unkenbach-

[1]) P. 679 östlich des Pfannhauses bei Unken.

brücke zum Pfannhaus wenige Schritte östlich des Weggatters in einem Felsen ohne jede Spur von irgendeiner tektonischen Fläche östlich Dolomit und westlich Hallstätter Kalk seitlich aneinderstoßen und ineinander eingreifen.

Vorstehende, etwas schematisierte Ansichtsskizze (Fig. 2), vom Unkenbach aus gezeichnet, ist vielleicht am besten dazu geeignet, diese interessante Erscheinung zu verdeutlichen.

Die sichere Konstatierung des karnischen Alters dieses lichtbunten Dolomits ist für das Verständnis der komplizierten tektonischen Verhältnisse des Ostgebiets von grundlegender Bedeutung.

Die Verbreitung der Dolomite ist stets an das Vorkommen der Berchtesgadner Schubmasse geknüpft. So liegen am Unkener Kalvarienberg, an vielen Punkten des Unkenberges bis hinauf zum Langenmoos zerstreute Partien desselben; seine größte Mächtigkeit (sicher über 150 *m*) erreicht er jedoch am Tälernalprücken, von wo er in vielen unzusammenhängenden Fetzen über den Wirmbach zur Braugföll, zum Loderbichlgut bis gegen Lofer sich verfolgen läßt, während er östlicher am Vokenberg unter dem Dachsteinkalk des Reiteralmtyp als normale Basis an verschiedenen Stellen wieder auftaucht.

c) Hallstätter Kalke.

Im Gefolge der lichtbunten Dolomite und wie diese auf die östliche Schubdecke beschränkt, treten recht verschiedenartige Kalke auf, die der Hallstätter Fazies zuzurechnen sind.

Einmal gehören hierher weiße, blaßgelbliche oder hellgraue, meist feinkristalline oder auch dichte Kalke, die nur selten deutliche Bankung zeigen, öfters jedoch vollkommen massig entwickelt sind. Krinoidenreste fehlen fast vollständig, dagegen stellen sich an einigen wenigen Orten Nester von Halobien ein, die dann zu Tausenden aufaufeinandergehäuft gesteinsbildend werden. Diese Vorkommnisse zeigen eine erstaunliche Ähnlichkeit mit den von Schlosser (L. II*a*. 11, pag. 366) erwähnten Halobienbänken vom Rappoltstein und auch die *Halobia* selbst stimmt mit jener, die Bittner als *cf. lineata Münster* bestimmte, aufs beste überein. Während von dieser Art nur Jugendexemplare vorliegen, gelang es mir, noch eine weitere, besser entwickelte *Halobia* zu finden, die der *eximia v. Mojs.* recht nahesteht. Diese Funde stammen sämtlich vom Roßbrandkopf, während sonst nur unbestimmbare Schalenreste gefunden wurden; so liegt eine kleine Rhynchonelle vom Unkener Kalvarienberg, Bruchstücke einer großen *Daonella* oder *Halobia* vom Felsköpfchen nördlich des Angererhofs am Unkenberg vor.

An wenigen Stellen des Unkenberges, wie auch am Unkener Kalvarienberg nehmen die Kalke kräftigere gelbe, braune und rote Farben an und erinnern dann recht an die typischen Hallstätter Kalke der Berchtesgadner Gegend. Der mattflächige Bruch des dichten Gesteins wie das Fehlen von Krinoidenresten geben wichtige Unterscheidungsmerkmale gegenüber den ähnlichen Hierlatzkalken. Von

Cephalopoden war auch nicht der kleinste Rest zu finden.

Schon in diesen Kalken stellen sich zum Teil in erheblicher Menge rote, gelbe oder dunkle Hornsteinknauern ein, wodurch eine gewisse Ähnlichkeit mit den Draxlehner Kalken Berchtesgadens erzielt wird. Aber am reichsten an solchen, meist schwarzen Hornsteinflasern sind recht indifferent aussehende, plattige Kalke, die öfters ganz tithonisches Gepräge aufweisen, aber durch seitliche Übergänge mit den ersterwähnten Typen untrennbar verknüpft sind; so daß über ihr Alter kein Zweifel herrschen kann.

Endlich muß noch eine äußerst hornsteinreiche, bald mehr grobe, bald feintrümmerige Kalkbrekzie erwähnt werden, die an einigen Stellen inmitten des normalen Hornsteinkalks, besonders schön an dem neu gesprengten Weg zur Hallensteiner Vokenalp, aufgeschlossen lagert. Wer einmal von dem gegenüberliegenden Wirmbachufer aus die intensive Verfaltung und Verquetschung der Schichten am Südhang des Sodervokenbergs gesehen hat, der wird nicht daran zweifeln, daß es sich hier um Produkte tektonischer Zerstörungskraft handelt.

Im Dünnschliff zeigen die karnischen Hallstätter Kalke im allgemeinen eine feinkörnige, gleichförmige Grundmasse, arm an Einbettung heterogener Körperchen; der Schliff eines weißen, schon makroskopisch deutlich feinkristallinischen Kalkes vom Unkener Kalvarienberg gibt seiner Herkunft gemäß ein schönes Bild dynamischer Einwirkung: einzelne abgepreßte, zerfetzte und verschobene Teile der Grundmasse, in der sich Foraminiferenreste (*Rotalidae*) noch deutlich erkennen lassen, sind von einem wirren Adergeflecht sekundären Kalzits durchschwärmt, der seinerseits wieder aus unregelmäßig gereihten Individuen mit reicher Zwillingslamellierung zusammengesetzt erscheint.

Während die beiden eingangs beschriebenen Typen des Hallstätter Kalkes mit einer Mächtigkeit von höchstens 50 *m* vorwiegend dem Unkener Kessel angehören, erreichen die grauen Hornsteinkalke sicher verschiedentlich eine Gesamtdicke von 100 *m* und treten an vielen zerstreuten Punkten des Ostgebietes vom Unkener Kalvarienberg über den Unken- und Sodervokenberg bis gegen Lofer auf, wo sie am dortigen Kalvarienberg vorzüglich aufgeschlossen sind.

5. Norische Stufe.

Die Heteropie der norischen Stufe unseres Gebietes ist eine so außerordentlich mannigfaltige, die weite Verbreitung des Schichtkomplexes wie die tektonische Bedeutung der Faziesverteilung für das Verständnis des verwickelten Gebirgsbaues so wichtig, daß dem Studium dieser Stufe von Anfang an ein großer Teil der Aufnahmszeit gewidmet wurde. Im folgenden kann es sich vorerst nur darum handeln, die tatsächlichen Befunde getrennt abzuhandeln, während im Abschnitt über Faziesentwicklung versucht werden soll, die heteropischen Reihen mit einander in Zusammenhang zu bringen.

Die folgende Einteilung der Sedimentationsserien ist ein natürliches Ergebnis der Aufnahme.

1. Bayrische Entwicklung: *a*) Hauptdolomit, *b*) Plattenkalk.

2. Übergangsglieder zu Berchtesgadner Fazies: *a*) unternorischer Dolomit; *b*) obernorische Kalke mit dem Endglied Dachsteinkalk des Loferer Steinbergtyps; *c*) bunte obernorisch-rhätische Grenzkalke.

3. Berchtesgadner Fazies: *a*) Dachsteinkalk des Reiteralmtyps; *b*) Hallstätter Fazies: unternorische Pedatakalke; *c*) α unternorische? Mergelkalke (Loferer Schichten), β obernorische?, oolithische Dachsteinkalke des Lerchkogltyps.

1. Bayrische Entwicklung.

a) Hauptdolomit.

Mehrfache Exkursionen in die nördlich vorgelagerten Berge überzeugten mich von der konkordanten Auflagerung normalen Hauptdolomits auf echte Raibler Schichten im Richtstrichgraben, längs des Zirmbergrückens wie südlich des Schwarzachentales [1]). Dieser Hauptdolomit zieht sich in einer breiten Zone mit gleichmäßigem SSO-Fallen von Seegatterl bis zum Steinbachtal bei Melleck hin und bildet so den eigentlichen Sockel des steil abfallenden Dürrnbachhorn-Sonntagshornzuges. Zur Kartierung kam nur ein unbedeutendes Stück dieses Gürtels im äußersten Norden. Am linken Steinbachufer wie im Fischbachtal zeigt der Hauptdolomit das gewohnte Gepräge. Meist dunkelgraue, gewöhnlich stark bituminöse, dichte, fossilleere Dolomite mit fast durchweg guter Bankung wahren den Charakter bayrischer Fazies, nicht zuletzt auch im landschaftlichen Bild. Längs tektonischer Druckzonen verschwindet die Bankung und es tritt entweder unregelmäßig Klüftung oder Brekzienbildung auf; solche Vorgänge, wie große Rutschflächen mit prächtigen Spiegeln (gewöhnlich parallel zum Schichtstreichen orientiert) sind häufig anzutreffen und weisen deutlich auf tektonisch zu begründende Erklärung der scheinbar übermäßigen Mächtigkeit dieses Sockels hin.

b) Plattenkalk.

Während man theoretischerweise erwarten könnte, daß die Plattenkalke hier so nahe an den östlichen Dachsteinkalkmassiven eine besonders große Rolle innerhalb der norischen Stufe spielen, eventuell sogar mehr oder minder den Hauptdolomit vertreten müßten, ergibt sich im Gegenteil die merkwürdige Tatsache, daß reine Kalke [2]) erst zirka 50 *m* unter der rhätischen Grenzfuge sich einstellen. Steigt man von Nord gegen das Sonntagshorn empor, so durchwandert man in ermüdender Einförmigkeit stundenlang den Hauptdolomit, bis in einer Höhe von 1650 bis 1700 *m* sich die

[1]) Herr Bergreferendar Arlt wird demnächst seine Spezialaufnahme der Ranschenberggruppe zur Veröffentlichung bringen.

[2]) cf. dagegen K. Leuchs: Kaisergebirge, Innsbruck 1907, Ferd. Zeitschr., III. Folge, Heft 51, pag. 86.

ersten Kalklagen oder wenigstens häufiger Kalzitadern finden. Ganz langsam tritt nun der $MgCO_3$-Gehalt zurück, doch selbst die Gipfelpartien des Grenzkammes sind noch teilweise stark dolomitisch. Entscheidend für eine Zurechnung zum Plattenkalk war das reichliche Vorkommen von kleinen Gastropodensteinkernen, wie sie auch sonst aus gleichem Niveau erwähnt werden, während sie dem eigentlichen Hauptdolomit fehlen. Geht man nun gegen die Rhätzone vor, so folgen typische bräunlichgraue Gastropodenplatten mit Megalodonten, dann helle Kalke mit scharfkantigen Dolomitbruchstücken und schließlich blaugraue, oft etwas mergelige Kalke in beginnender Karrenverwitterung, die häufig etwas dickbankiger werden.

In dem Wildalpgraben treten unter dem Rhät blaßrötliche und weiße, feinkristalline, dolomitische Kalke zutage, die schon ganz an die im folgenden beschriebenen Übergangsglieder gemahnen, doch sind sie noch mit bituminösen Lagen vergesellschaftet.

Die Mächtigkeit des gesamten Plattenkalkniveaus läßt sich auf 300—400 *m* veranschlagen. Seine Fossilführung ist spärlich. Ich fand: am Sonntagshorn *Trochus sp.*, *Turritella sp.*, *Megalodus sp.*, Lamellibranchiatenreste; außerdem *Rissoa alpina v. Gümbel* an der Lummeralp. Vielleicht entstammt diesen Schichten auch der *Megalodus Tofanae Hoern. var. gryphoides Gü.*, für den „Kammerkergebirg" und „oberer Dachsteinkalk" zitiert wird. (Vergleiche G. v. Arthaber, L. I. 2.)

Die latschenbewachsenen, mäßig steilen, breiten Südhänge, die steil eingerissenen, bleichen seitlichen Flanken und zersplitterte, kaum zugängliche Abstürze gegen Nord, die von Hunderten parallel verlaufender Schichtleisten durchzogen sind, verleihen auch hier dem nördlichen Höhenzug die bekannte Physiognomie bayrischer Voralpengipfel.

2. Übergangsglieder zu Berchtesgadner Fazies.

a) Unternorischer Dolomit.

(Dachsteindolomit.)

Die Art der Faziesänderung, die an Stelle rein dolomitischer Ablagerungen kalkreichere treten läßt, ergibt sich am einfachsten aus parallel gelegten Sedimentationstabellen, die der Südkante von West nach Ost vorschreitend entnommen sind.

Steingaßgraben:	Grünwaldkaser-Waidring:	Urlkopf-südhang:
Weiße und hellgraue, harte, dichte Dolomite, öfters von Kalzit- oder Dolomitadern durchzogen; hellgraue oder rötliche brekziöse Dolomite.	Helle, gutgebankte Dolomite; dichte, harte Dolomite mit kreideartig bestaubter Verwitterungsrinde; löcherige kalkige Dolomite; Bänderdolomite.	Kalkreiche, helle, dichte Dolomite mit kalkreicheren Bänken in Wechsellagerung; dolomitische Bänderkalke.

Ein vollkommen identisches Bild ergibt sich, wenn man vom Steinbachtal gegen das Gsengköpfl hinansteigt, auch hier durch allmähliche Zunahme des Kalkgehalts.

Im Habitus steht der unternorische Dolomit gerade zwischen Hauptdolomit und Ramsaudolomit, so daß sich die gewählte, indifferente Bezeichnung von selbst ergibt. Vom Hauptdolomit trennt ihn seine stets helle, oft blendend weiße Farbe infolge des Mangels bituminöser Substanzen, vom Ramsaudolomit die meist dichte Textur und die stets vorzügliche Schichtung. Leider gelang es mir nicht, in dem gegen 500 *m* mächtigen Dolomit des kartierten Gebietes Fossilien zu finden, dagegen führt derselbe am Nordrand der Kalksteingruppe an der Mündung des Griesbachs schöne Megalodontensteinkerne aus der Gruppe des *Tofanae R. Hoern.*

Wie schon erwähnt wurde, sind hierher ebenso die Dolomite westlich des Steinbachtals wie die früher bald als Hauptdolomit, bald als Ramsaudolomit angesprochenen Schichten des Kammerkersockels vom Fellhorn bis gegen Lofer zu stellen, aber auch im nördlichen Teil der Kalksteingruppe wie längs des Nordrands der Loferer-Steinberge konnte ich mich von ihrer ausgedehnten Verbreitung überzeugen.

Es ist durchweg ein Gebiet dichten Wald- und Latschenbestands; mit zunehmendem Kalkgehalt steigt die Steile des Hanges wie die Neigung zu Felsbildung.

b) Obernorische Kalke.

(Dachsteinkalk des Loferer-Steinbergtyp.)

Die Entwicklungstendenz geht dahin, statt kalkigdolomitische Ablagerungen mechanisch-chemischer Sedimentation rein kalkige, organogene zu entwickeln. Auch hier soll eine Schichttabelle die Mechanik dieses Vorgangs erläutern.

Westen	—	der Südkante	—	Osten
Steingasse:	Grünwaldkaser:	Wemeteigenkaser:		Urlkopfsüdhang:
Helle, kalkige Dolomite, gelbe oder rötliche, oft brekziöse Dolomite; dunkelgraue Dolomite; helle, plattige, weißgeaderte Kalke; dunkle, schlecht gebankte Wandstufenkalke mit harten, schwarzen Schlieren; schneeweiße Dolomite.	Graue Kalke mit weißem und rötlichem Kalzitgeader; dunkle, bituminöse Kalkplatten; helle, dolomitische Gastropodenplattenlagen, graue Megalodontenkalke, graue, grobbrekziöse Kalke; schneeweiße Dolomite.	Wechselnd helle und dunkle, massige oder gutgebankte Wandstufenkalke, massige, helle Kalke mit harten Kalzitschlieren. Schneeweiße Dolomite.		Weiße oder hellgraue, selten dünnplattige Kalke, meist dick gebankt; Korallenrasen u. Megalodontenbänke häufig. (Dachsteinkalk.)

Rhät —

Die Kalke der letzten Schichtserie unterscheiden sich nicht mehr von dem lichtgrauen, stets mehr oder weniger deutlich gebankten, weißgeaderten Dachsteinkalk, den ich nach seinem westlichsten gut ausgebildeten Vorkommen den Loferer-Steinbergtyp nennen möchte. Er tritt am Grubhörndl bis gegen den Wirmbach hinab nicht weniger charakteristisch wie in den Loferer und Leoganger Steinbergen, am Hochkalter und Watzmann auf und deckt sich mit dem Dachsteinkalk der „nappe bavaroise" Haugs (L. I. 17) vollständig. Als weiteres Kennzeichen möge noch erwähnt sein, daß sich häufig auf Zwischenfugen intensiv rote und gelbe, tonige Häute finden, wie sie dem Dachsteinkalk des Reiteralmtyps gänzlich fehlen.

Die oben aufgestellte Übergangsreihe kann man kaum weniger vollständig im nordöstlichen Gebietsteil erhalten, wenn man vom Lummereibel übers Gsengköpfl gegen die Hölzelalm absteigt. Es würde ermüden, die gleichen Schichttypen, wie sie die vorangestellte Tabelle von der Südkante gebracht hat, hier aufs neue zu wiederholen. Erwähnt sei nur, daß der schmale Streif obernorischen Kalkes längs der großen Unkener-Verwerfung schon vollkommen Dachsteinkalkgepräge aufweist.

Die Mächtigkeit dieser obernorischen Kalke wechselt von 250 *m* im Südwesten bis zu 450 *m* im Osten; es erklärt sich dies aus dem Umstand, daß bei der Kartierung der Südkante das erste Auftreten kalkiger Lagen als Schichtbasis genommen werden mußte, während tatsächlich diese Fuge keineswegs synchron, sondern ihrerseits wieder faziellem Wechsel unterworfen ist. Sicherlich gehört ein nicht näher zu bestimmender, allerdings wohl nur geringer Teil der unternorischen Dolomite von der Steingaßkapelle eigentlich bereits der obernorischen Sedimentationszeit an [1]).

An Versteinerungen fand ich in der Nähe des Grünwaldkasers *Cerithium? eutyctum v. Amm.*, *Turritella sp.*, *Cylindrites sp.*, *Nerita cf. guttiformis v. Amm*, *Solarium? sp.*, außerdem hier wie an zahlreichen anderen Örtlichkeiten Megalodontensteinkerne, besonders reichlich am neugesprengten Weg zur Lofereralp, die leider nicht frei präpariert werden konnten, und baumförmig verästelte Korallen. Die von Gümbel als Dachsteinkalkformen aufgeführten Brachiopoden und Lamellibranchiaten von dem Gaisberg [2]) an der Kammerker entstammen den Kössener Schichten.

Paläontologische Bemerkung zu *Cerithium? euctyctum v. Amm.* (L. II *a*. 2).

Das Genus *Cerithium* dürfte für diese Art kaum mehr aufrechtzuerhalten sein, da deutlich ein heterostrophes Embryonalgewinde zu beobachten ist. Vielleicht gehört die Spezies zu *Katosira* oder *Promathildia*, da scheinbar kein Ausguß vorhanden ist. Da an den typischen Exemplaren keine Spur von Längsskulptur auftritt, wie

[1]) Auf die eigenartigen landschaftlichen Charaktere der aus den obernorischen Kalken aufgebauten Hänge wird im Abschnitt über Reliefbildung näher einzugehen sein.

[2]) = Kammerkerkogl?

ich mich an recht gut erhaltenen Vergleichsexemplaren aus dem Rhät der Enningalm bei Garmisch überzeugen konnte, fällt die von Ammon versuchte Beiziehung der *Chemnitzia alpina v. Dittm.*, die eine Art für sich bildet. Dagegen ist die von R. Schäfer[1]) irrtümlicherweise als *Rissoa alpina Gümb.* beschriebene Form tatsächlich mit der Beschreibung v. Ammons in bester Übereinstimmung und seine Abbildung ist die zutreffendste vom *C. eutyctum.* Nachdem v. Ammon eine eindeutige Beschreibung und Abbildung von *Rissoa alpina Gümb.* als glatte Form (mit größerem Apikalwinkel) gegeben hat, liegt kein Grund vor, davon abzuweichen. *Chemnitzia Henrici? Moore* (Martin) (L. II*b*. 7) unterscheidet sich von *eutyctum*, bei dem ich 4 bis 6 Querrippchen beobachtete, nur durch größere Rippenzahl (ca. 8).

Die zahlreich gefundenen Waidringer Formen stimmen aufs beste mit der Beschreibung v. Ammons und Abbildung Schäfers wie mit den Exemplaren der Enningalm überein.

c) Bunte obernorisch-rhätische Grenzkalke.

Längs des ganzen südlichen Sockels der Gruppe legen sich auf die obernorischen Kalke konkordant so eigenartig aussehende Schichten, daß ich eine Abtrennung versuchte. Es sind hellgraue Karrenkalke, die Lagen und Bänder von intensiv gelben und roten, tonreichen Gesteinsmassen führen. Nur untergeordnet sind graue, weißgeaderte, massigere Karrenkalke mit Korallen beigelagert. Ist, wie am Grünwaldkaser und an der Wemeteigenalp, das Rhät auf größere Erstreckung hin aberodiert, so bieten die wenig geneigten, buntfleckigen Plattenlagen mit ihrer weit fortgeschrittenen Durchfurchung, tiefgenagten Spalten und Versinktrichtern ein ganz fremdartiges Bild.

An der Grenze von der norischen zur rhätischen Stufe stehend sind diese Kalke im ganzen südwestlichen Teil ihrer Verbreitung nach so innig mit den obernorischen Sedimenten verknüpft und so scharf vom überlagernden, tonreicheren Rhät getrennt, daß sie naturgemäß der norischen Stufe zugerechnet werden mußten. Auch der ganz spärliche Fossilgehalt (Terebratelbruchstücke, Gastropoden (*Purpurina sp.*), eine fragliche *Avicula contorta Portl.*) widerspricht nicht dieser Zuteilung. Interessant ist nun die Tatsache, daß diese eigenartige Sedimentation, an welche bloß die unter *b)* erwähnten roten und gelben Tonhäute des Dachsteinkalks der Loferer Steinberge erinnern, im südöstlichen Teil des Gebietes eine Fortsetzung durch das ganze (tiefere?) Rhät erfährt und hier sind buntes Rhät und bunte Grenzkalke so miteinander verschweißt, daß ich darauf verzichtete, eine hypothetische Grenze einzutragen.

Im nordöstlichen Übergangsgebiet konnte ich bloß an einer Stelle, am Gsengköpfl, ähnliche Kalke mit roten und gelben Schlieren beobachten, die jedoch nur ganz geringe Verbreitung besitzen. Am südlichen Sockel beträgt dagegen die Mächtigkeit immerhin 20 bis 30 *m*.

---

[1]) Über die geol. Verh. des Karwendels in der Gegend von Hinterriß und um den Scharfreiter. Inaug.-Diss. München 1888.

3. Berchtesgadner Fazies.

a) Dachsteinkalk des Reiteralmtyps.

Der habituelle Unterschied zwischen den „bayrischen" Dachsteinkalken der Loferer Steinberge und den der Berchtesgadner Schubmasse zugehörigen Dachsteinkalken ist ein so großer, daß selbst bei einem einigermaßen gut geschlagenen Handstück die Zuteilung zu diesen oder jenen nicht schwer fällt. Dem Reiteralmtyp gehören sehr reine, weiße oder gelbliche, stellenweise rotgetupfte Kalke an, die einerseits lichtbunte Farben und kristallinische Textur, dann wieder mehr oder weniger deutlich oolithisches Gefüge annehmen können. Recht charakteristisch, aber wenigstens in meinem kartierten Gebiet stets auf die oberen Horizonte nahe der unregelmäßigen Auflagerungsfläche des Lias (Hierlatzkalk) beschränkt sind scharfbegrenzte rötliche Putzen und Scherben eines tonreichen, feinkörnigen Materials.

Ein Schliff von einem Gesteinsstück mit der erwähnten oolithartigen Textur zeigt unter dem Mikroskop abgerollte, rundliche Kalkkörperchen, die mehr oder weniger deutlich organische Struktur noch erkennen lassen. Besonders ein kleines Stöckchen, das etwas bessere Erhaltung bewahrt hat, erinnert in seiner Zusammensetzung aus parallelen, spärlich verzweigten Röhrchen habituell an gewisse *Monotrypa*-Arten, ohne daß bei dem Mangel an Böden und der mikroskopischen Kleinheit der Kolonie an nähere Verwandtschaft zu denken ist. Da lokal auch zonarer Aufbau eintritt, könnten wohl am ehesten *Solenopora*-artige [1]) Kalkalpen in Frage kommen. Neben diesen Resten schwimmen oft kräftig pigmentierte Körperchen neben einzelnen Foraminiferengehäusen in einer kristallisierten Kalzitsubstanz und das Ganze ist von wirren Sprüngen durchsetzt, die sekundär mit Kalzit ausgekleidet wurden.

Das ganze Gestein zeigt deutliche Merkmale starker diagenetischer Veränderungen, womit wohl auch die große Fossilarmut zusammenhängt. Doch treten auf Flächen, die der Ätzung von Humussäuren ausgesetzt waren, nicht allzuselten noch deutbare Durchschnitte von Megalodonten und Gastropoden (Turbo) nebst Resten von Kalzispongien und Korallen auf, während sonst im allgemeinen größere organische Reste nicht aufgefunden werden konnten.

Ein ganz wesentliches Kennzeichen dieses Kalkes liegt, wie Haug richtig betont (L. I. 17, pag. 379), in der Schichtung; die Regel ist Ablagerung in 0·5 bis 2 *m* dicken Bänken oder massige Ausbildung; dünnplattige Absonderung hat nur ganz beschränkte Verbreitung. Leider kann die Mächtigkeit dieses Schichtkomplexes nirgends sicher beobachtet werden; sie beträgt wohl über 250 *m*, ohne daß vielleicht jene hohe Ziffer, wie sie für die Berchtesgadner Gegend gilt, erreicht wird.

Das Vorkommen dieses Dachsteinkalks ist in dem kartierten Gebiet an den Höhenzug gebunden, der westlich der Saalach vom

[1]) cf. A. Rothpletz, Über Algen und Hydrozoen. Uppsala 1908. Kungl. Svenska Vetenskapsak. Handlingar Bd. 43, Nr. 5.

Roßbrandkopf über Liedersberg, Vokenberg gegen Maurach sich erstreckt. Doch unterliegt es keinem Zweifel, daß genau der gleiche Kalk den Baustein für Achberg, Reiteralm, Lattengebirge und Untersberg liefert.

b) Hallstätter Fazies: unternorische Pedatakalke.

Recht erhebliche Schwierigkeiten machte anfänglich ein gegen 20 *m* mächtiger Schichtverband von juraähnlichem Äußeren, bis bezeichnende Fossilien keinen Zweifel mehr über die stratigraphische Einordnung ließen. Es handelt sich um dünngebankte, lichtgraue, gelbe und rote Kalke mit tonreichen Zwischenhäuten, wulstiger Schichtfläche und gelegentlich eingebetteten Kieselknollen. Der frische Bruch ist flachmuschelig und hat mattes Aussehen. Am Unkener Kalvarienberg fand sich ferner in einem Schubfetzen von Pedatakalk eine rötliche Bank mit schönen *Monotis salinaria Bronn* eingeschaltet, deren brekziöser Charakter wohl durch die tektonischen Verhältnisse bedingt ist.

Im Dünnschliff entbehrt die feinkörnige Grundmasse bemerkenswerter gröberer Einmengungen; helle kristalline Kügelchen könnten vielleicht von umgewandelten Radiolarienskeletten herrühren.

Es gelang mir nun in dem Graben, der sich östlich der Hallensteiner Vokenalp gegen den Wirmbach herabzieht, unter dem Wasserfall eine fossilreiche Stelle auszubeuten, die mir folgende Versteinerungen lieferte:

Encrinus? stielglieder. *Hypodiadema*-Stachel.
Crania sp.
Koninckella? sp.
Halorella pedata Bronn sp.
var. intermittens Bittn.
var. inturgescens Bittn.
var. media Bittn.
var. multicostata Bittn.
„ *var. rarecostata Bittn.*
Rhynchonella sp.
Pecten sp.
Sisenna sp.

Am Unkener Kalvarienberg fand ich: *Encrinus?* stielglieder, *Halorella pedata Bronn et var. intermittens Bittn.* und *Monotis salinaria Bronn.* Im Graben östlich des Tälernalprückens gegenüber der Aiblalm sammelte ich *Halorella pedata Bronn et var. media Bittn.* und *Anodontophora sp.*, erstere auch am Eck nordwestlich des Langenmooses, eine *Koninckina* endlich an der südwestlichen Randverwerfung des Vokenberges. Außerdem wurden Hallorellenreste auch an den westlichen Sodervokenalpen beobachtet; südlich des Wirmbaches fehlt das Gestein vollständig.

Die Brachiopoden sind dadurch ausgezeichnet, daß ihre Schale schön seidenglänzend erhalten ist, wodurch sie sich äußerlich recht erheblich von den Exemplaren aus Berchtesgadner, Hallstätter oder

Dachsteinkalk unterscheiden. Ich fand jedoch die Halorellen von dem Versuchsstollen am Salzberg bei Berchtesgaden, die Schlosser[1]) und Böse (L. I. 4, pag. 503) erwähnen, in vollkommen identischer Erhaltung, so daß es sich offenbar um analoge Sedimentation handelt.

Das reichliche Vorkommen von *Halorella pedata* spricht wohl deutlich für unternorisches Alter.

c) Glieder abweichender Entwicklung.

α) ? unternorische Mergelkalke (Loferer Schichten).

Die Pedatakalke und diese schwierig zu deutenden Ablagerungen schließen sich nach meiner Beobachtung gegenseitig in ihrer Verbreitung aus, so daß bei gleicher Basis (karnische Hallstätter Kalke) schon daraus ein Rückschluß auf das Alter dieses Sediments naheliegt.

Westlich der Tälernalp liegen auf den lichtbunten karnischen Dolomiten geringmächtige Hornsteinkalke der Hallstätter Serie, die sich jedoch rasch differenzieren. Bald entstehen durch unregelmäßig eingeschobene Tonlagen wulstige Schichtflächen, der ganze Kalk wird bräunlich, dünnbankig, bekommt zum Teil Pseudooolithstruktur und enthält vereinzelte kohlige Schüppchen. Diese häufen sich einigermaßen nur in zwischengelagerten, dunkelgrauen Mergelbänken, die nicht näher zu bestimmende Gastropoden- und Lamellibranchiatenreste führen und besonders schön am Nordfuß des Unkener Hörndls zutage treten. Durch die auffällige Erhaltungsweise dieser Schalen als leicht zerstäubende, bröcklige Substanzen erinnern derartige Lagen an viel jüngere Sedimente, eine Eigenschaft, die wohl in der Art der Ablagerung begründet ist. Nach oben gehen diese bräunlichen Kalke, die hier gegen 30 *m* Mächtigkeit erreichen, so kontinuierlich in lichtgelbliche, an der Sohle oolithische Dachsteinkalke des Lerchkogeltyps über, daß es unmöglich ist, eine markante Grenzfuge festzulegen.

Eine zweite, weniger günstige Stelle der Verbreitung fand sich in dem kleinen Graben, der vom Wirmbach gegen die Hornwiesmähder heraufzieht. Hier sind alle möglichen Horizonte von Hallstätter Kalken auf Neocom überschoben und inmitten dieser treten die gleichen bräunlichen Kalke mit kohligen Pünktchen wieder auf. Wenig östlicher, am Weg zur Tälernalp, scheinen die Mergel mit den weißen Schalen ebenfalls Hallstätter Hornsteinkalken beigelagert.

Die Unterlage des Gföllhörndls, das aus den oolithischen Dachsteinkalken des Lerchkogeltyp sich aufbaut, ist so verschüttet, daß normale Glieder der Sohlfläche nirgends zu beobachten sind. Es sind jedoch Sturzblöcke von Mergelkalken der beschriebenen Art so reichlich in der Umgebung der Postalp verstreut, daß der Schluß auf ihr ehemaliges Anstehen wohl Berechtigung hat.

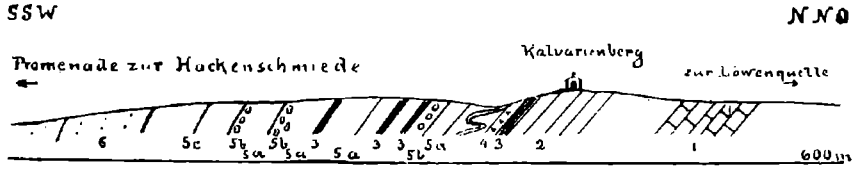
Die größte Beachtung beansprucht dagegen der Schichtstreif, welcher fast ohne Unterbrechung vom Sattel 1486 *m* östlich des Grubhörndls am Fuß der Lerchkogelwände bis zum Loferer

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Briefl. Mitteil., pag. 371 (925), 1897.

Kalvarienberg sich hinzieht Hier kann in einer Erstreckung von über 1·5 *km* die normale Überlagerung des hellen Dachsteinkalks auf den bräunlichen Mergelkalken mit Bryozoen und Gastropoden verfolgt werden. Tonreichere Lagen mit kohligen Pünktchen schalten sich, nach Ost zunehmend, ungefähr von jener Stelle ein, wo sich die 1040 *m*-Kurve von dem nördlichen Wandgürtel ablöst.

Entscheidend für die eingangs gebrachte Altersdeutung des Schichtkomplexes scheint mir besonders die Aufschlußreihe zu sein, die sich am Loferer Kalvarienberg längs der Promenaden darbietet (Fig. 3). Wenig nördlich von der Kapelle bilden hellgraue, hornsteinreiche, unebenflächige Kalke, die mit 50° nach SSW fallen, kleine Abstürze gegen den Wiesenplan des Marktes (1). Weiße und lichtbunte Kalke mit schwarzen und roten Kieselknollen erbauen mit gleicher Verflächung die Höhe des Gebäudes selbst (2), doch legen sich wenige Meter unter diesem schon die grauen Mergel mit Kohlefetzchen und kleinen fremden Einschwemmlingen (3), 3 *m* mächtig, scheinbar völlig konkordant auf die wohl karnischen Hornsteinkalke auf. Nun folgt eine kaum meterdicke, konglomeratische Bank aus

Fig. 3.



Profilskizze vom Loferer Kalvarienberg.

Maßstab: 1:6000.

roten, dichten Kalken und spärlichen Hornsteinlinsen zusammengesetzt (4); auch eine rote, zerdrückte Mergellage ist an einer Stelle eingeschaltet (beides vielleicht letzte Ausläufer einer Sedimentation von *Pedata*-Schichten?). Dicht an dem von Lofer heraufführenden Fußweg stehen nach einer kleinen verschütteten Strecke mehr oder weniger oolithartige, bräunliche Mergelkalke an, die leider nicht näher bestimmbare Durchschnitte von dickschaligen Lamellibranchiaten und Gastropoden eingeschlossen halten (5*a*). Nach Südwest wechseln nun die braun verwitternden, innen blaugrauen, öfters oolithartigen Mergelkalke (5*a*), die lagenweise geradezu aus Bryozoenstöckchen aufgebaut sind (5*b*) und häufig an manche Raibler Kalke erinnern, mit den Mergeln (3) ab, wobei aber letztere in der gleichmäßig SW bis WSW fallenden Schichtreihe nach oben immer schmächtiger werden, bis die Mergelkalke in dickeren Bänken zusammenschließen, sich heller färben und tonärmer werden (5*c*); schließlich stellen sich die weißen, feinoolithischen Dachsteinkalke des Lerchkogeltyp ein (6). Die muldenartige Umbiegung der Bänke läßt von vornherein ein Wiederauftauchen dieser „Loferer Schichten" am südwestlichen Eck des Lerchkogels erwarten und tatsächlich tritt auch aus dem Schutt am

Fuße der Wände beim Kalkofen unter den massigeren Dachsteinkalken eine kleine Felspartie eines gut gebankten, annähernd Ost fallenden bräunlichen Kalks hervor, der vollkommen den Lagen entspricht, wie sie sich an der Grenze beider Schichten einstellen.

Nicht unwichtig erscheinen endlich jene räumlich beschränkten Aufschlüsse an den Hügelchen westlich des Unkener Pfannhauses. Hier sind, wie am mittleren ganz gut zu beobachten ist, schwarze Hornsteinbänke und ebenfalls dunkelgraue Mergel mit kleinen, kohligen Schüppchen, allerdings in unbedeutenden Mengen, lichten Hallstätter Hornsteinkalken, die nicht näher zu horizontieren sind, beigelagert.

Um noch einmal meine Gründe für die Deutung dieser eigenartigen Sedimente, denen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50 bis 150 *m* zukommt, zusammenzufassen, so dünkt mich folgendes entscheidend: 1. unternorische *Pedata*-Kalke scheinen durch die fraglichen Schichten ersetzt; 2. liegen diese auf Hornsteinkalken, die den karnischen Hallstätter Kalken zuzuteilen sind; 3. werden sie überall da, wo normale Überdeckung vorhanden ist, von Dachsteinkalken ohne Anzeichen eines tektonischen Kontakts überlagert; 4. sind ähnliche Schichten an einer Stelle in Sedimentationsverzahnung zu Hallstätter Kalken abgelagert.

Da die größeren Fossilreste (*Cerіopora*-Stöckchen, dickschalige Lamellibranchiaten und kleine Cyrenen-artige Formen, Gastropoden von Turritellenähnlichem Habitus, *Natica*?) keine irgendwie gesicherten Bestimmungen zuließen, habe ich gerade von diesen Gesteinen zahlreiche Dünnschliffe fertigen lassen, die folgendes Bild ergaben:

Die Mergel zeigen eine recht heterogene, stark pigmentierte Grundmasse mit Fragmenten von Gastropoden und zweifelhaften Kalkalgenresten; weitaus am interessantesten und recht häufig sind jedoch vielgestaltige Körperchen mit einer an Hydrozoen erinnernden Struktur, die im folgenden näher beschrieben werden sollen.

Die bräunlichgrauen Mergelkalke lassen gleichfalls Gastropodenkämmerchen, Foraminiferen (*Textulariidae*), Glieder von vertizillaten Siphoneen sowie an Sphaerorodien mahnende runde Körperchen und Krusten erkennen, die jedoch keine bezeichnende Struktur nachweisen ließen, endlich wieder jene milleporaartigen Stöckchen, die Ursache sind für die oolithähnliche Textur des Gesteins.

Hydrocorallinen(?)stöckchen.

(Siehe umstehend Textfigur 4 *a* und *b*.)

Meist spindelförmige, bis 2·5 *mm* lange und 0·7 bis 1 *mm* dicke Körperchen zeigen eine Differenzierung in lockermaschige Mark- und dichtere Rindenschicht. Erstere ist von wurmförmig verästeltem Geflecht ziemlich dicker Skelettästchen erfüllt, die mehr oder minder vollständig miteinander verfilzt sind, nicht selten auch durchbohrt erscheinen. Dieses unregelmäßige Skelettnetz wird von Zoenosarkhohlräumen durchsetzt, die öfters schichtig um einen zentral oder peripher gelegenen Punkt angeordnet sind. Die kortikale Region, gewöhnlich unter 0·1 *mm* breit, besteht aus feineren Faserelementen, die weniger häufig von Hohlräumen durchzogen sind. Mit diesen voll-

Flg. 4.



Fig. 4 *a*. Fig. 4 *b*.

Hydrokorallinenstöckchen in Mergelkalk (Loferer Schichten, unternorisch?), Loferer Kalvarienberg-Promenade.
a in 14facher, *b* in 50facher Vergrößerung.

kommen identisch strukturierte Schichten treten nicht selten im Innern der größeren Knöllchen auf, derart, daß eine Art von kapselförmiger Ineinanderschachtelung vorgetäuscht wird. Tatsächlich handelt es sich wohl um unterbrochenes und neu erwachtes Wachstum des Stöckchens; die neugebildete Markzone legt sich dabei bald annähernd symmetrisch zweiseitig, bald unsymmetrisch und einseitig an die überwucherte Rindenschicht an.

Das kurvilineare Skelettnetz erinnert an den Aufbau von *Milleporidium Steinmann* und jenen Teilen des Skeletts von *Millepora*, in welchen die eingesenkten, dimorphen Polypenröhrchen fehlen. So ist Figur 4*b* mit Steinmanns Figur 2, Tafel III, von 1903 zu vergleichen. Daß den Stöckchen regelmäßig gestaltete Zooidröhrchen fehlen, kann nicht befremden, da ja schon bei *Milleporidium* Zooidröhrchen seltener und auf gewisse Regionen beschränkt sind, da sie den nächstverwandten *Stromatoporoidea* meistens gänzlich fehlen. Auch Deningers ähnliche *Stromatopora Tornquisti* entbehrt derselben vollständig.

Die schichtig lamellare Anordnung der Skelettelemente tritt zu sehr zurück, um einen Vergleich mit dem Gerüst von Tubularien zu erlauben, deren Basalhöcker allerdings oft äußerst ähnliche Struktur besitzen.

Die behandelte Art dürfte daher am besten zwischen *Milleporidium* und den *Stromatoporoidea* zu stellen sein.

Literaturnachweis.

K. Deninger. Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. N. Jhrb. f. Min. 1906, Bd. I, pag. 66.

H. N. Moseley. On the structure of a species of Millepora occurring at Tahiti. Philos. Transact. of the Royal Soc. Vol. 167, 1877.

A. Nicholson. A. monograph of the british Stromatoporoids. Pal. Soc. London 1886/92.

— On the minute structure of Stromatopora and its allies. Linnean Soc. Journ. Vol. 14 (Zoology).

A. Rothpletz. Über Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Ösel. Svenska vetenskapsak. handlingar. Bd. 43, Nr. 5. Uppsala 1908.

G. Steinmann. Über fossile Hydrozoen aus der Familie der Coryniden. Paläontogr. Cassel 1878.

— Über triadische Hydrozoen vom östlichen Balkan und ihre Beziehungen zu jüngeren Formen. Sitzungsber. d. m.-n. Kl. d. Ak. d. W., Bd. 102. Wien 1893.

— Nachträge zur Fauna von Stramberg. Milleporidium, eine Hydrocoralline. Beiträge zur Pal. Österr.-Ungarns. Bd. XV. 1903.

J. Wentzel. Über fossile Hydrocorallinen. Lotos. Neue Folge. Bd. IX. Prag 1888.

β) ? obernorische, oolithische Dachsteinkalke des Lerchkogeltyps.

Diese dritte Varietät des Dachsteinkalks ist so untrennbar mit den eben behandelten „Loferer Schichten" verbunden, daß seine Lagerungsverhältnisse schon mehrfach erwähnt werden mußten.

Es handelt sich um hellgelbliche oder lichtbräunliche, nur stellenweise in den unteren Lagen dickgebankte, sonst massige Kalke, die alle Übergänge von ausgezeichnet schöner oolithischer zu dichter Textur aufweisen.

Unter dem Mikroskop zeigen die Oolithe Bilder, die vorzüglich mit jenen erst jüngst von E. Kalkowsky[1]) geschilderten übereinstimmen. Neben Hydrozoen(?)fetzen sind in kristallinem Kalzit kugel- oder walzenförmige Ooide eingebettet. Ihre Kerne lassen sich nur zum Teil auf organische Reste (Foraminiferen etc.) zurückführen, zum Teil scheinen anorganische Klümpchen Anlaß zum Ooidansatz gegeben zu haben; öfters erscheint auch eine (? sekundäre) Kalzitmasse im Zentrum, jedenfalls fehlt in der axialen Partie konzentrische Struktur, die im Saum ganz vorzüglich erhalten ist, während die radialstrahligen Elemente undeutlicher erscheinen. Ooidzwillinge, Beutel mit mehreren Ooiden wie „Ooidbrut" konnten gut beobachtet werden.

Die dichteren Gesteinsvarietäten erweisen sich aus zahllosen Foraminiferengehäusen zusammengesetzt [Milioliden (*Spiroloculina*), Lageniden (*Nodosaria*, *Lingulina?*), *Textulariidae* (*Bolivina*), *Rotalidae*],[2]) daneben sind Reste von Kalkalgen beigestreut.

Drei durch Erosion heute isolierte Bergkuppen bauen sich aus diesen Kalken in einer Mächtigkeit von 200—300 *m* auf, das Dietrichs(Unkener)hörndl in seiner wandumgürteten Gipfelpartie, das Gföllhörndl, dessen steilaufstrebende Form an westlichere Wettersteinkalktypen gemahnt und endlich der breite, doch steilflankige Rücken des Lerchkogels.

Da außer Krinoidenstielgliedern, häufig auswitternden Bryozoenstöckchen und Gastropodendurchschnitten keine beweisenden Fossilien gefunden wurden, bleibt die Altersfrage einigermaßen ungelöst; doch kann nach Lagerung und dem ganzen Habitus des Gesteins nur ein Äquivalent des Dachsteinkalks in Frage kommen.

6. Rhätische Stufe.

a) Kössener Schichten.

Diese Schichten bewahren auch in unserem Gebiete das gewohnte Gepräge. Graue Mergel und tonreiche Kalke wechsellagern miteinander, wozu sich örtlich Lumachellebänke und Korallenkalke gesellen; stets herrscht gute Bankung oder dünnplattige Entwicklung, weshalb die Kössener besonders zu starken Schichtverfaltungen neigen. In der nordöstlichen Verbreitungszone scheint die Mächtigkeit auf 250—300 *m* zu steigen, doch dürfte diese hohe Ziffer einigermaßen durch tektonische Bewegungen vorgetäuscht sein.

Die Fossilliste führt Formen auf, wie sie im ganzen bayrischen und nordtiroler Gebirge weit verbreitet sind. Lediglich an der Hochalp scheiden sich deutlich obere Horizonte mit *Spirigera oxycolpos* und *Choristoceras* (= Kössener und Salzburger Elemente) von tieferen Bänken mit vorwiegend schwäbischen Lamellibranchiaten. Gegen den Dürrnbachgraben stellen sich auch die *Myacites*- und *Schizodus*-Lagen ein, die sonst in dem kartierten Gebiete fehlen.

Diese küstennahen Flachseegebilde sind in einem breiten Zug von Winkelmoos über Finsterbach- und Wildalp hinab zum Heutal

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1908, pag. 68.

[2]) Herr Dr. K. Beutler hatte die Güte, die foraminiferenhaltigen Schliffe nachzuprüfen, wofür ihm auch hier gedankt sei.

und die Lannersbachfurche hinauf bis zur Hochalp verbreitet, von wo die arg verbogenen Schichten zum Fuß des Sonntagshorns wie hinüber zu der Einmuldung der Percht- und Hölzlalp und gegen die Ensmannalp streichen, überall ein richtiger Quell- und Almenhorizont.

b) Tonärmere Ablagerungen der zentralen und südlichen Verbreitungsstätten.

α) Tiefere Horizonte.

Diese gleichen petrographisch noch fast ganz den unter a) beschriebenen Kössenern mit der einzigen kleinen Änderung, daß tonreichere Mergel fehlen und dafür besonders an der Basis massige, graue Kalke mit Korallen und Megalodonten sich einschalten (vor allem an der Stallenalp).

Dagegen zeigt die Fauna dieser 150—175 *m* mächtigen Schichten insofern einen Gegensatz zu der unter a) aufgeführten, als hier schwäbisch-kössener Elemente ausschließlich herrschen. *Schizodus*, *Myophoria* und *Myacites* fehlen gänzlich, während die *Ostrea kössenensis* öfters ganze Bänke aufbaut, so besonders wenig westlich der Stallenalp. An der äußerst fossilreichen Westseite der Steinplatte häufen sich stellenweise Brachiopodenschalen, die mitunter noch Farbspuren erkennen lassen. An der Grenze gegen die unterlagernden bunten obernorisch-rhätischen Grenzkalke ist eine Lumachellebank weit verbreitet.

β) Höhere Horizonte.

Hier erscheinen harte, oft bitumenreiche, schwärzlich-graue Kalke; gelegentlich kommen schwarze Hornsteinknauern in den dicken, von weißem Kalzit durchaderten Bänken vor. Nach oben gehen sie öfters in hellgraue, feinkörnige oft krinoidenreiche Kalke über, die eine fazielle Vertretung der Riffkalke sind. Daß aber auch die tieferen, dunklen Lagen durch letztere zum Teil ersetzt sind, beweist die Mächtigkeitsziffer, die von 15 *m* unter dem Riffkalk der Wemeteigenalp bis zu 100 *m* an den Kammerkeralpen schwankt.

Die nicht gerade häufigen Versteinerungen zeigen eine charakteristische Mischung von Kössener und Salzburger Elementen; dabei sind wieder in den tieferen dunklen Lagen Brachiopoden, in den helleren Kalken *Choristoceras* herrschend; bemerkenswert ist das Vorkommen des *Oxytoma inaequivalve Sow. var. intermedia Emmr.* sowohl in α wie in β; gesteinsbildend ist es jedoch nur im eigentlichen Riffkalk. Dagegen setzt am Hintergföller Weg westlich vom Hammerlgut eine *Anodontophora* in Gesellschaft mit *Lima subdupla Stopp.* eine ganze Bank inmitten eines stark bituminösen, schwarzen Kalkes zusammen, wenige Meter unter der Liasgrenze. Auch Prof. K. A. Reiser[1]) fand ähnliche Anodontophorenbänke stets an der Oberkante des Rhät im östlichen Allgäu.

Diese oberrhätischen Kalke haben in dem kartierten Gebiet weitgehendste Verbreitung; von der Wemeteigenalp lassen sie sich an der Südseite des Sonnenberges über Grünwaldkaser zu den

[1]) Nach gefälliger mündlicher Mitteilung.

Kammerkeralpen verfolgen, von wo sie gegen den Rudersbach hinab in mächtigen Platten durch Sturzbäche entblößt sind. Aber auch an der Schneideralp wie im östlichen Unkenerheutal treten sie nicht minder charakteristisch auf.

c) Bunte Kalke und Konglomerate.

Mehr oder weniger mergelige Kalke von gelblicher, bräunlicher, oft intensiv roter, dann wieder blaßgrünlicher oder hellgrauer Farbe, zuweilen gut gebankt oder mit ungeschichteten Einschaltungen von Korallenkalken versehen, sind im südöstlichen Teil des Aufnahmsgebietes stellvertretend vor allem für die unteren Rhäthorizonte. Vom Lachfeldkopf an bis gegen den Wirmbach wird der ganze Schichtkomplex grobbrekziös, aus allen möglichen Kalkstücken zusammengebacken; Hornsteinbrocken fehlen jedoch im Gegensatz zu den ähnlichen mittelliassischen Brekzien vollständig. Das ganze Gestein ist häufig von einer eisenoxydreichen, intensiv roten Schmiere überzogen und wird dadurch noch liasähnlicher, so daß die Angabe Gümbels vom Auskeilen der Kössener Schichten verständlich wird, besonders wenn man den augenfälligen Formenwechsel des rhätischen Horizonts in Betracht zieht. Steile Wandgürtel herrschen hier in schroffem Kontrast zum gewohnten, weichlinigen Formschatz der Kössener Schichten.

Von kaum 100 *m* östlich des Waidringer Nieder schwillt die Mächtigkeit mit Zunahme des brekziösen Gefüges auf 175 *m* am Lachfeldkopf an, wo das ganze Rhät in dieser Ausbildung entwickelt ist; dabei mußten aber die bunten obernorisch-rhätischen Grenzkalke einbezogen werden, da ihre Abtrennung vom bunten Rhät östlich des Punktes 1643 illusorisch ist.

Schon der petrographische Charakter der rötlichgelben Mergelkalke, vor allem aber die kleine Brachiopodenfauna erinnert ganz an die Starhembergfazies der östlicheren Alpen mit leisem karpathischem Einschlag. Mit der Zertrümmerung des Gesteins nimmt der geringe Fossilgehalt rasch ab, in den Brekzien und Konglomeraten am nördlichen Wirmbachufer konnten keinerlei organische Reste mehr aufgefunden werden.

So fremdartig diese Entwicklung des Rhäts ist, so wichtig scheint sie in ihrer Verbreitung zu sein; sie ist stets wie in unserem Gebiet, so auch südlich von Lofer an den „bayrischen" Dachsteinkalk (Loferer Steinbergtyp) geknüpft.

d) Oberrhätische Riffkalke

(= weiße (rhätische) Riffkalke Wähners[1]), rhätische Grenzkalke Knauers[2]), „oberer Dachsteinkalk" der älteren Autoren).

Riffbildungen oberrhätischen Alters erlangen in unserem Gebiet eine so große Mächtigkeit und Verbreitung, wie sie sonst nur mehr in gleich ausgedehntem Maße von der Rofan am Achensee bekannt sind.

---

[1]) Das Sonnwendgebirge im Unterinntal 1903.

[2]) Geolog. Monogr. des Herzogstand-Heimgartengebiets. Geogn. Jahresh. 1905, pag. 73.

Schneeweiße, nur ganz selten licht buntgefärbte Kalke von wechselnd dichtem bis feinkristallinem, auch oolithischem Gefüge lassen relativ selten grobe Bankung erkennen, während massige Entwicklung durchaus vorherrscht. Rote tonige Bänder und Putzen kommen ganz ebenso wie im Dachsteinkalk des Reiteralmtyps, doch spärlicher vor.

Sowohl an der Perchtalp wie südwestlich der Kammerkeralpen wechselt die Mächtigkeit des Riffkalks außerordentlich rasch, da hier seitliches Auskeilen und Übergänge zu Kössener Kalken vorhanden sind. Am Sonnenberg dürfte sich die Schichtdecke auf 150 bis 175 *m* belaufen.

Die Fauna dieser Ablagerung ist viel reichhaltiger als nach den bisherigen Angaben über Versteinerungen aus ähnlichen Riffkalken zu erwarten war. In erster Linie herrschen Krinoiden und Korallen, dann erscheinen aber an zahlreichen Stellen Lamellibranchiatennester mit der Riffbildung niederer Tiere verwachsen; vor allem tritt das *Oxytoma inaequivalve Sow.* in Tausenden von Exemplaren in buchstäblicher Weise „gesteinbildend" auf, während *Avicula contorta Portl.* und Modiolen aus der Gruppe der *minuta Goldf.* jener gegenüber schon mehr lokalisiert erscheinen. Brachiopoden sind nur in ganz verschwindender Zahl an dem Aufbau des Gesteins beteiligt, ebenso Gastropoden, während Cephalopoden vollständig zu fehlen scheinen.

Dagegen sind von nicht zu unterschätzender Bedeutung Kalkschwämme, vor allem aber verticillate Siphoneen, deren zierliche Gliederchen sich besonders an der Perchtalp reichlich fanden. Auch scheinbar dichte Partien lösen sich unter dem Mikroskop in ein wirres Gemengsel von zerbrochenen Molluskenschälchen und eingestreuten Foraminiferen auf.

Die Korallenstöcke zeigen nur zum kleineren Teil leidliche Erhaltung, gewöhnlich sind Septen und Theken vollständig gelöst und die entstandenen Hohlräume mit feinem Kalkschlamm wieder ausgefüllt. Daß diese diagenetischen Vorgänge recht rasch vor sich gingen, beweisen zahlreiche Brocken derartig veränderten oberrhätischen Korallenkalks, die in den Brekzien des mittleren Lias stecken.

Dem ganzen Fossilbefund nach handelt es sich um schnell sedimentierte, organogene Absätze eines flachen, ruhigen Meeres, das frei von terrigenen Einschwemmungen blieb; das Sediment kann mit Recht als „Riffkalk" bezeichnet werden, insofern man nur die moderne, weitere Bedeutung dieses Wortes gelten läßt. Auch die Bezeichnung „oberrhätisch" hat für das untersuchte Gebiet ihre volle Berechtigung. Die ganze massige Gesteinsplatte liegt überall auf rhätischen Ablagerungen tieferer Horizonte, vertritt die Kössener Kalke mit *Choristoceras* der Kammerkeralpen und wird von tiefstliassischen Ablagerungen bedeckt, die α_1 zuzurechnen sind. Auch die gesamte Fauna weist durchweg noch rhätischen Charakter auf; die Beziehungen zur unterliassischen sind sogar auffallend gering.

Die Verbreitung dieser Riffbildungen ist auf zwei größere Bezirke verteilt. Eine zusammenhängende Platte erstreckt sich vom

Kammerkerkogel über den ganzen Sonnenberg (Sonnwendwand) bis zur Lofereralp und ist auch noch weiter nördlich durch tief eingesägte Gräben unter jüngerer Bedeckung bis gegen den Unkenbach hinaus entblößt. Vielleicht steht sie in direktem unterirdischen Zusammenhang mit jener zweiten großen Riffkalkmasse, die vom Unkener Heutal bis zum Beutelkopf sich ausbreitet. An der Perchtalp hat die kräftig arbeitende Erosion schon ein gutes Stück dieser Riffdecke über den Kössenern zernagt; wild aufgetürmte Blockfelder zeugen von der einstigen Ausdehnung des massigen Kalkes.

Störrisch verhielt sich die mächtige Gesteinsplatte den faltenden Kräften gegenüber, unzählige Sprünge zerspalten den Fels, die zu tiefen Klammen und Schründen wurden. Die flache Neigung der Schicht begünstigte ausgedehnte Karrenbildung.

Fossilliste der rhätischen Ablagerungen.

Fundorte: 1. Schwarzloferalp. — 2. Finsterbach. — 3. Wildalpgraben. — 4. Lannersbach und Hochalp. — 5. Perchtalp. — 6. Stallenalp. — 7. Westseite der Steinplatte. — 8. Kammerkeralpen. — 9. Wemeteigenalp. — 10. Rudersbachwald. — 11. Westlich vom Hammerlgut. — 12. Unkener Heutal. — 13. Schneideralp.

a) Kössener Schichten.

Thamnastraea rectilamellosa Wkl. 1
„ *delicata Reuss* 2
Pterophloios Emmrichi Gümb. 1 [nach Zimmermann[1]) L. II *b* 21]
Spiriferina Emmrichi Sss. 1 (nach Z.)
Spirigera oxycolpos Emmr. sp. 4 (und 1 nach Z.)
Rhynchonella fissicostata Sss. 1 (nach Z.)
„ *subrimosa Schafh. sp.* 1 (nach Z.)
Terebratula gregaria Sss. 4
„ *pyriformis Sss.* 4 (und 1 nach Z.)
Waldheimia norica Sss. 4 (und 1 nach Z.)
„ *elliptica Zugm.* 1 (nach Z.)
Avicula contorta Portl. 4, 2 (und 1 nach Z.)
Cassianella speciosa Mer. 1 (nach Gümbel L. I. 11)
Pinna sp. 1
Gervillia inflata Schafh. 2
„ *praecursor Qu.* 1 und 4
Lima cf. hettangiensis Stopp. 1
„ *praecursor Qu.* 4
Pecten janiriformis Stopp. 4
Dimyodon intusstriatum Emmr. sp. 4
Ostrea konica Stopp. 4
„ *Kössenensis Wkl.* 4
Modiola minuta Goldf. 1, 3
„ *Schafhäutli Stur.* 1 (nach Z.)

[1]) Es erscheint nicht gesichert, daß das Material Zimmermanns nur von der Schwarzloferalp selbst stammt.

Leda alpina Wkl. 1
„ *percaudata Dittm.* 4
Arca (?) alpis Perchti n. sp. 5
Schizodus Ewaldi Born. 1
Cardita austriaca v. Hau. 1
Pachymegalodus sp. 5
Cardium alpinum Gümb. 1 (nach Gümbel)
Protocardia rhaetica Mer. sp. 1
Homomya (lariana Stopp.?) 4
„ *lagenalis Schafh. sp.* 5 (nach Böse L. I. 5)
Corbula alpina Wkl. 4
? Pteromya simplex Moore 1
Choristoceras rhaeticum Gümb. 1 (nach Gümbel).

b) α) Tiefere Horizonte der Kössener Kalke.

Procyclolites sp. 7
Thecosmilia clathrata Emmr. sp. 7
Thamnastraea rectilamellosa Wkl. 7
Spiriferina jungbrunnensis Petz. var. uncinata Schafh. 7
Rhynchonella fissicostata Sss.
var. inflata Zugm. 7
var. longirostris Sss. 7
„ *var. applanata Gümb.* 7
Rhynchonella subrimosa Schafh.
var. complanata Zugm. 7
Terebratula gregaria Sss. 7
„ *grossulus Sss.* 7 (nach Gümbel).
„ *pyriformis Sss.* 7
Waldheimia norica Sss. 7
Avicula contorta Portl. 7
Oxytoma inaequivalve Sow. var. intermedia Emmr. 7
Gervillia inflata Schafh. 7
Lima alpis sordidae Wkl. 7
Pecten aff. coronatus Schafh. sp. 7
„ *cf. janiriformis Stopp.* 9
„ *Winkleri Stopp.* 7
Plicatula Archiaci Stopp. 6
Dimyodon intusstriatum Emmr. sp. 6
Anomia alpina Wkl. 9
Ostrea haidingeriana Emmr. 7
„ *cf. inflexostriata Gümb.* 9
„ *Kössenensis Wkl.* 7, 9
„ *spinicostata Gümb.* 7
Modiola minuta Goldf. 7
Cardita austriaca v. Hau. 9 (und 7 nach Gümbel)
Protocardia rhaetica Mer. sp. 9
Homomya lagenalis Schafh. sp. 7
Pseudomelania Quenstedti Stopp. sp. 7

Natica sp. 7
Gyrodus? sp. 6
Placodus Zitteli v. Amm. 6

β) Höhere Horizonte der Kössener Kalke.

Krinoideenstielglieder 8
Hypodiadema-Stacheln 8
Spiriferina jungbrunnensis Petz. var. austriaca Sss. 8
Spirigera oxycolpos Emmr. sp. 8, 10
Rhynchonella fissicostata Sss. 8
" " *subrimosa Schafh.* 13
" " *var. globosa Zugm.* 8
Terebratula pyriformis Sss. 8
Waldheimia norica Sss. 8.
Oxytoma inaequivalve Sow. var. intermedia Emmr. 8
Cassianella speciosa Mer. 8
Lima subdupla Stopp. 11
Pecten Schafhäutli Wkl. 8
Ostrea Kössenensis Wkl. 9
Anodontophora n. sp. 11
Turritella sp. 8
Choristoceras cf. ammonitiforme Gümb. 8, 12

Vielleicht sind hierher zu rechnen die von Gümbel aus dem „Dachsteinkalk" des Gaisberges[1]) an der Kammerker zitierten Versteinerungen (L. I. 11), von denen besonders zu erwähnen sind: *Lima praecursor Qu.*, *Pecten induplicatus Gümb.* und *Megalodon gryphoides Gümb.*

c) Buntes Rhät.

Dem bunten Rhät des südöstlichen Gebietes entstammen folgende Fossilien:

Thecosmilienrasen (häufig)
Isastraea? sp. (häufig)
Spiriferina jungbrunnensis Petz. (häufig)
" *var. Kössenensis Zugm.*
" *var. uncinata Schafh.*
Rhynchonella cornigera Schafh. (selten)
Terebratula pyriformis Sss. (häufig)
Pecten aff. coronatus Schafh. sp. (selten)
Megalodus sp.

d) Versteinerungen des oberrhätischen Riffkalks.

Fundplätze: 1. Südwestseite der Steinplatte. — 2. Kammerkerkogel. — 3. Sonnenberg (Sonnwendwand). — 4. Kuhsteinwand. — 5. Unterhagerwand an der Gschwendteralp. — 6. Bauereckerwand. —

[1]) Möglicherweise mit dem Kammerkerkogel nördlich der Steinplatte identisch.

7. Perchtalp. — 8. An der Nordseite vom Sonntagshorn (Moränenblock, vom Kuhstein stammend).

Art des Vorkommens: hh = sehr häufig, gesteinsbildend; h = häufig; s = nur in vereinzelten Exemplaren; ss = Unica.

Cheilosporites tirolensis Wähn. 1, 7 h
Kalcispongien 7 h
Lovcenipora sp. 1 h
Montlivaultia sp. 4 h
Thecosmilia clathrata Emmr. sp. 2, 3, 4, 7 hh
„ *de Filippi Stopp. sp.* 3 h
? Rhabdophyllia delicatula Frech 2, 3 hh
Krinoideenstielglieder 3, 5, 7 hh
Rhynchonella fissicostata Sss. 4 ss
„ *cornigera Schafh.* 4 ss
Waldheimia norica Sss. 6 s
Avicula contorta Portl. 1, 4, 7, 8 hh
„ „ *var. Azzarolae Stopp.* 4, 8 h
Oxytoma inaequivalve Sow. var. intermedia Emmr. 1, 4, 5, 7, 8 hh
Odontoperna? sp. 5 s
Lima Bonifacii n. sp. 4, 8 h
Lima (Plagiostoma) praecursor Qu. 4 s
Pecten (Chlamys) aff. coronatus Schafh. sp. 7 h
„ *acuteauritus Schafh.* 7 s
„ *praepollux n. sp.* 8 ss
Terquemia? sp. 4 s
Dimyodon (intusstriatum Emmr. sp.?) 7 h
Mytilus (minima Moore non Sow.) 5 h
„ *aff. rugosus Stopp.* 4 s
? *Septiola sp.* 4 s
Modiola Gruppe der *minuta Goldf.*
a) minuta Qu. (Jura Taf. I) 4 s
b) var. psilonoti Qu. 8 s
c) var. glabrata Dunk. 4 hh
Cardinia sp. 2 hh
Cardita sp. 2 s
Megalodus sp. 3 hh
Lucina? sp. 4 s
Corbis (Fimbria)? sp. 4 s
Cyprina? sp. 4 s.

Arthaber zitiert (L. I. 2, pag. 356) die Funde Böses (L. I. 5, pag. 730), setzt aber (nach eigenen Funden?) *Choristoceras ammonitiforme Gümb.* vor den von Böse angeführten Versteinerungen. *Gervillia inflata Schafh.* bei Böse dürfte auf eine Verwechslung mit den oben angeführten Modiolen beruhen, da diese Form sonst nie in Riffkalk vorkommt.

Paläontologische Bemerkungen zu einigen Arten der Versteinerungsliste.

Arca? alpis Perchti n. sp.

Taf. XVI (I), Fig. 1 *a, b, c.*

Länge 36 *mm*, Gesamtdicke 19 *mm*, Höhe 19·5 *mm*.

Diese schöne Muschel, die leider nur in einem Exemplar aus den Kössener Schichten nördlich der Perchtalp vorliegt, entfernt sich von allen bisher aus dem Rhät bekannten Formen erheblich. Die Wirbel der stark geblähten Muschel sind wenig nach vorn gerückt; Bandarea und Schloß konnten leider nicht von anhaftendem Gestein freipräpariert werden, doch kann die Bandarea nur sehr schmal sein. Charakteristisch ist die feine Abrundung des Vorderrandes wie eine radiale Furche an der hinteren Area, die diese analog wie bei *Macrodon juttensis Pichler* in zwei Felder teilt, deren vorderes radial gerippt ist, während das außen gelegene scheinbar glatt blieb. Scharf markierte, gerade Radialrippen (gegen 20) bedecken die größere Hälfte der Schale, verwischen sich jedoch auf der Vorderseite gänzlich. Feine, konzentrische Anwachsstreifen rufen nur stellenweise deutliche Gitterung hervor. Die mittlere radiale Einfurchung ist besonders am Unterrand stark ausgeprägt, der im hinteren Teil etwas nach links verzogen erscheint. Eine geringfügige Ungleichklappigkeit der Schale dürfte auf Verdrückung beruhen.

Anodontophora n. sp.

Länge 34 *mm*, Gesamtdicke 5 bis 6 *mm*, Höhe 23 *mm*.

Der ganze Habitus erinnert sehr an Cardinien, so besonders an die *Cardinia (Thalassites) depressa Qu.* (Jura, Taf. III). Die Art besitzt sehr eckständigen, niederen Wirbel, ganz kurze Vorderseite (Schloßwinkel von 105°), eine breite Abstutzung am Hinter- zum Unterrand und unregelmäßig wulstige, konzentrische Anwachsstreifen. Diese gedrungene, wenig gewölbte, dünnschalige Form stimmt mit keiner der von Prof. K. A. Reiser im östlichen Algäu gefundenen Anodontophoren überein[1]). Ich fand sie in einem Fossilnest mit *Lima subdupla Stopp.* zusammen in stark bituminösem schwarzen Kalk westlich des Hammerlguts nahe unter der Schichtgrenze zum Lias.

Pseudomelania Quenstedti Stopp. sp.

Am Weg von dem Grünwaldkaser zur Kammerkeralp fand ich ein gut erhaltenes Exemplar (Steinkern), das vollkommen mit der Figur Stoppanis (L. II*b*. 12, Taf. II, Fig. 23) übereinstimmt; die Basis ist jedoch, obwohl unverletzt, vollkommen glatt und läßt nichts von den Furchen erkennen, die Dittmar (L. II*b*, 2, pag, 138, Taf. II, Fig. 3) erwähnt und besonders v. Ammon[2]) hervorhebt. Es scheint

[1]) Es standen mir die vom Autor gütigst überlassenen Originale zum Vergleich zur Verfügung.

[2]) Gastropoden aus dem Nürtinger Sandstein. Geognost. Jahresh., V, 1892, pag. 212, Fig. 38.

somit die Vermutung dieses letzteren Autors richtig zu sein, daß es sich um zwei (vielleicht sogar generisch) verschiedene Arten handelt. Die allseitig abgerundete Mündung, deren wenig verdickte Innenlippe in einen schwach vorgezogenen Ausguß übergeht, wie die verwischte Kante des basalen Umgangs spricht eher für die Gattung *Pseudomelania* als *Undularia*.

Lovcenipora sp.

G. B. Giattini, Fossili del Lovcen nel Montenegro. Rivista italiana di Paleontologia. Bologna 1902, anno VIII.

Auf angewitterten Flächen des Riffkalks an dem südwestlichen Eck der Steinplatte fand ich mehrfach 4 bis 6 *mm* dicke, flachausgebreitete oder undeutlich gelappte Kolonien von feinen Einzelröhrchen, die gegen den Rand des bis zu 5 *cm* langen Stockes umgebogen erscheinen. Letztere, von 0·5 *mm* und geringerer Dicke sind mit ihren Wandungen verwachsen, zeigen im Querschnitt rundliche Öffnungen, im Längsschnitt annähernd gleichartige Gestalt. Böden sind nur ganz spärlich vorhanden.

Sowohl Habitus wie das im Dünnschliff gewonnene Bild stimmt mit Beschreibung und Tafeln Giattinis vorzüglich überein, doch liegt scheinbar ein entscheidender Unterschied in dem Fehlen der die Zellwand durchziehenden Mittelschicht, wenn letztere nicht etwa durch spätere Umkristallisation erst verloren ging.

Vollkommen identische Stöcke auf „bayrischem" Dachsteinkalk des Watzmann(?), die Herr Cl. Lebling mir zur Untersuchung gütigst überließ, zeigten leider im Schliff nicht wesentlich günstigere Erhaltungszustände.

Lima Bonifacii n. sp.

Diese zierliche Gattung hat einen schiefovalen Umriß. Von dem spitzen, aufgeblähten Wirbel nimmt die Wölbung gegen Unter- und Seitenrand annähernd gleichmäßig ab. Über die ganze Schale laufen wellige, konzentrische Linien und zahlreiche, abgerundete, radiale Rippchen mit schmalen Zwischenfurchen hinweg, die glatt sind. Unter den Rippchen wechseln unregelmäßig verteilt stärkere und schwächere ab; erstere finden sich ne unbis zehn, letztere, an Zahl je drei bis sechs, entstehen in den Zwischenräumen durch Rippenspaltung; gegen den Hinterrand mehren sich die stärkeren Rippchen. Die konzentrische wie radiale Skulptur geht beiderseits in den Öhrchenansatz hinein.

Die Art der Verzierung erinnert recht an *L. inaequistriata Mü.* in Goldfuß' Petref. Germ., pag. 81, Taf. CXIV, die nach Oppel dem unteren Lias zuzurechnen ist; doch ist nach Schlosser (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1901, pag. 528) diese Spezies recht wenig gesichert, so daß eine Gleichstellung dieser großen Form mit den zierlichen Muschelchen des Riffkalks, die ich in verschiedenen Exemplaren im Kuhsteinwald und in einem Moränenblock an der Nordseite des Sonntagshorns fand, unangebracht erscheint.

Pecten praepollux n. sp.

Cf. E. Dumortier, Études paléont. sur les dépots jur. Ie. partie 1864, pag. 65, Taf. X u. XI.

Höhe zu Breite 1 : 1 (28 *mm*); größte Wölbung der linken Klappe 5 *mm*.

Die stark geblähte linke Valve hat viereckigen Unterrand und zwei scharf abgesetzte Ohren, deren vorderes drei radiale Leisten trägt.

Zwei seitenständige und zwei mittelständige, gegen den Unterrand sich verstärkende Hauptrippen heben sich hoch über die Schale empor und sind vier- bis fünfmal knotig verziert. Sekundäre Rippen zweier Ordnungen schieben sich in den Interradien ein, gegen den Unterrand in wachsender Zahl; sie sind von unregelmäßiger Stärke und bleiben fast glatt. Die konzentrische Skulptur besteht aus schwach angedeuteten Furchen und breiten, flachen Wülsten, die nur im mittleren Schalenteil etwas markiert sind.

Auch diese äußerst charakteristische Art stammt leider als Unikum aus einem Moränenblock (Riffkalk) von der Nordseite des Sonntagshorns.

IV. Unterer Jura.

1. Unterer Lias.

a) Muschelbänke des untersten Lias.

Zwischen Kammerkerkogel und hinterem Fußtal schalten sich an der Grenze von oberrhätischem Riffkalk zu buntem Cephalopodenkalk stellenweise lichtgelbliche oder rötliche, oft etwas kristalline Kalke ein, die wesentlich aus dicht zusammengebackenen Schalen von Lamellibranchiaten bestehen. Vor allem nehmen Cardinien an dem Aufbau derselben teil, von denen ein Exemplar der Münchner Sammlung als *depressa Ziet.* bestimmt ist, während Gümbel öfters *C. concinna Agass.* zitiert. Ganz ebenso fand ich im hintersten Rudersbachwald eine der *sublamellosa Dunk.* gleichende Ostree gehäuft, daneben *Oxytoma inaequivalve Sow. var. Münsteri Bronn sp.*, *Pecten verticillus Stol.* und *Hehli d'Orb.*

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß demselben allertiefsten Liasniveau auch jene hellroten, krinoidenreichen Kalke der gleichen Gegend angehören, die mir *Cardita sp.*, *Oxytoma inaequivalve Sow. juv.* und *Pentacrinus*-Stielglieder neben Brachiopodenresten lieferten. Der Typus dieser ziemlich verbreiteten, allerdings nur 0·5 bis 2 *m* mächtigen Kalke ist durchaus hierlatzmäßig und das Gestein kann von dem Hierlatzkalk des Ostgebiets nicht unterschieden werden.

Nächst dieser Tatsache dürfte auch jene von Bedeutung sein, daß die wenigen aufgefundenen Formen immerhin genügen, um eine ganz markante Grenze zwischen Rhät und Unterlias erkennen zu lassen. Wenn auch keine Cephalopoden sich einstellen, so weist doch die Überlagerung mit tiefliassischen Kalken, in denen α_2 vertreten ist, darauf hin, daß in diesen Muschelbänken ein Äquivalent der Zone des *Psiloceras calliphyllum* zu suchen ist, zumal da nirgends ein Sedimentationshiatus vorliegt.

b) Bunte Ammonitenkalke.

Die beiden Typen Wähners: „Bunte Cephalopodenkalke" und „Adneter Schichten" sind in dem behandelten Gebiet so innig miteinander verknüpft, daß eine Zuweisung der verschiedenen Gesteinsausbildungen zu dem einen oder anderen Typ häufig gezwungen, wenn nicht unmöglich erscheinen würde. Immerhin nähern sich im allgemeinen die α-Kalke mehr den eigentlichen bunten Cephalopodenkalken Wähners, während schon α_4 zum Teil, vor allem aber β als echte Adneter anzusprechen sind.

Gewöhnlich herrschen braunrote, mäßig tonreiche, meist dickbankige Kalke, die als Knollen, Überrindung tierischer Reste oder auf Schichtfugen Anreicherungen von Eisenoxyd und -hydroxyd, öfters mit Manganoxyden gemengt, aufweisen. Die untersten dieser Bänke, α_2 angehörig, sind stets eisenärmer, während die Knollen von manganreicherem Erz sich in α_3 häufen. Lokal ist aber auch α_2 am Kammerkerkogel in Gestalt von gelbgrauen dickbankigen Kalken entwickelt, die ganz an die altersgleichen Vorkommnisse vom Fonsjoch und Breitenberg erinnern. Jedoch kommt α_3 ebenfalls eisenarm an der Nordseite des Kogels als äußerst charakteristischer, grau bis braungrüner, knolliger Kalk mit Cephalopoden und der Pygope *nimbata Opp.* vor, in dem der spärliche Eisengehalt vermutlich als primäres *FeO*-Silikat in grünen Schüppchen vorliegt. Bei α_4 wiegt tiefbraunrote Farbe bei etwas gesteigertem Tongehalt vor, während an anderen Stellen bereits ziegelrote Färbung auftritt, wie verschiedene Exemplare von *Arnioceras ceratitoides Qu. sp.* sehr schön erkennen lassen. Die recht fossilarmen β-Kalke zeigen dünnbankige, oft knollige Ausbildung und können sehr leicht zu Verwechslungen mit den oberliassischen Adnetern Anlaß geben, von denen sie nur durch ihre mehr gelbrote Farbe und etwas geringeren Tongehalt unterschieden sind.

So wichtig diese subtilen Differenzierungen des Gesteins für einzelne Lokalitäten sich erwiesen, so mußte doch bei der Kartierung von der Ausscheidung einzelner Horizonte abgesehen werden, da nur an wenigen Stellen beweisende Fossilien gehäuft sind.

Die Fossilliste zählt 68 Ammonitenarten und -variationen, dagegen nur einen Lamellibranchiaten, drei Brachiopoden und zwei Gastropoden auf, obwohl Verfasser an vielen Stellen nach solchen Resten suchte, gewiß im Vereine mit der petrographischen Beschaffenheit des Gesteines ein Beweis, daß es sich ganz vorwiegend um Absätze eines tieferen Meeres handelt, das frei von groben terrestrischen Zuführungen geblieben war. Eigentümlich erscheint es jedoch, daß gerade in den β-Kalken vom Adnetertyp, dem Wähner (L. I. 24) eine Entstehung in großen Meerestiefen bei erheblicher Küstenferne zuweist, die wenigen Ammoniten ganz gut doppelseitig als Steinkerne mit verhältnismäßig scharfer Skulptur erhalten sind, während in den Kalken von α_{2-3} recht oft einseitige Erhaltung zu treffen ist. Man darf also diese Lösungserscheinungen keineswegs als allgemein gültigen Beweis für größere Meerestiefe betrachten. So ist ferner zu beobachten, daß nicht etwa immer im tieferen α die Schale vorhanden ist, im höheren aber fehlt; so ist sie zum Beispiel innerhalb α_3 öfters in

Eisenoxyd umgewandelt ganz gut erhalten, während in den eisenärmeren, grünlichbraunen Kalken keine Spur von Schale zu finden ist.

Die Verbreitung dieser unterliassischen bunten Ammonitenkalke, denen die liegenden 10—15 *m* der gesamten Mächtigkeit dieser Fazies zukommt, ist insofern eine eigenartige und gesetzmäßige, als sie entweder im Vereine mit den vorerwähnten Muschelbänken und hierlatzähnlichen Kalken oder auch mit Ausschaltung derselben ganz vorwiegend auf die beiden großen Verbreitungsbezirke der oberrhätischen Riffkalke — einmal Kammerkerkogel, Rottenbachtal bis zur Lofereralp und hinab zur Unkener Klamm, dann im Vordergföll — beschränkt sind. Nur an der Kammerkeralpe und im nordöstlichen Teil des Unkener Heutals greifen gleiche Ablagerungen auch auf das Gebiet der Kössener Kalke über.

Die tonärmeren Lagen wurden früher sowohl an der Kammerkeralp wie bei der Lofereralp gebrochen; leider hat die Schwierigkeit des Transports zu Tal wie der Mangel billiger Verfrachtungswege nach auswärts diese Industrie schon seit Jahrzehnten zum Erliegen gebracht.

Versteinerungsliste.

K = Umgebung der Kammerkeralpen bis zum Kogel, dabei soll K_1 die Herkunft aus den gelbgrauen, K_2 jene aus den grünbräunlichen Kalken bezeichnen.
S = an der Schwarzbergklamm bei der Rottenbach-Mündung.
U = am Unkener Heutal.
(MS) = soll bedeuten, daß das Exemplar schon seit längerem in der Münchner geol.-paläont. Staats-Sammlung liegt [1]).
(H) bei der Kartierung gesammelte Stücke.
(G) = den verschiedenen Verzeichnissen Gümbels [2]),
(W) = jenem Wähners entnommene Arten [3]).

In zahlreichen Exemplaren vorliegende Spezies wurden mit h ausgezeichnet.

Sämtliche Bestimmungen der Sammlungsexemplare wurden sorgfältig nachgeprüft, wobei sich zahlreiche Änderungen als nötig erwiesen.

Rhynchonella cf. Fraasi Opp. $\alpha_{2/4}$ K (MS) h
„ *plicatissima Qu. α?* K (MS)
Pygope nimbata Opp. α_3 K_2 (H)
Pecten Rollei Stol. $\alpha_{2/4}$ K (MS)
Discohelix sp. α? K (MS)
Trochus n. sp. $\alpha_{2/3}$ S (MS)
Rhacophyllites stella Sow. α? K (MS)

---

[1]) Die Fundortangaben sind insofern ungenau, als unter der Bezeichnung „Kammerker" wohl alle möglichen Fundplätze des Gebietes zusammengefaßt sind.
[2]) L. I. 11, 14 und Abriß der geogn. Verh. der Tertiärschichten von Miesbach und des Alpengebietes zwischen Tegernsee und Wendelstein. München 1875, pag. 54—58.
[3]) L. II *c.* 75.

Rhacophyllites Uermoesense Herbich $\alpha_{2/3}$ K (MS)
(Kochites) aulonotum Herbich sp. $\alpha_{2/4}$ K (MS)
Phylloceras cylindricum Sow. $\alpha_{2/4}$ K (MS) h
" " *var. compressa Fuc.* α_3 K (MS) + K_2 (H) h
" *sp. aff. frondosum Reyn.* α_3 K_2 (H)
" *Lipoldi v. Hau.* α? K (G)
" *Partschi Stur* α? K (G)
" *psilomorphum Neum.* α_3 K_2 (H) + K (MS)
" *cf. subcylindricum Neum.* $\alpha_{2/3}$ K (MS)
(?) " *acutangulum Gümb.* $\alpha_{2/4}$ K (MS)
Lytoceras articulatum Sow. typ. α_2 K_1 (W) + α_3 K (W)
" *m. f. Pleuracanthites biformis Sow.* $\alpha_{2/3}$ K (MS)
" " *var. Hermanni Gümb.* $\alpha_{2/3}$ K (W)
" " *var. subbiforme Can.* $\alpha_{2/3}$ K (W)
Ectocentrites Petersi v. Hau. sp. var. depressa Wähn. $\alpha_{2/3}$ K_1 (MS)
" " " " " *var. compressa Wähn.* α_3 K (MS)
Psiloceras curviornatum Wähn. α_2 K_1 (MS)
diploptychum Wähn. $\alpha_{(2?)}$ K (G)
Emmrichi Gümb. $\alpha_{2/3}$ K (MS) h
aff. Guidonii Sow. (Can.) $\alpha_{(2?)}$ K (MS)
Kammerkarense Gümb. α_3 K (MS) + K_2 (H)
megastoma Gümb. α_2 K_1 (MS) + K (W)
" *toxophorum Wähn.* α_2 U (H)
Schlotheimia Donar Wähn. var. pachygaster Suttn. α_3 K (MS) h
extranodosa Wähn. α_3 K (MS)
cf. intermedia Pomp. $\alpha_{(4?)}$ K (MS)
marmorea Opp. sp. typ. α_3 K (MS) h
var. Haueri n. v. α_3 K (MS)
var. involuta n. v. α_3 K_2 (H)
var. evoluta Suttn. $\alpha_{(2?)}$ K_1 (MS) + α_3 K (MS) h
" *var. angustumbilicata n. v.* α_3 K (MS)
" *taurinum Wähn.* $\alpha_{2/3}$ K (W)
" *trapezoidale Sow.* α_3 K (MS)
? Aegoceras Roberti v. Hau. α_3 K (MS, H)
Arietites (Arnioceras) ceratitoides Qu. sp. typ. α_4 K, S (MS) h
" " *var. paucicostata Fuc.* α_4 K (MS)
(Coroniceras) Bucklandi Sow. α_4 K (MS)
hungaricum v. Hau. α_4 K (G)
" *multicostatum Sow.* α_4 K (W)
" *rotiforme Sow.* α_4 K (MS)
" " *var. rotator Reyn. (Wähn.)* α_4 K (MS)
" *? Sauzeanum d'Orb.* α_4/β S (MS)
(Vermiceras) proaries Neum. α_2 K_1 (MS)
" *m. f. Dötzkirchneri Gümb.* α_2 K (MS)
Dötzkirchneri Gümb. α_2 K (W)
nigromantanum Gümb. $\alpha_{2/3}$ K (W)
cf. abnormilobatum Wähn. α_3 K (MS)
Castagnoli Cocchi α_3 K (W)

Arietites (Vermiceras) cycloides Wähn. α_2 K (MS)
Seebachi Neum. $\alpha_{2/3}$? K (MS)
praespiratissimum Wähn. $\alpha_{2/3}$ K (W)
supraspiratum Wähn. $\alpha_{2/3}$ K (MS)
Haueri Gümb. $\alpha_{2/3}$ K (MS) h
„ *var. altior Wähn.* $\alpha_{2/3}$ K (MS)
Salinarium v. Hau. $\alpha_{2/3}$ K (W)
Coregonense Sow. α_3 K (MS) h + K_2 (H)
centauroides Savi n. Mgh. α_3 K (MS)
aff. Grunowi v. Hau. α_3? K (H)
„ *Cordieri Canav.* α_4 K (MS) h
(Ophioceras) raricostatoides Vadász β K (MS)
raricostatum Ziet. var. microdiscus Qu. β K (MS)
„ *Pellati Dum. β* K (MS)
„ *(Asteroceras) stellaeforme Gümb.* $\alpha_{3/4}$ K (MS)
„ „ *stellare Sow. β* K (G)
Amphiceras Kammerkerense n. sp. $\alpha_{2/3}$ K (MS)
Oxynoticeras oxynotum Qu. β K (G)
„ *Salisburgense v. Hau β* K (G)
Atractites cf. Guidonii Mgh. α_3 K_2 (H)
liasicus Gümb. $\alpha_{3/4}$ K (MS) + α_3 K_2 (H)

Paläontologische Bemerkungen.

Trochus n. sp.

Taf. XVI (I), Fig. 2.

Höhe 19 *mm*, Breite 15 *mm*, Apikalwinkel 52°, flacher Nahtanstieg.

Drei ebene Umgänge sind erhalten, die mit scharfer Basalkante versehen, oberhalb der Naht wenig vorspringen. Feine, dichte, konzentrische Streifen stehen gegen die Basis etwas weiter voneinander ab als gegen den Apex. Unregelmäßige, bald streifige, bald wulstige Querbänder ziehen gegen die Mündung konvex über die Umgänge hinweg, auf der Basis sind sie nur schwach entwickelt. Der Nabel erscheint mäßig breit, doch tief. Der ähnliche *Trochus Ariel Dum.* (L. II *c.* 18, III, Taf. XXVIII) hat ein Pseudoschlitzband und bleibt ungenabelt, *Trochus sinister Ben.* (L. II *a.* 3, Taf. V) aus den grauen Kalken hat größeren Apikalwinkel und ist links gewunden.

1 Exemplar aus braunroten Kalken von $\alpha_{2/3}$ von der Schwarzbergklamm (M. Samml.).

Amphiceras Kammerkerense n. sp.

Taf. XVI (I), Fig. 3 *a, b, c, d.*

Durchmesser 13·5 *cm*. Nabelweite 2·8 *cm* (0·22 von D. = 1).
Flankenhöhe des letzten Umgangs 6 *cm* (0·45 von D. = 1).
Innenhöhe des letzten Umgangs 4·1 *cm*.
Breite des letzten Umgangs 3·5 *cm*.

Flankenhöhe der vorletzten Windung zu jener der letzten 4 : 7. Breite zur Flankenhöhe des letzten Umgangs 3 : 5.

Habitus: flachscheibenförmig, ziemlich eng genabelt, involut. Der letzte Umgang umfaßt nicht ganz $^3/_5$ des vorhergehenden.

Flanken: abgeflacht, gegen den mäßig tiefen Nabel erst allmähliche Neigung, von einer markierten Kante an fast senkrechter Abfall. Feine, dichtgedrängte, sichelförmige Streifen haben ihre flachwellige, nach vorn konvexe Umbiegungsstelle fast genau in Flankenmitte. Der rückwärts gerichtete Außenbogen der Sichel holt etwas tiefer aus, wie der gegen den Nabel gelegene. Diese Verzierung erstreckt sich gleichartig über Innenwindung und Wohnkammer.

Die Externseite ist nur wenig zugeschärft; die größte Umgangsbreite liegt im äußeren Windungsdrittel.

Nahe der Mündung schließen unter der Schale auf dem Steinkern zwei ziemlich breite, sichelförmige Depressionen einen Wulst zwischen sich ein, derart, daß in der Flankenmitte zwei vorspringende Seitenlappen die Mündung beschützten.

Die Sutur ist asymmetrisch, da der seichte Siphonallobus etwas nach links verschoben ist. Erster L. L. ist zweimal so tief wie E. L., sehr breit (zirka $^2/_5$ der Flankenbreite); der annähernd in der Mitte gelegene, zerzackte Lappen springt weit über die beiden seitlichen vor. Erster L. S. ist nahezu gleich hoch wie E. S., doch breitstämmiger mit zwei ungleichen Ästen, dessen externer wieder in zwei ungleiche Tertiäräste zerfällt. Bis zur Nabelkante erscheinen vier A. L.

Windungsquerschnitt, geringere Nabelweite und Sutur trennen die beschriebene Art, die vermutlich aus α_3 der Kammerkeralpen stammt, von *Amph. propinquum Gemm.*, welches jedoch sicher nahe verwandt ist. Anderseits bestehen wohl zweifellos Beziehungen zu den engnabeligen Psiloceraten, wie *pleuronotum Cocchi*, *Atanatense Wähner*, *calcimontanum Wähner*, *Kammerkarense Wähner*, so daß das beschriebene Exemplar schon wegen seines tiefen Horizontes von großer phylogenetischer Bedeutung ist.

Ein Exemplar aus den Kalken von $\alpha_{2/3}$ der Kammerker (M. Samml.).

Schlotheimia Gruppe der *marmorea Opp.*

Wichtige Literatur:

1856. v. Hauer, L. II *c.* 34, Taf. XIV, pag. 49.
1856/58. Oppel, Juraformation, pag. 75.
1862. Oppel, L. II *c.* 49, pag. 130.
1878. Herbich, L. II *c.* 38, pag. 110, Taf. XXD, Fig. 3.
1884. Wähner, L. II *c.* 75, pag. 180, Taf. XXII.
1893. Pompeckj, L. II *c.* 55, pag. 81.
1908. Vadász, L. II *c.* 74, pag. 363.

Vadász betonte mit Recht die geringe Übereinstimmung der von Wähner abgebildeten Formen und versuchte sie in Untergruppen zu zerlegen. Auch mein reichhaltiges Material (35 Exemplare) nötigt mich zu einer Ausscheidung der wichtigsten Variationstypen; zugleich ergibt sich jedoch von neuem die von Wähner schon konstatierte Tatsache, daß zuviel vermittelnde Zwischenformen aus ein und der-

selben Stufe vorliegen, als daß man die einzelnen Typen als Spezies auseinanderhalten könnte. Ganz natürlich erscheint mir folgende Einteilung:

I. *marmorea Opp. typ.* — Wähner, Fig. 1.

Ziemlich hohe, mäßig gewölbte, gegen die Siphonalseite sich langsam zuschärfende Umgänge, mäßig enger Nabel (nach Wähner 32% vom D.) ohne Nabelkante; auf den inneren Umgängen enge, scharfe und gerade Berippung, die frühzeitig tiefgreifende Spaltung erkennen läßt; auf den späteren Windungen breite, fast wulstige, kaum abgeschwächte Rippen mit schwacher Konkavität gegen die Mündung; an der Siphonalseite erscheinen sie vorgezogen und stoßen mit zirka 150°, oft alternierend, zusammen. Gewöhnlich herrscht doppelte oder dreifache Teilung der Rippen.

Es liegt ein typisches Exemplar von der Kammerker vor, ein weiteres hat wenig größere Nabelweite (zirka 37% vom D.). Kleinere Exemplare haben bei konstanter Nabelweite bald etwas engere, scharfe, bald etwas flachere und gröbere Rippen.

II. *var. Haueri n. v.* — v. Hauer, Taf. XIV, Fig. 1, 2.

Etwas beträchtlichere Windungsdicke, vor allem mehr gerundeter, nie zugeschärfter Rücken, sehr grobe, fast gerade, spärlichere Rippen, die zum Teil ungespalten bleiben, charakterisieren diese Varietät als dem echten *Charmassei d'Orb.* recht nahestehend. Auch ein prächtig erhaltenes Exemplar von der Kammerker (D. 9·5 *cm*; 45 Rippen auf dem letzten Umgang) stimmt vorzüglich überein. Der ganz erheblich weitere Nabel (31—38% vom D.) sowie die deutlich deprimierteren Flanken geben genügende Trennungsmerkmale von *Charmassei d'Orb.* Quenstedts *Charmassei* (Ammoniten Taf. II, Fig. 2) nähert sich ebenso wie Reynès' Form (*Ammonites* Taf. V, Fig. 9 und 10) der vorliegenden Varietät.

III. *var involuta n. v.* — Wähner, Fig. 5 und 6.

Taf. XVI (I), Fig. 4 *a*, *b*.

Sie deckt sich mit der Gruppe III von Vadász und umfaßt kleinere Formen mit engem Nabel (unter 30% vom D.), engen, frühzeitig gespaltenen Rippen, sanfter Seitenwölbung und hochovalem Querschnitt. Hierher möchte ich ein leider stark angeätztes Exemplar aus den grünbraunen Kalken der Kamerkeralp (α_3) stellen. Seine Maße sind:

Durchmesser 4·7 *cm*, Nabelweite 1·3 *cm* (27% vom D.), Windungshöhe außen 2·3 *cm*, innen 2 *cm*; gegen 50 Rippen auf dem letzten Umgang.

Recht nahe steht Dumortiers *Schl. Charmassei d'Orb.* (L. II*c*. 18, II, Taf. XVII, Fig. 1, 2), die jedoch noch engnabeliger ist; dann Reynès' Taf. V, Fig. 16, vielleicht auch d'Orbignys (L. II*c*. 50), Taf. XCI, Fig. 1, 2 selbst.

IV. *var. evoluta Sutn.*[1]) — Wähners Exemplar 4 der Beschreibung.

(Siehe umstehend Textfigur 5.)

Dieser Variation gehört der größte Teil der Waidringer Formen an (gegen 21). Weiter, oft steil abfallender Nabel (36—40% vom D.), abgeflachte, außen zugeschärfte Flanken mit sehr zahlreichen feinen Rippen bedeckt, bilden die hauptsächlichsten Trennungsmerkmale.

Einzelne Exemplare:

1. Größtes Exempl. D. 29 *cm*, Nw. 10·8 *cm* (36%), H. d. l. W. 11·5 *cm* (innen 9 *cm*), Dicke 4·5 *cm*. Auf dem letzten Umgang gegen 100 Rippen bloß auf der Externseite deutlich.

2. Textfigur 5. D. 19 *cm*, Nw. 7·5 *cm* (40%), H. d. l. W. 6·7 *cm* (innen 5·5 *cm*), Dicke ca. 3·2 *cm*, Involution $^1/_3$. Auf dem letzten Umgang sind 105 auf der Flankenmitte scharfe Rippen sichtbar.

3. Die Tendenz zur Abschwächung der Rippen macht sich schon bei kleineren Exemplaren (7·5—10 *cm* D.) bemerkbar, doch bleibt die Variationsdiagnose auch bei diesen gültig. Eines derselben stammt nach der alten Etikette vom „Schwarzenberg an der Kammerker"; das gelbgraue Gestein ist dasselbe, aus dem *Psiloceras megastoma* und *curviornatum* vorliegen. Vielleicht deutet dies auf das frühere Auftreten der *var. evoluta* in α_2 hin.

4. Etwas geringere Nabelweite, weniger abgeplattete Flanken und gerundete Außenseite entfernen drei mittelgroße Exemplare von $\pm$ 7 *cm* D. von der echten *var. evoluta*, der sie wegen ihrer zahlreichen, scharfen Rippen doch wohl noch zuzurechnen sind. Sie nähern sich anderseits ganz außerordentlich

V. *var. tenuicostata Herb.* Taf. XX *D*, Fig. 3; Vadász, pag. 364, sub II.

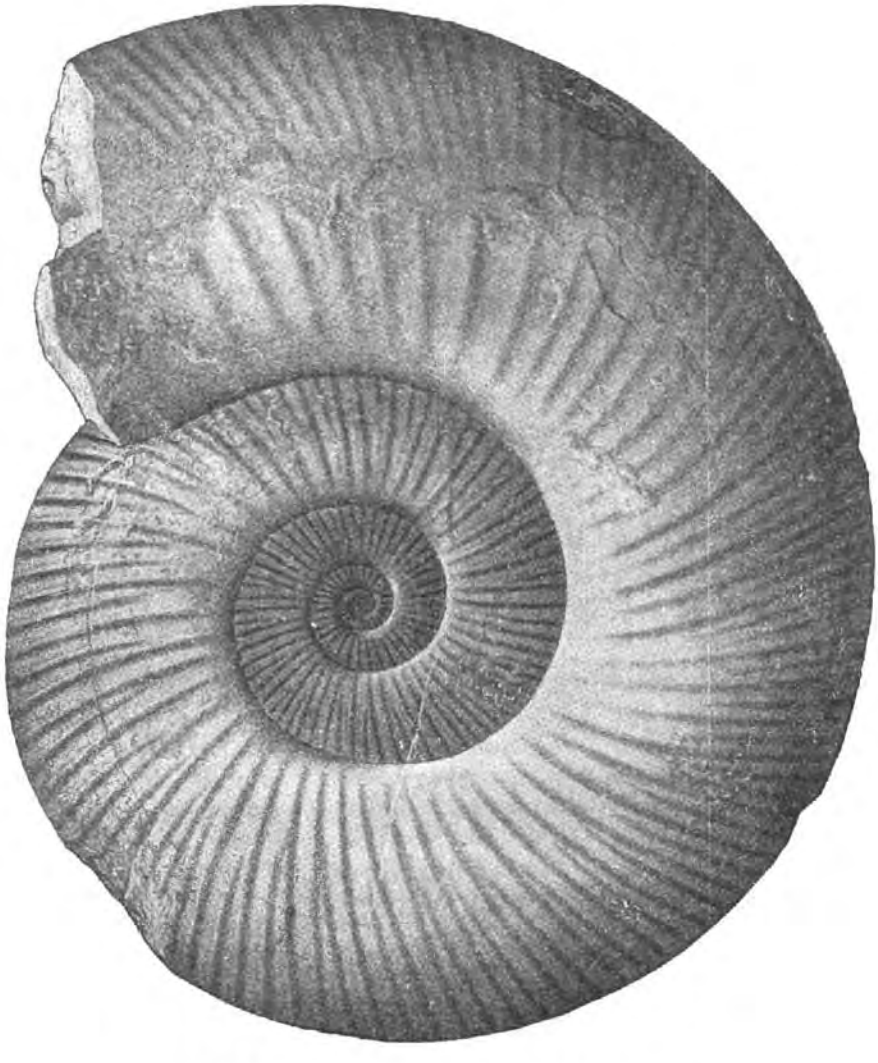
Letzterer charakterisiert sie als Formen mit etwas weiterem Nabel, niedereren Umgängen von quadratischem Querschnitt, dünneren, gedrängteren Rippen als bei Typ I und rechnet Wähners Fig. 3 und 4 hinzu. Auch ein kleines Exemplar der Kammerker stimmt mit dieser Beschreibung gut überein, aber ich kann die Vermutung nicht unterdrücken, daß es sich dabei vielleicht um eine Jugendform von *evoluta* handelt, von der mir nur Stücke mit über 6 *cm* D. vorliegen.

VI. *var. angustumbilicata n. v.* — Wähner, Taf. XXII, Fig. 2 *a, b.*

Von dem Typ divergieren einige Formen nach einer letzten Richtung. Stets sehr enger Nabel (26—29% vom D.) mit fast senkrechtem Nabelabfall, flache Seiten mit größtem Durchmesser nahe am Nabel und Verstärkung sowie Vermehrung der auf den Flanken recht bald verschwindenden wenig zahlreichen Rippen gegen die Externseite zu dürften konstante Variationsmerkmale sein. Äußerlich steht, wie schon Pompeckj 1893 auffiel (L. II*c*. 55, pag. 82), *Schl. ventricosa Sow.* (bei Wähner Taf. XXIII, Fig. 11) recht nahe, die

[1]) Sammlungsbestimmung Herrn von Sutners.

Fig. 5.



Schlotheimia marmorea Opp. var. evoluta Sutn.

Unterer Lias $\alpha_{2/3}$.

„Kammerker."

sich nur durch stärkere Flankenwölbung wie dadurch unterscheiden läßt, daß auf der stark zugeschärften Externseite die Rippen der beiden Seiten annähernd unter 180° zusammenstoßen, während für unsere Variation ein Winkel von 120—150° gültig ist. Drei Exemplare aus den rotbraunen, eisenreichen Kalken von α_3 der Kammerkeralpen sind hierher zu rechnen.

Schlotheimia cf. intermedia Pomp.

1883. Quenstedt (L. II c. 61), *Am. angulatus intermedius gigas.* Ammoniten, pag. 37, Taf. IV, Fig. 1.

1893. Pompeckj (L. II c. 55), *Schlotheimia intermedia Pomp.*, pag. 83.

Maße zweier Exemplare:

	D.	Nw.	H. d. l. W.	Involution	Dicke d. l. W.
1.	28·5 *cm*	10·0 *cm* (35%)	10·3 *cm* (36%)	ca. 50%	ca. 5·3 *cm*
2.	29·7 „	11·7 „ (39%)	10·0 „ (33%)	„ 42%	„ 5·0 „

Die mäßig gewölbten, gegen den Nabel sanft geböschten Flanken sind glatt, zum Teil jedoch mit äußerst feinen, etwas nach rückwärts geschwungenen Anwachsstreifen bedeckt, nur die innersten Umgänge (bis 13 *mm* sichtbare Höhe) tragen weit abstehende, flache, gerade Rippen, die sich am mäßig zugeschärften Rücken noch bedeutend länger erhalten. Die beiden Sammlungsexemplare von der Kammerker zeigen bis zum Ende noch Reste von Suturen, so daß die größere Rückenbreite der Abbildung Quenstedts nach Pompeckj, der diese als auf die Wohnkammer beschränkt angibt, für eine Vergleichung nicht hinderlich sein kann. Der hohe und ziemlich breite erste Seitensattel stimmt ebenfalls gut mit der Beschreibung Pompeckjs überein; der Erhaltungszustand der Sutur ist leider recht ungünstig. Die schwäbischen Exemplare stammen vermutlich aus α_4.

c) Graue Lamellibranchiatenkalke.

Graue und bräunliche, in verwittertem Zustand mürbsandige Kalke führen gewöhnlich in beträchtlicher Menge Quarzkörnchen, an zahlreichen Stellen sind sie dagegen reich an Krinoidenresten. Die Schichtung ist überall vorzüglich, die Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 10 *m* infolge seitlichen Übergangs und teilweiser Ersetzung durch Kieselknollenkalke.

Im Dünnschliffe erscheinen zahlreiche Echinodermenreste, die vorzüglich ihre Maschenstruktur erhalten haben (darunter ein Stachelquerschnitt des *Echinus*-Typ Hesses[1]), daneben in bräunlich pigmentierter Grundmasse eingebettet hellgrünliche glaukonitische Körnchen.

Diese küstennäheren Bildungen sind als eine direkte Fortsetzung der Kössener Schichtsedimentation aufzufassen und auch ihre Verbreitung schließt sich eng an die Vorkommen der

[1]) E. Hesse, Die Mikrostruktur der fossilen Echinoideenstacheln. N. Jhrb. f. Min. XIII. Beilage-Bd. 1899/1901.

letzteren an. Ein Zug erstreckt sich von der Mündung des oberen Fischbachs in das Unkener Heutal über die Schneideralp zur Nord- und Westseite des Hochgimpling, ein anderer ist fossilreich am Scheibelbergsüdfuß aufgeschlossen.

Hier konnte ich folgende Versteinerungen sammeln:

Pentacrinus aff. tuberculatus Mill. (h)
Terebratula sp. indet.
Oxytoma inaequivalve Sow. Übergangsform von
var. intermedia Emmr. zu *var. Münsteri Bronn.* (h)
Pinna sp. (aff. vomis Wkl.)
Lima sp. (grobrippig).
Plagiostoma punctatum Sow. (h)
„ *cf. giganteum Sow.*
Ostrea anomala Terq.
Pholadomya corrugata Koch et Dunk.

Lagerung wie Fossilgehalt spricht für eine Stellung dieses Horizonts an der Basis des unteren Lias; wir dürfen darin ein Äquivalent der Muschelbänke des untersten Lias vom Kammerkerkogel erblicken.

Petrographisch wie faunistisch stimmen diese Ablagerungen vollkommen mit jenen grauen Kalken mit Lamellibranchiaten, Brachiopoden, seltener Cephalopoden (*Psiloceras*) aus den nordöstlichen Alpen überein, die bis jetzt leider immer nur gelegentlich und in vielen Arbeiten zerstreut behandelt wurden. So führte sie Schlosser (N. Jahrb. f. Min. 1895, pag. 79) vom Heuberg, Rothpletz vom Marmorgraben [1]), Fonsjoch und der Benediktenwand [2]), Winkler vom Wundergraben bei Ruhpolding [3]), Fraas vom Wendelstein [4]) an; besonders mächtig und fossilreich sind sie auch bei Achenkirchen (Ampelsbach, Dollmannsgraben [5]) verbreitet [6]). Ihre eigentliche Bedeutung liegt in der unverkennbaren Ähnlichkeit mit gewissen Abarten der Grestnerschichten Niederösterreichs.

d) Hierlatzkalk des Ostgebietes.

Weißliche, gelbe oder tiefrote, stets tonarme und meist spätige Kalke, die intensive Zertrümmerung und Kalzitverkittung aufweisen, wahren den echten Hierlatzcharakter. Gewöhnlich fehlt Schichtung

[1]) Zeitschr. d. Österr. Alpenvereins. 1888.
[2]) Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
[3]) Neue Nachweise über den unteren Lias in den bayr. Alpen. N. Jahrb. f. Min. 1886. Bd. II.
[4]) Geogn. Jahresh. III. 1890.
[5]) Hier nach gütiger Mitteilung von Herrn Pater Bonifaz Sohm (in Fiecht bei Schwaz) mit *Psiloceras cf. Rahana Wähner.*
[6]) In Fauna und Alter stimmen auch die Schichten mit *Pentacrinus tuberculatus* überein, die schon 1862 Beyrich aus den Vilser Alpen (Über die Lagerung der Lias und Doggerbildungen bei Vils, Monatsber. d. Akad. d. Wiss. Berlin, 4. Dezember 1862, pag. 652) erwähnt und Rothpletz (Vilser Alpen, Paläontogr. Bd. XXXIII, pag. 30, 1886) näher schildert.

vollständig, nur selten tritt grobe Bankung auf; die Mächtigkeit ist naturgemäß eine rasch wechselnde, doch dürfte ein Betrag von 25 *m* nicht überschritten werden.

Im Dünnschliff eines dichteren Gesteinsstückes liegen in einer feinen, rotbraungefärbten Grundmasse Echinodermenreste wie einzelne Foraminiferen, (so *Nodosaria* ähnliche Formen) eingebettet.

Folgende Versteinerungen konnte ich an dem Hügel südwestlich von Maurach bei Lofer (M) und am Liedersberg (L) sammeln:

**Spiriferina cf. brevirostris Opp.* (h) M, L
Rhynchonella Caroli Gemm. (z h) M
„ *inversa Opp.* M
* „ *Magni Rothpl.* M
* „ *cf. plicatissima Qu.* M
**Terebratula aff. juvavica Geyer* (h) L
**Waldheimia Finkelsteini Böse* M
* *aff. Engelhardti Opp.* M
„ *Partschi Opp.* L
Pecten cf. amalthei Opp. M
„ *aff. subreticulatus Stol.* M
„ *sp.* L
Vitrinella sp. L
Cephalopodenzwergformen L.

Da die mit * bezeichneten Formen für den unteren Lias leitend sind, wird der Hierlatzkalk des Ostgebietes als unzweifelhaft unterliassisch zu bezeichnen sein.

Die Fossilien finden sich, abgesehen von den überall verbreiteten Krinoidenresten durchweg auf einzelne Nester beschränkt, wo sie dann allerdings gehäuft vorkommen; auffallend bleibt dabei die Kleinheit der Formen, die nur selten 1·5 *cm* überschreiten. Es dürfte das sicherlich mit ungünstigen Existenzbedingungen, eventuell auch geringer Entfaltungsmöglichkeit wegen verspäteter Einwanderung von Ost zusammenhängen.

Diese Hierlatzkalke sind stets unmittelbar auf Dachsteinkalk des Reiteralmtyps[1]) abgelagert, ohne daß über ein rhätisches Äquivalent etwas Sicheres nachzuweisen wäre. Jedenfalls konnte an zahlreichen Stellen die Tatsache beobachtet werden, daß die trennende Schichtfuge beider Ablagerungen keine einfache Auflagerungsebene ist, sondern daß die Hierlatzkalke auch hier in ein korrodiertes Dachsteinkalkrelief eingreifen, wobei die Kontaktstellen beider Sedimente meist verwischte Verzahnungsgrenzen aufweisen. Vor allem am Lieders- und Vokenberg lassen die komplizierten Lagerungsverhältnisse die Vermutung recht wahrscheinlich erscheinen, daß tektonische Vorgänge nach Sedimentation des Dachsteinkalks und vor Bildung des Hierlatzkalks ganz wesentlich die Absatzstellen des letzteren beeinflußten.

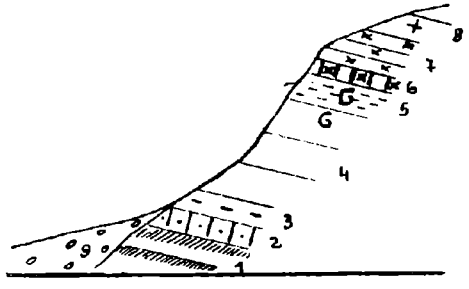
[1]) Die Angabe Böses über mittleren Liashierlatzkalk von der Steinplatte muß dahin richtiggestellt werden, daß die angeführten *Terebratula adnetensis* und *Waldheimi bicolor* aus den bunten Ammonitenkalken dieser Örtlichkeit stammen.

2. Kieselknollenkalke des unteren und des mittleren Lias mit mittelliassischen Fossilnestern.

Im ganzen westlichen und nördlichen Teil der Gruppe ersetzen Kieselknollenkalke im Vereine mit den unter 1 *c* behandelten grauen Lamellibranchiatenkalken oder ohne letztere die roten Ammonitenkalke mehr oder weniger vollständig. Ihr petrographischer Habitus ist da, wo sie in reiner Entwicklung auftreten, recht eintönig. Es sind weiße und hellgraue gutgebankte Kalke, die auf ihren unebenen Schichtflächen dünne Tonlagen führen. Das ganze Gestein, das im Dünnschliff nur spärlich zertrümmerte Foraminiferenreste erkennen läßt, hält zahlreiche schwarze, gelbe und rote, oft scharfkantige Hornsteinknauern eingeschlossen und bekommt durch gelegentliches Anreichern der letzteren, öfters durch Auseinanderziehen schmälerer Kalklagen in einzelne, von Tonhäuten überkleidete Partien eine grobe Flaserung.

W. **Fig. 6.** *O.*

Schwarzlofer Bach. Scheibelberg.



1 Kössener Schichten. — 2 Graue Lamellibranchiatenkalke. — 3 Dunkle, harte Kalke. — 4 Helle Kieselknollenkalke mit *Aegoceras*. — 5 Rotbraune knollige oder dünnplattige Adneter Schichten mit *Amaltheus spinatus*. — 6 Grüne Hornsteine (3 *m*). — 7 Rote Radiolarite (15 *m*). — 8 Graue Aptychenkalke. — 9 Schutt.

So konstant dieser Typ auch überall auftritt, so verschieden ist doch die lokale Ausbildung des Gesteins, wie vor allem Mächtigkeit und Stufenvertretung.

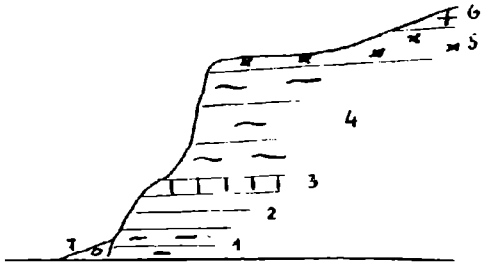
Am Hochgimpling bis ins Unkener Heutal überlagern Gesteine der eben beschriebenen Art die grauen Lamellibranchiatenkalke des untersten Lias; ja sie sind, wie Textfigur 6 zeigt, mit letzteren durch zwischengelagerte dunkle, harte, etwas mergelige Kalke in direkter Sedimentationsverknüpfung. Im Hangenden der Kieselkalke stellen sich am Hochgimpling wie bei der Muckklause Adneter Schichten des oberen Lias ein, so daß hier der gegen 100 *m* mächtige Kieselkalk den ganzen Lias zwischen α und ε vertritt.

Aber schon am Scheibelberg (Textfigur 6) ändert sich insofern das Normalprofil, als hier über den weißen Kieselknollenkalken mit *Aegoceras* noch eine Schicht dunkelrotbraunen, dünnplattigen Mergelkalks liegt, in dem ich direkt unter dem

überlagernden Radiolarit *Amaltheus spinatus* und *Arieticeras algovianum* sammeln konnte.

Erscheint hier die Ausbildung dieser Kieselknollenkalke gegen das Hangende verkürzt, so gewinnen sie offenbar im südwestlichen Gebietsteil größere Ausbreitung im Liegenden; so fand ich schon an dem Hügel nördlich der Kammerkeralpen ein typisches *Phylloceras subcylindricum* und zu weiterer Bestätigung dieser Annahme sieht man im Brunnbachwald wie an der Rudersbachmündung den Kieselknollenkalk direkt auf Kössener Kalken abgelagert (vergleiche Textfigur 9). Zwischen Kammerkeralpe und unterem Rudersbachwald, vor allem aber an der nordöstlichen Kante des Absturzes vom Kogel läßt sich ganz vorzüglich die seitliche Verzahnung des Kieselkalks beobachten, der hier bald kaum meterdicke, bald mächtigere Bänke bildet und mit roten Ammonitenkalken verkeilt ist. (Vergleiche Textfigur 7.)

NO. **Fig. 7.**



Nordöstlicher Absturz des Kammerkerkogels.

1 Tiefliassische, rote Cephalopodenkalke. — 2 Weißer, knolliger Kieselkalk (3 *m*). — 3 Lichtrötliche, dichte, reine Kalke (1·5 *m*). — 4 Adneter Schichten des mittleren Lias, zum Teil brekziös und verfaltet (zirka 10 *mm*). — 5 Roter Jaspisartiger Radiolarit. — 6 Aptychenschichten. — 7 Schutt.

Das Profil 8 von der Unkenbachbrücke an der Schliefbachalp zeigt wieder andere Verhältnisse. Die tieferen Lagen des Kieselknollenkalks, in denen ich ein *Verniceras* aus der Gruppe des *Conybeari Sow.* fand, sind ziemlich tonreich und haben schwärzliche MnO_2 (?) reiche Schiefer zwischengeschaltet. Nur die mittlere Partie des Aufschlusses zeigt typischen, weißen Kieselknollenkalk, darauf folgt schnell ein reiner, hellrötlich und grünlichgeflammter, dichter Kalk, der auch am Kogel (Fig. 7) sich einstellt, dann noch eine Bank roten Ammonitenkalks und hierauf eine Lage Posidonomyenkalks, der gleich im folgenden eingehender besprochen wird, unter bedeckendem Oberlias.

An Versteinerungen sammelte ich in den Kieselkalken:

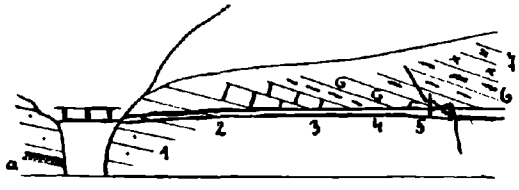
Rhynchonella variabilis Schloth. (Scheibelberg)
Phylloceras subcylindricum Neum. (zwischen Möser- und Kammerkeralp)

Vermiceras-Gruppe des *Conybeari Sow. aff. Bochardi Reynès* ($\alpha 4/\beta$) (Rudersbachmündung)
Aegoceras sp. (Scheibelberg)
Flossenstachel (Hochgimpling)
Sphenodus-Zähne (Hinteres Fußtal).

Außerdem bedecken südlich der Wildalpe algenartige, oft dichotom verzweigte Wülste die Schichtflächen des Gesteins, ohne im Dünnschliff eine organische Struktur erkennen zu lassen.

Die wenigen Funde genügen immerhin, um dem aus den Lagerungsverhältnissen hervorgegangenen Altersbeweis (unterer und mittlerer Lias) als Stütze zu dienen.

Fig. 8.



1 Grauc, mergelige Knollenkalke des unteren und mittleren Lias mit Einschaltungen von schwarzen Mergeln (*a*). — 2 Weiße Kieselkalke. — 3 Rote und grünliche, dichte, tonarme Kalke. — 4 Rote Adneter Schichten. — 5 Zähe, weiße Kalke mit *Posidonomya*-Schälchen. — 6 Oberlias. Adneter Schichten. — 7 Radiolarite.

Paläontologisch viel interessanter, doch nur äußerst gering verbreitet sind gelegentliche Vorkommen von Fossillinsen innerhalb der Kieselknollenkalke, die ganz im Gegensatz zu der überaus ärmlichen Fauna der letzteren ein individuen- wie artenreiches Tierleben bezeugen.

a) Posidonomyenbänke.

Östlich der mittleren Hütte der Kammerkeralpen fand ich zuerst inmitten des mit roten Kalklagen vermischten Kieselkalks einen schmächtigen Streif eines äußerst zähen, grauweißen Kalks, der vollkommen aus kalzitverkitteten Schälchen zusammengesetzt ist, die der *Posidonomya Bronni Voltz* angehören. Späterhin gelang es mir auch an der Schliefbachbrücke, besonders an der Schneideralp ebensolche Bänke zu entdecken. Nach Figur 8 liegt die nirgends aushaltende Schicht genau an der Grenze von mittlerem zu oberen Lias der Adneter Fazies. Es kann gar keinem Zweifel unterliegen, daß es sich um ein Gegenstück zu den durch Wähner bekannt gewordenen, altersgleichen Posidonomyenbänken an der Basis der Bifronszone von der Rofan [1]) und von Adnet [2]) handelt.

[1]) L. II*b*. 17, pag. 112.
[2]) Führer zum internationalen Geologenkongreß 1903, Nr. 4. Exkursion nach Adnet, pag. 7.

b) Krinoidenkalke des Lias δ.

An einigen Stellen im mittleren Rottenbach (vergleiche Textfigur 11) sind über roten Ammonitenkalken hellbräunliche, reine Kalke eingeschaltet, die bankweis nur aus Krinoidenstielgliederchen zusammengesetzt sind. Andere Fossilien fehlen hier, häufen sich aber in reichster Fülle bei einem räumlich sehr beschränkten Vorkommen im hinteren Fußtal. Hier findet sich inmitten recht heterogenen, geringmächtigen Kieselknollenkalks ein Fossilnest von kaum 2 *qm* Flächenausstrich, das mir folgende Arten lieferte:

Apiocrinus-Stiele
Cidaris amaltheoides Qu. (Stachel)
Pecten palosus Stol.
Koninckina (*Koninckodonta*) *cf. Eberhardi Bittn.*
„ „ *Fuggeri Bittn.*
„ „ „ *aff. Geyeri Bittn.*
Rhynchonella aff. Hagaviensis Böse
Terebratula Erbaënsis Suess (h)
Pleurotomaria aff. bicicolae Stopp.
„ *cf. Hierlatzensis Hörn.* (h)
Eucycloscala quadricarinata n. sp.
Trochus aff. aciculus Hörn.
„ *cf. Aegion d' Orb.*
„ (*Tectus*) *Ampfereri n. sp.*
„ „ *lateumbilicatus d'Orb.*
„ *latilabrus Stol.* (h)
Phylloceras-Gruppe des *Partschi Stur.*
„ „ „ *Capitanei Cat.*
Rhacophyllites cf. eximius v. Hau. (h)
„ *libertus Gem.* (h)
Lytoceras Gruppe des *Phillipsi Sow. aff. audax Mgh.*
Amaltheus spinatus Brug. (h)
? Paltopleuroceras pseudocostatum Hyatt.
Harpoceras sp.

Im Dünnschliff sind teils korrodierte, teils vorzüglich erhaltene Echinodermenreste, Gastropodenkämmerchen und Foraminiferenschälchen in feiner Grundmasse eingebettet.

Die Gastropoden sind aufs beste erhalten mit allen Feinheiten ihrer Schalenskulptur, die Cephalopoden zeigen dagegen mehr oder minder starke Abrollung; an Individuenzahl treten die Brachiopoden etwas zurück, bei guter Schalenerhaltung. Es ist uns offenbar mit diesem Fossilnest ein kleiner Krinoidenrasen überkommen, mit dem Gastropoden und Brachiopoden gesellig lebten, während Cephalopoden erst sekundär, häufig nur als Schalentrümmer beigeschwemmt wurden.

Will man dies kleine Vorkommnis, dessen Versteinerungen durchweg auf Lias δ verweisen, in das gewohnte Faziesschema einreihen, so muß es unbedingt nach Gestein und Fauna (auch die Cephalopoden sind durchweg kleine Formen) als echte Hierlatzbildung be-

zeichnet werden und als solche steht ihm auch, da ammonitenreichere Hierlatzkalke des mittleren Lias in den nordöstlichen Alpen selten sind, eine nicht unbeträchtliche paläontologische Bedeutung zu.

Bemerkungen zu einzelnen Arten.

Genus *Eucycloscala Kossm.*

Literaturnachweis siehe bei D. Häberle, Triadische Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo, Verh. d. nat.-med. Ver. zu Heidelberg 1908.

Häberle hat wohl mit Recht die Gattungsdiagnose dahin erweitert, daß er auch Formen mit mehr als zwei sehr kräftigen Kielen auf der Apikalseite der Umgänge (vergleiche E. Kittl, Gastropoden der Esinokalke. Ann. des k. k. naturw. Hofmuseums, Bd. XIV, Heft 1 u. 2, pag. 23) als zugehörig auffaßt. Auch Kittl hat dies ja eigentlich durch Beiziehung der *E. Baltzeri Klipst.*, einer Art mit drei fast gleichwertigen Längskielen getan. Ebenso besitzt *Scalaria limatula v. Ammon* aus dem untersten Lias des Hochfellns [1]) drei solcher Kiele, allerdings eine Form, die durch wulstige Verdickung der Querskulptur eine etwas aberrante Stellung einnimmt. Vielleicht ist auch G. Capellinis *Turbo subpyramidalis Cap.* (fossili infraliasici della Spezia, pag. 40, tav. II, Bologna 1866) beizuziehen. Der übrige Teil der Kittlschen Gattungsdiagnose dürfte für alle von Kittl und Häberle zitierten Formen zu Recht bestehen.

Die vorliegende neue Art, die sich eng an *E. Rombergi Häberle* anschließt, erweitert die Kenntnis der interessanten Gattung insofern, als diese damit bis in den Lias δ verfolgt werden kann. Übrigens sind mehrere andere Arten, die der *Eucycloscala* zuzurechnen sein dürften, schon seit langem ebenfalls aus mittlerem Lias beschrieben, so (*Turbo*) *Licas d'Orb.* (L. II*c.* 50, Bd. II, pag. 328, Taf. CCCXXVI), eine doppelgekielte Form, die geradezu überraschend an *E. binodosa Mst. sp.* (G. Laube, Fauna der Schichten von St. Cassian, pag. 19, Taf. XXIII, Fig. 1, Wien 1868) erinnert.

Dann dürfte sicherlich Gemmellaros *Eucyclus alpinus Stol.* (L. II*c.* 25, pag. 98, Taf. XII, Fig. 13) eine echte *Eucycloscala* aus dem mittleren Lias Siziliens sein.

Turbo lateclathratus Dum. aus dem untersten Dogger von La Verpillière ist leider zu schlecht erhalten, um eine Gattungsidentifikation zu rechtfertigen (L. II*c.* 18, Bd. IV, pag. 282, Taf. LIX); dagegen gehört wohl des gleichen Autors (*Turbo*) *Lucilius* aus dem mittleren Lias von d'Ambérieux (Bd. III, pag. 241, Taf. XXVIII), dann auch (*Trochus*) *cranum Dum.* aus Lias α (Bd. I, pag. 129, Taf. XX) hierher. Gewisse äußere Äußerlichkeiten wahren auch *Trochus heliciformis Zict. sp.* (Lias β) und *Trochus torulosus Qu.* (Dogger α), auf die R. Brösamlen [2]) ganz neuerdings aufmerksam gemacht hat, ohne daß mir, wenigstens bei letzterem, wirklich generische Übereinstimmung vorzuliegen scheint.

[1]) L. II*b.* 1, pag. 176.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der Gastropoden des schwäbischen Jura. Paläontogr., Bd. LVI. Stuttgart 1909.

Eucycloscala quadricarinata n. sp.

Taf. XVI (I), Fig. 5*a, b, c.*

Habitus: 4 stark gewölbte Umgänge, vom Apex vermutlich $^1/_2$ Umgang abgebrochen. Tiefe Nähte, geringer Nahtanstieg. Höhe 14·5 *mm*, Breite 13 *mm*, Höhe des letzten Umgangs 8·5 *mm*, Apikalwinkel 70°.

Skulptur: 4 annähernd gleichstarke Längskiele sind auf den älteren Windungen in ungefähr gleichen Abständen vorhanden, zu denen sich auf der letzten Windung gegen die Basis zu ein fünfter gesellt. Kiel 4 und 5 treten auf dem Steinkern etwas deutlicher hervor als Kiel 1 bis 3. Die Basis, welche in vollkommener Rundung zur apikal gelegenen Windungspartie übergeht, trägt 9 Längskiele.

Die älteren Umgänge wie der apikale Teil des letzten erscheinen dadurch fast regelmäßig gegittert, daß in annähernd gleichen Abständen erhabene Querstreifen von gleicher Stärke wie jene der 5 Hauptkiele (15 auf der Hälfte des letzten Umgangs) deutlich mundwärts ausgebogen schräg bis zum fünften Kiel ziehen. Die Kreuzungsstelle von Quer- und Längsskulptur ist durch einen feinen, ziemlich hohen Stachel ausgezeichnet. Die Zwischenfelder sind selbst wieder mit feinsten, geraden Anwachsstreifen bedeckt, die auf der Basis vom fünften Kiel an dicker werden, jedoch viel dichter als die Basiskiele gestellt sind, so daß es hier nicht zu einer eigentlichen Gitterung kommt.

Die Basis ist ungenabelt; an Stelle des Nabels breitet sich eine ganz kleine Innenlippe aus. Die Mündung ist wenig breiter als hoch, gegen den Nahtansatz etwas zugespitzt, nach unten abgerundet. Eine Außenlippe konnte nicht beobachtet werden.

Trochus (Tectus) Ampfereri n. sp.

Taf. XVI (I), Fig. 6*a, b, c.*

Habitus: 9 ebene Umgänge; flacher Nahtanstieg. Höhe 13 *mm*, Basisbreite 9 *mm*, Höhe zur Breite des letzten Umgangs 1 : 4, Apikalwinkel 38°.

Skulptur: Die Umgänge sind von fünf Längsstreifen geziert, deren basaler kielartig scharf von der Windung sich abhebt. Über diesem Kiel, der zugleich Basalkante des letzten Umganges ist, folgt ein schmaler flacher Streif, dann ein etwas breiterer und wenig höherer, wieder ein schmaler, flacher und nochmals ein breiterer, der unmittelbar unter der Naht verläuft. Äußerst feine Zuwachsstreifen kreuzen unter schiefem Winkel sämtliche Längsstreifen und werden besonders an der ziemlich flachen Basis als Spirallinien deutlich, während die konzentrische Skulptur fast verschwindet.

Die Mündung ist niedergedrückt vierseitig, am Kiel stark eckig ausgebogen, während an der Spindel der für *Tectus* charakteristische zahnartige Vorsprung sich zeigt. Ein Nabel fehlt vollständig.

Trochus torulosus Stol., die nächstverwandte Form aus dem Hierlatzkalk der Gratzalp hat sechs Längsstreifen, von denen zwei

sich kielartig hervorheben, stärkere konzentrische Skulptur an der Basis und abweichendes Verhältnis von Windungshöhe zur Breite. *Trochus Aegion d'Orb.* (L. II c. 50, Bd. II, Taf. 307) besitzt stumpferen Apikalwinkel, gleichmäßigere, feine Längsstreifen und ebenfalls überwiegend konzentrische Verzierung auf der Basis.

3. Weitere Sedimente des mittleren Lias.

a) Rote Ammonitenkalke.

Ist es schon im unteren Lias unmöglich, einzelne Horizonte dieser Fazies ihrem Gesteinscharakter nach im Gelände zu verfolgen oder bunte Cephalopoden- und Adneter Kalke getrennt zu halten, so würde ein derartiger Versuch für den mittleren Lias ganz aussichtslos erscheinen, da, wie die neugesammelten Fossilien beweisen, an nahe beieinanderliegenden Punkten sehr erhebliche Verschiedenheit des Gesteins für denselben Horizont zu konstatieren ist und umgekehrt wieder in verschiedenen Horizonten ganz ähnliche Gesteinsausbildung herrscht. Ich muß mich deshalb darauf beschränken, einige der wichtigeren Typen zu nennen.

Ein dunkelrotbrauner, wechselnd tonreicher Kalk hat den hohen Eisenoxydgehalt gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt. Öfters erscheinen an den Fossilien unregelmäßige grünliche Desoxydationsflecken, die den sonst recht ähnlichen α_4-Kalken fehlen. Sowohl *Deroceras Davoei* wie *Arieticeras algovianum* liegt mir aus diesem Gestein vor.

Dem bunten Cephalopodenkalk zuzurechnen sind tonärmere, meist hellrote, ‚ausgebleichte' Kalke, in denen die Fossilien mit einem dünnen Mergelbelag überzogen sind; auch hier konnte ich *Cycloceras subarietiforme* und *Amaltheus margaritatus* bestimmen.

Nicht geringer ist ein zwischenliegender Typ verbreitet als rötlichbrauner Kalk, dessen Fossilien mit einer oft glänzenden Eisenoxydrinde überkleidet sind; in dieser Erhaltung sammelte ich verschiedene *Phylloceras*, *Rhacophyllites* und *Lytoceras* deren Zugehörigkeit zu γ oder δ strittig bleiben muß.

Nur an wenigen Stellen jedoch (alter Bruch an der Lofereralp, hinterer Schwarzberg- und Rudersbachwald, Bruch am nordwestlichen Eck des Kammerkerkogels) vertreten derartige rote Ammonitenkalke den ganzen mittleren Lias, wobei ihnen eine Mächtigkeit von 10—15 *m* zukommt. Viel häufiger ist der mittlere Lias nur lagenweise in dieser Fazies entwickelt und hierbei scheint ihre Verbreitung im δ weit zu überwiegen.

Auf die braunroten, dünnschichtigen Mergelbänke vom Scheibelberg mit *Amaltheus spinatus* wurde schon einigemal hingewiesen; diese treten altersgleich an zahlreichen Stellen der Ostseite des Scheibelberges gegen den Schliefbach hinunter auf (vergleiche Fig. 8), sind jedoch auch im Fußtal (Fig. 11) und an der Schneideralpe vorhanden, wo der Faziesübergang von Kieselknollenkalk zu Adneter Fazies zunächst die oberen Zonen des mittleren Lias ergreift.

Recht häufig sind diese dunklen, oft eigenartig braunvioletten und tonreichen Mergel scheinbar fossilfrei, erweisen sich aber, wie

mir der Schliff eines Gesteinssplitters vom Gschaidgraben (Fig. 9 unter 5, im Liegenden der Konglomeratbank!) bewies, ganz außerordentlich reich an Radiolarien. Diese zeigen zum Teil prächtige Erhaltung und großen Formenreichtum (*Cenosphaera*, *Rhopalastrum*, *Lithocampe* usw.).

Wir haben also hier eine typische Radiolaritbildung im mittleren Lias vor uns, ganz ebenso wie ja auch Geyer[1]) kürzlich inmitten fossilführender Lagen des rötlichen Liaskalks Radiolarite nachgewiesen hat. Wo über denselben ohne heteropische Zwischenschaltung sofort jüngerer Radiolarit sich auflagert, wie es westlich der Schliefbachalp vorzukommen scheint, ist eine sichere Unterscheidung der beiden unmöglich.

Die roten Ammonitenkalke des mittleren Lias sind durchweg reich an organischen Resten.

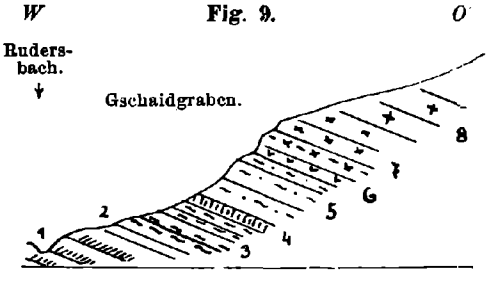


Fig. 9.

1 Kössener Kalke. — 2 Weißer Kieselkalk. — 3 Rote Ammonitenkalke. — 4 Rot und grüngefleckte Kiesellagen. — 5 Braunrote, dünngebankte Mergelkalke. — 6 Kleinbrekziöse Bank. — 7 Radiolarit. — 8 Graue Aptychenkalke.

Im Dünnschliff erscheinen häufig Echinodermenreste (Krinoidenstielglieder und Seeigelstacheln), daneben Foraminiferen, Trümmer von Molluskenschalen (besonders Gastropodenkämmerchen). Von größeren Versteinerungen konnte ich bestimmen[2]):

Terebratula Adnetensis Suess K (nach Böse L. II *c.* 8)
Waldheimia bicolor Böse K (nach Böse L. II *c.* 8)
„ *subnumismalis Davids.* K (MS)
Pygope aspasia Mgh. var. minor Gem. δ K, F (H)
Lima sp. F (H)
Trochus Actaeon d'Orb. K (G)
Nautilus cf. Avaris Dum. γ K (MS)
„ *cf. striatus Sow.* K (MS)

[1]) Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, 1. Heft.

[2]) Vergleiche die Abkürzungen von Tabelle zum roten Ammonitenkalk des unteren Lias pag. 356; außerdem bedeutet F = Fußtal, Sch = Scheibelberg. Leider konnte bei der Bestimmung Paul Rosenbergs „Liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge" (Beiträge zur Paläontol. und Geol. Österr.-Ung. Bd. XXII, Wien 1909) nicht mehr benützt werden.

Rhacophyllites cf. diopsis Gem. K (MS)
" *eximius v. Hau.* F (H)
" *lariensis Mgh.* K (H)
" *libertus Gem.* K (MS) (H)
" *Nardii Mgh.* K (MS)
planispira Reyn. K (MS)
" *cf. separabilis Fuc.* K, F (H)
Phylloceras Alontinum Gem. K (MS)
" *Capitanei Cat.* K (MS), F (H)
" *frondosum Reyn.* K (MS)
Meneghinii Gem. K (MS)
" *numismale Qu.* γ K (MS)
" *zetes d'Orb.* δ K (MS)
Lytoceras cf. aequistriatum Qu. (*Pomp.*) K (MS)
altum v. Hau. K (MS)
cornucopiae Y. & B. δ Sch (H)
Grohmanni v. Hau. δ K? (G)
postfimbriatum Prinz K (MS), F (H)
" *Trompianum v. Hau.* K? (G)
" *? aff. velifer Mgh.* K (MS)
(*Aegoceras*) *Deroceras sp. aff. connexum Fuc.* γ K (H)
Davoei Sow. var. enodis Qu. γ K (MS)
Gruppe des *spoliatum Qu. aff. Foetterlei v. Hau.* γ K (MS)
Microceras adneticum v. Hau. γ K? (G)
" *aff. acuticostatum Wrigth* γ K (MS)
Platypleuroceras brevispina Sow. γ K? (G)
Dumortieria Jamesoni Sow. γ K (MS)
" *var. angusta Qu.* γ K (MS) (H)
" *var. lata Qu.* γ U (H)
Cycloceras cf. arictiforme Opp. γ K (MS)
binotatum Opp. γ K? (G)
Maugenesti d'Orb. γ K? (G)
" *subarietiforme Futt.* γ K (MS)
Tropidoceras cf. Galatense Gem. γ K (MS)
Amaltheus margaritatus Montf. var. compressa Qu. δ K (H)
(*Paltopleuroceras*) *spinatus Brug. var. nuda Qu.* δ K (MS), Sch und hinterer Schwarzbergwald (H)
Harpoceras Boscense Reyn. δ K (MS)
Lavinianum Mgh. δ K (MS) (H)
" " *var. retroflexa Fuc.* δ K (MS)
Arieticeras algovianum Opp. δ Sch (H)
" *cf. ruthenense Mgh.* K (MS)
" *retrosicosta Opp.* δ K (G)
Lillia cf. Mercati v. Buch δ K (MS)
Grammoceras cf. Normannianum d'Orb. K (MS)
" *pseudoradians Reyn.* δ K (G)
Coeloceras cf. acanthoides Reyn. δ K? (G)
Gruppe des *Crassum Y. & B.* (*aff. Maresi Reyn.*) δ K (MS)

Peronoceras Youngi Reyn. δK (MS)
Atractites cf. Cordieri Mgh. F (H)
Megateuthis paxillosus Schloth. K (MS), Schwarzbergwald (H)
„ *cf. elongatus Mill.* K (MS).

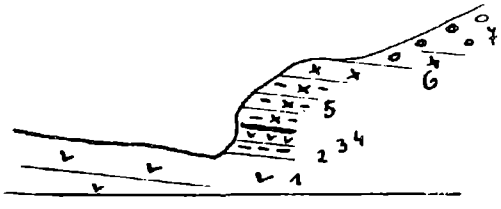
Es vertreten also diese roten Ammonitenkalke wohl sämtliche Zonen des mittleren Lias. Faunistisch fällt sofort eine außerordentliche Verwandtschaft mit den vom hinteren Schafberg und von der Kratzalpe bekannt gewordenen Formen auf. Der große Individuen- und Artenreichtum an *Rhacophyllites*, *Phylloceras* und *Lytoceras* betont vordringlich den mediterranen Charakter der Fauna.

b) Brekzien.

Einer letzten Ausbildung mittelliassischer Sedimentation ist noch zu gedenken, die zugleich ein Rätsel genetischer Art in sich birgt.

An einigen Stellen im Rudersbachtal wie häufiger im hinteren Fußtal schiebt sich zwischen normalen Kieselknollen- oder roten

Fig. 10.



Rottenbach auf 930 *m* oberhalb der hinteren Schwarzbergalp.

1 Mittelliassische Brekzie. — 2 Roter Mergel. — 3 Graugrüne, brekziöse Bank. — 4 Ausgewaschene Zwischenfuge mit Aptychen. — 5 Graue und grünliche Kalke mit Kieselknollen (zirka 3 *m*). — 6 Rote, tonige Radiolarite. — 7 Moräne.

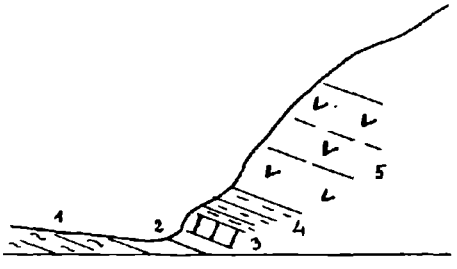
Ammonitenkalken kaum gebankte Lagen ein, die aus einem Haufwerk von eckigen oder doch nur wenig gerundeten, polygenen Brocken bestehen. Vorzüglich sind Bruchstücke des oberrhätischen Riffkalks zum Teil mit gut kenntlichen Fossilresten daran beteiligt, daneben treten jedoch auch alle möglichen Arten von Liaskalken und reichliche Hornsteinsplitter auf. Unmittelbar über dieser im mittleren Fußtal erst wenige Meter mächtigen Bank, in der sich auch einmal eine kleine *Natica* fand, liegt ohne irgendwelche Diskordanz Radiolarit (Textfigur 10).

Viel bedeutendere Mächtigkeit erlangt dieses eigenartige Sediment einmal an der hinteren Schwarzbergalp (Figur 11), vor allem aber in der wilden Schlucht des Unkenbachs bei der Schwarzbergklamm, der bei stellenweise über 30 *m* hohen Wänden das massige Gestein noch nicht durchsägt hat. Auf den ersten Blick möchte man durchaus an eigentlichen oberrhätischen Riffkalk glauben, wie das auch Gümbel getan hat. Aber schon Peters hatte erkannt,

daß diese Bildungen unbedingt inmitten liassischer Ablagerungen sedimentiert sein müßten und tatsächlich sieht man auch an beiden Ausgängen der Klamm rote, unterliassische Ammonitenkalke unter die klotzigen Mauern der Schlucht einschießen. Das Gestein dieser Wände erweist sich jedoch bei näherer Prüfung nicht als homogen, vielmehr durchschwärmen rote, tonige Adern mehr oder minder dicht den Fels und bilden einen, wenn auch oft nur spärlichen Kitt für die wechselnd großen, hellen Kalkpartien. Inmitten der Klamm bei einer natürlichen Weitung derselben verringert sich die Größe der Trümmer rasch und kleinbrekziöse Lagen erscheinen in innigem Gesteinsverband mit mittelliassischen Adneter Schichten.

Gegen eine tektonische Entstehung dieser Brekzien sprechen nun alle Beobachtungen.

Fig. 11.



Rottenbach bei der hinteren Schwarzbergalp.

1 Unterliassische rote Cephalopodenkalke. — 2 Hellbräunliche Krinoidenkalke. — 3 Rot und weißgeflammte reine Kalke. — 4 Braune Mergel. — 5 Mittelliassische Brekzie.

Einmal nimmt von den eben geschilderten Zentren ausgehend die Trümmergröße rasch ab (man vergleiche Figur 9); sowohl im Süden, im mittleren Fußtal wie im Westen am Gschaidgraben als auch im Osten, wo die letzten Ausläufer dieser Bildungen sich an der nördlichen Flanke des Unkenbachs 1 *km* westlich vom Friederwirt finden, läßt sich die gleiche Beobachtung machen.

Dann fehlt in der Brekzie jede Andeutung jünger als mittelliassischen Gesteins, vielmehr schieben sich im mittleren Fußtal in einem schönen Aufschluß fossilreichste, oberliassische Adneter Schichten zwischen Brekzienbank und bedeckendem Radiolarit ein.

Weder Hangendes noch Liegendes zeigt endlich im ganzen Rottenbachtal irgendwelche besondere mechanische Einwirkung. Der durchschnittliche Fallwinkel der im wesentlichen nur von Parallelverschiebungen beunruhigten Schichten beträgt höchstens 25—30 Grad!

Es weist somit alles darauf hin, daß hier eine vollkommen lokalisierte, exogene Brekzienbildung inmitten eines im allgemeinen nicht zu seichten Sedimentationsbeckens vorliegt, eine Tatsache, auf

deren versuchsweise Erklärung im Abschnitt über Fazieswechsel zurückzukommen sein wird.

Durch ihre Neigung, schroffe Wände und tiefe Schluchten zu bilden, tragen die besprochenen Sedimente wesentlich zu dem Reichtum des Formenschatzes im Gebiete bei.

4. Adneter Schichten des oberen Lias und untersten Doggers?

Im Gegensatz zur verwirrenden Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten des unteren und mittleren Lias ist der Charakter der oberliassischen Ablagerungen ein so konstanter und so scharf umgrenzt, daß auch die kartographische Abtrennung fast nirgends auf Schwierigkeiten stieß.

Es sind intensiv rote, tonreiche, stets dünngebankte und häufig knollige Mergelkalke, deren Kalkgehalt in den Flasern dominiert, während tonige Bestandteile die umhüllende Zwischenmasse liefern. Nur selten tritt der Kalkgehalt stärker hervor (so westlich der Schwarzbergklamm); dann wird zugleich die Farbe dunkler mit einem Stich ins Violettbraune. Recht auffällig sind blauschwarze, tintenartige Flecke, die manchmal auf Fossilien besonders höherer Zonen vorkommen und von einer dünnen *Fe*- oder *Mn*-Oxydschicht herrühren. Die Mächtigkeit der gesamten Ablagerung erreicht höchstens 10 *m* im Maximalfall; häufig schrumpft sie zu viel geringeren Beträgen zusammen.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein einen Bestand aus feinsten, gleichartigen Schlammpartikelchen, zwischen denen nur vereinzelte Foraminiferen (*Dentalina*) eingebettet liegen.

Größere Fossilreste sind meist parallel den Schichtflächen eingelagert und dann in der Regel, jedoch nicht immer einseitig erhalten, ebenso oft trifft man aber auf Gruppen von gehäuften Ammoniten (besonders große Lytoceraten), von denen einzelne Individuen schief oder senkrecht zur Schichtfuge liegen. Derlei Einbettungen scheinen nur bei bodenbewohnenden Tieren leicht verständlich.

Jedenfalls bedingt die Konstanz der Sedimentation eine äußerst gleichartige Zufuhr feinster Sinkstoffe, so daß der Schluß auf Absatz in größeren, küstenfernen Tiefen naheliegt. Die Tatsache, daß im zentralen Teil der Mulde auf klastischen Sedimenten des mittleren Lias sofort Radiolarite folgen, steht wohl nur scheinbar damit in Widerspruch.

Im Liegenden dieser Adneter Schichten sind bald rote Ammonitenkalke, bald Kieselknollenkalke oder Brekzien von mittelliasischem Alter zu finden, das Hangende bilden stets prätithonische Radiolarite.

Lias ε und ζ ist ungefähr zu gleichen Teilen in der Fauna vertreten, daneben sind jedoch, wie die Tabelle pag. 381 ergibt, Formen, die in anderen Gegenden nur oder vorwiegend im untersten Dogger gefunden werden, zu häufig, als daß sie als lokale „praecursores" aufgefaßt und stillschweigend übergangen werden könnten. Vor allem erscheinen die *Hammatoceras*-, *Erycites*- und *Dumortieria*-Arten wichtig, da sie fast alle in den italienischen Fundstätten sowohl wie im Bakony in Schichten wiederkehren, die faziell mit den dortigen oberliassischen Ablagerungen identisch, diese kontinuierlich in die untere Dogger-

zeit fortsetzen. In Italien, wo häufig so innige Beziehungen zwischen beiden Formationsgliedern herrschen, daß im Anschluß an Meneghini lange Zeit die Faunen als einheitlich oberliassisch bezeichnet wurden, stellt man die erwähnten Formen neuerlich als dem Aleniano[1]) angehörig, zum untersten Dogger und auch Prinz teilt jene Arten, die ich mit solchen aus meinem Gebiet verglich, der gleichen Stufe zu.

Es besteht also große Wahrscheinlichkeit, daß der Sedimentabsatz auch in der Kammerkergruppe nicht schroff mit der aus dem außeralpinen Europa abgeleiteten Lias-Doggergrenze[2]) aufhörte, sondern daß die Sedimentation genügend lange Zeit hindurch gleichartig fortdauerte, so daß Formen des untersten Doggers auch dieses Gebiet noch besiedeln konnten.

Diese Vermutung dürfte deshalb von Bedeutung sein, weil demnach in der langen Kette von Doggerfunden in den nordöstlichen Alpen neben Fleckenmergeln und Hierlatzkalken auch die obersten Lagen der Adneter Schichten vielleicht an einigen anderen Stellen den so lange vermißten tieferen Dogger vertreten könnten. Daß diese Annahme auch jetzt schon durch Funde aus anderen Gebieten gestützt wird, möchte die Tatsache bezeugen, daß W. Clark[3]) in „rotbraunen, dünnschichtigen, sehr mergeligen Kalken" *Stephanoceras Blagdeni Sow.*, Wähner[4]) in einem hellroten Kalkstück seiner Hornsteinbrekzie den einseitig erhaltenen Steinkern von *Parkinsonia Parkinsoni Sow.* fand.

Praktischer Wert kommt innerhalb unseres Gebietes diesem Befunde insofern keiner zu, als die Lagen mit Fossilien aus ε, ζ und ? Dogger α fast vollständig identisch entwickelt sind.

Der obere Lias ist dank seiner hohen Lage in der Schichtserie der Gruppe an vielen Stellen schon der Erosion zum Opfer gefallen, anderseits noch von jüngeren Sedimenten zugedeckt, so daß er nur als schmales, unzusammenhängendes Band zutage tritt. Als günstige Aufschlüsse sind vor allem einige Stellen im westlichen Fußtal zu nennen, in dem auf zirka 1360 *m* bei einer kleinen Steilstufe der ganze obere Lias vorzüglich fossilreich in normalem Verband zu Dach und Sohle entblößt ist. Sodann steht er am westlichen Ausgang der Schwarzbergklamm, an der Ostseite des Scheibelbergs auf 1180 *m*, vor allem auch an der Nordkante des Hochgimpling gut erschlossen an, während er am höheren Scheibelberg wie im Unkener Heutal vollständig zu fehlen scheint. Auch in der Nähe der Kammerkeralpen konnte ich nur an einer Stelle, bei P. 1551, auf spärliche Fossilfunde gestützt, anstehenden Oberlias in ganz beschränkter Ausdehnung beobachten. Es kann für mich keinem Zweifel unterliegen, daß wohl sämtliche Ammoniten des oberen Lias, die aus älteren Aufsammlungen herstammend unter der Bezeichnung „Kammerker" gehen, nicht von dort, sondern vom Scheibelberg, von der Klamm oder dem

[1]) Vergleiche G. Bonarelli, L. II *c.* 9, 11.

[2]) Daß deren Festlegung auch in Norddeutschland sich als äußerst schwierig erweist, hat erst in jüngster Zeit E. Stolley dargelegt. (Über den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. N. Jhrb. f. Min. 28. B.-Bd. 1909.)

[3]) L. II *c.* 16.

[4]) L. II *b.* 17. Das Sonnwendgebirge im Unterinntal.

Fußtal kamen. Die schönsten Aufschlüsse, aber fossilarm und in fast ungangbarem Terrain liefert die tiefeingerissene Schlucht des oberen Unkenbachs.

Die Fauna dieser oberliassischen Ablagerungen verdient besonderes Interesse, da fossilreiche Örtlichkeiten dieses Horizontes in den Nordalpen selten sind [1]).

Wie die Tabelle ergibt, bestehen innige Austauschbeziehungen mit der mediterranen Tierwelt des Bakony (29 gleiche Arten und Varietäten, d. h. 37%) und Italiens (47 gleiche Arten und Varietäten, d. h. 60%), während Arten von rein mitteleuropäischem Gepräge durchweg in der Minderzahl sind. Besonders arten- und individuenreich treten *Phylloceras* aus der Gruppe des *Nilssoni* und *Doderleinianum*, *Lytoceras Francisci*, dann *Hammatoceras* und *Erycites*, *Hildoceras bifrons* und Verwandte, *Lillia*-Arten, *Grammoceras* aus den Gruppen des *radians*, *toarcense* und *aalense* auf, während die Harpoceraten *s. str.* wie *elegans*, *falciferum*, *lythense*, *serpentinum* u. a. fehlen oder nur in vereinzelten Exemplaren zu sammeln waren. Als eigenartige Tatsache mag noch erwähnt werden, daß unter den wenigen Formen, die aus anderen Tiergruppen vorliegen, nur die eine *Amberleya* wieder in zahlreichen Individuen anzutreffen ist. Während die Größe der einzelnen Schalen meist in mittleren Grenzen sich bewegt, sind unter den Phylloceraten und Lytoceraten Riesenformen durchaus nichts Seltenes.

Versteinerungstabelle.

Es gelten die Seite 356 und 373 benützten Abkürzungen, außerdem H = Hochgimpling, D_u = unterer Dogger. Ein dem Namen vorgesetztes + soll bedeuten, daß die Art überwiegend mitteleuropäischen Charakter hat, ein —, daß sie aus Italien, ein •, daß sie aus dem Bakony zitiert wird.

Pleurotomaria sp. S (MS)
Amberleya cf. alpina Stol. S (MS) h
Trochus sp. F (H)
Nautilus cf. astacoides Y. & B. K, S (MS)
austriacus v. Hau. S (MS)
Fourneti Dum. K (MS), H (H)
impressus Gümb. K (G)
Jourdani Dum. K (MS), F (H)*?*
semistriatus d'Orb. (ε) K (MS), H (H)

Phylloceras Gruppe des *Capitanei Cat.*

— • *Emeryi Bettoni.* K (MS), F (H)
— • *Nilssoni Héb.* K (MS), F (H) h
• *var. altisulcata Prinz* (ζ/D_u) F (H)

[1]) Vergleiche die Zusammenstellung einiger wichtigeren Vorkommnisse in F. Toulas Oberer Lias von Inzersdorf-Waldberg im Randgebiet der Wienerbucht. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1908, Nr. 10.

Phylloceras cf. seroplicatum v. Hau. K (G)
— • „ *Spadae Mgh.* ζ, K (MS), F (H)
\+ „ *supraliasicum Pomp.* ζ, K, S (MS), F (H)

Gruppe des *heterophyllum Sow.*

— „ *Doderleinianum Cat.* K, S (MS), F (H) h
• „ *cf. Szaboi Prinz* (D_u) K, S (MS) F (H)
— • „ *Wähneri Gemm.* K (MS), F (H)
— • *Lytoceras sp. aff. amplum Opp.* (D_u) F (H)
— *dorcadis Mgh.* ζ F (H)
— • *Francisci Opp.* ζ K, S (MS), F (H) h
\+ *sp. aff. Germaini d'Orb.* (ζ) K (G)
— • *sp. aff. rasile Vac.* (D_u) K (MS)
— *spirorbis Mgh.* ζ F (H)
\+ *sublineatum Opp.* ζ K, S (MS), F (H) h
·| „ *sp. aff. torulosum Schübl.* K (G)
— • *Dumortieria* (*Catulloceras*) *Dumortieri Thioll.* (ζ/D_u) K (MS)
— „ *Meneghini Zitt.* (*Haug*) (ζ/D_u) S (MS)
— „ *cf. Zitteli Haug* K (H)
— *Paronoceras sternale v. Buch.* ζ K, S (MS), F (H)
— *Hammatoceras Meneghinii Bon.* ζ S (MS)
— *cf. planinsigne Vac.* (D_u) F (H)
\+ *speciosum Jan.* ζ S (MS)
— • *sp. aff. tenuinsigne Vac.* (D_u) S (MS)
— „ *Victorii Bon.* ζ S (MS)
\+ *Haugia navis Dum.* ζ F (II)
• „ *variabilis d'Orb.* ζ S (H)
• *Erycites eximius* (*Hantk.*) *Prinz* (D_u) F (H)
• „ *sp. aff. eximius* (*Hantk.*) *Prinz*, *intermedius* (*Hantk.*) *Prinz* (D_u) S (MS) F (H)
— „ *sp. aff. gonionotum Ben.* (D_u) Sch, F (H)
— • *sp. aff. fallax Ben.* (D_u) K (MS)
— • *Hildoceras bifrons Brug.* ε K, S (MS), F (H) h
— *var. quadrata Prinz* K (MS), F (H)
— • *var. angustisiphonata Buckm.* (*Prinz*) (ζ/D_u) K (MS)
— • „ *Levisoni Simps.* ε K (MS), F (H)
— • „ „ *m. f. bifrons Brug.* ε K, S (MS)
\+ „ *cf. Frantzi Reynès* ε K (MS)
— „ *Toblianum Cat.* (*? = boreale Seeb.*) ε K (G)
— *Lillia Bayani Dum.* K (MS)
— • „ *Comensis v. Buch.* ζ K (MS), F (H) h
— „ *Erbaensis v. Hau.* ζ K (MS), F (H) h
— „ *Escheri v. Hau* K (G)
„ *Lilli v. Hau.* K (G)
— • „ *Mercati v. Hau.* ε K (MS), F (H) h
— „ *rheumatisans Dum.* K (MS)
• „ *tirolensis v. Hau.* K (G)
(•) *Frechiella Kammerkarensis Stolley* ε K (MS) h

+(—) *Grammoceras* Gruppe des *aalense Ziet.* ζ/D_u K (MS), F (H) h
\+ „ *Cotteswoldiae Buckm.* ζ S (MS)
— • „ *fluitans Dum.* ζ/D_u K (MS), F (H)
\+ „ *Mülleri Denckm. (Buckm.)* ζ Sch (H)
\+ „ *quadratum Haug.* ζ F (H)
— • „ Gruppe des *radians Bronn. typ.* ζ F, H (H) h
\+ — „ *var. fallaciosum Bayle* ζ K (MS), F (H)
\+ *var. Struckmanni Denckm.* ζ S (MS), F (H)
\+ *Saemanni Denckm.* ε S (MS)
\+ *striatulum Sow.* ζ K (MS), Sch (H) h
\+ „ *aff. nannodes Buckm.* (D_u) F (H)
\+ „ *toarcense d'Orb.* ζ H (H), K (MS) h
\+ *Harpoceras bicarinatum Ziet.* ζ F (H)
+(—) „ *discoides Ziet.* ζ K (G)
\+ „ *Emilianum Reyn.* ε S (MS), F (H)
\+ „ *Eseri Opp.* ζ K (G)
— „ *serpentinum Reyn.* ε K (G)
— „ *subplanatum Opp.* ζ S (MS)
— • *Leioceras sp. aff. opalinum Rein.* (D_u) K (G)
— • *Coeloceras crassum Y. & B.* ε K (MS), F (H) h
+(—) „ *var. depressa Dum.* (= *Raquinianum d'Orb.*) ε K (MS)
\+ — „ *Desplacei d'Orb.* ε K, S (MS), F (H)
\+ „ *Holandrei d'Orb.* ε K (MS)
— • *Collina Brauniana d'Orb.* ε K (G)
\+ „ *mucronata d'Orb.* ε K (MS)
+(—) *Peronoceras fibulatum Sow.* ε K (MS)
„ *subarmatum Y. & B.* ε K (MS)
— • „ „ *var. evoluta Qu.* S (MS), F (H)
\+ „ „ *aff. Zitteli Reyn. (Opp.)* ε K (MS)
\+ *Dactylioceras anguinum Rein.* ε K (MS).

Zusammenstellung der Arten, die allein oder teilweise aus unterem Dogger bekannt sind.

Phylloceras Nilssoni Héb. var. altisulcata Prinz
„ *cf. Szabói Prinz*
Lytoceras sp. aff. amplum Opp.
„ *sp. aff. rasile Vac.*
„ *sp. aff. torulosum Schübl.* (G)
Dumortieria Dumortieri Thioll.
„ *Meneghinii Zittel (Haug)*
Hammatoceras cf. planinsigne Vac.
„ *sp. aff. tenuinsigne Vac.*
Erycites eximius (Hantk.) Prinz
„ *sp. aff. eximius (Hantk.) Prinz, intermedius (Hantk.) Prinz*
„ *sp. aff. gonionotum Ben.*
„ *sp. aff. fallax Ben.*

Hildoceras bifrons Brug. var. angustisiphonata Buckm. (*Prinz*)
Grammoceras aalense Ziet.
„ *fluitans Dum.*
„ *striatulum Sow.* (*aff. nannodes Buckm.*)
Leioceras sp. aff. opalinum Rein. (G).

Paläontologische Bemerkungen.

Phylloceras Nilssoni Héb. var. altisulcata Prinz.

1904. G. Prinz, l. c. 57, pag. 44, 51, Taf. 27, Fig. 5 u. Taf. 28, Fig. 5.

Dm. 5·1 *cm*; H. d. l. W. 2·9 *cm*; Br. d. l. W. ? Nw. 0·6 *cm* (12% vom Dm.).

1 Exemplar vom mittleren Fußtal stimmt vorzüglich mit den Angaben von Prinz überein. 5 sehr tiefe, zuerst fast gerade, außen wenig nach vorn gezogene Furchen schneiden sich in die wenig gewölbten Flanken des Steinkerns ein. Auch die verhältnismäßig wenig zerschlitzte Sutur mit ihren zahlreichen Lateralloben entspricht der Darstellung jenes Autors.

Phylloceras supraliasicum Pomp

1885. Quenstedt, Ammoniten, pag. 313, 491; Taf. 40, Fig. 2 u. Taf. 51, Fig. 1.
1893. Pompeckj, l. c. 55, pag. 29, Taf. 4.

Maßtabelle.

	I	II	III	IV
		Zentimeter		
Dm.	19·5	17·5	17	14·3
H. d. l. W.	11	10·3	9·6	8·2
Br. d. l. W.	?	ca. 4·6	ca. 4·1	ca. 3·4
Nw.	0·65 (3·3% v. Dm.) mittleres Fußtal	0·65 (3·7% v. Dm.) mittleres Fußtal	0·65 (3·3% v. Dm.) Schwarzberg-klamm	0·7 (4·7% v. Dm.) Schwarzberg-klamm.

Diese vier Exemplare, denen mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit mehrere kleinere Sammlungsstücke „von der Kammerker" zuzurechnen sind, stimmen im ganzen Habitus, vor allem in dem engen Nabel und hoch elliptischer Mündung vorzüglich mit dem Original Pompeckjs (Quenstedts) überein, von dem ein Abguß mir vorliegt. Die ganz flachen, bandartigen, geraden Furchen (an Exemplar IV wurden 8 beobachtet), die später auf der Flankenmitte verschwinden, gehen anfangs bis zur Externseite. Der Windungsquerschnitt erscheint etwas komprimierter wie beim Original, wohl infolge ungünstiger Erhaltung. Aufs beste läßt sich die Sutur mit jener von Pompeckj gegebenen (pag. 31, Fig. 5) vergleichen; die wasserkopfartig angeschwollenen Sattelspitzen, welche auf ganz dünnen Stielen sitzen, sind äußerst charakteristisch für diese Art. Acht Seitenloben sind vorhanden.

Von *Ph. Semseyi Prinz* (pag. 45) aus dem unteren Dogger des Bakony unterscheidet sich die Form leicht durch die bedeutend größere Nabelweite des *Semseyi* (10%!).

Phylloceras cf. Száboi Prinz.

1904. G. Prinz, l. c. pag. 39, Taf. 7, Fig. 1 u. Taf. 36, Fig. 13.

Dm. 15·5 *cm*; H. d. l. W. außen 8·7 *cm*, innen 5·4 *cm*; Br. d. l. W. 4·5 *cm*; Nw. ca. 0·5 *cm* (3·2% v. Dm.).

Im Habitus herrscht gute Übereinstimmung. Die Seiten sind flachgewölbt, die Rücken gerundet, der Querschnitt annähernd elliptisch. Der Nabel erscheint zwar sehr tief und trichterförmig, doch nicht geschlossen. Leichtgekrümmte, undeutliche Furchen sind an allen Exemplaren wahrnehmbar. Die Sutur zeigt schmalen Siphohals, breiten ersten Seitenlobus; erster Lateralsattel ist dreiblättrig, Extern-, zweiter und dritter Lateral-, wie erster Auxiliarsattel zweiblättrig.

Eines der Stücke gleicht auffallend der von Prinz angeführten Fig. 7, Taf. III bei Bettoni (L. II*c*. 1); leider gestattet die mangelhafte Beschreibung der Sutur bei letzterem keinen näheren Vergleich, doch scheint diese tatsächlich verzweigter und mehr an *Ph. zetes* erinnernd zu sein. Fucini (Synopsis delle ammoniti del Medolo, Pisa 1908), der die Form Bettonis *pseudozetes* nennt, erwähnt ausdrücklich einen vierblättrigen ersten Lateralsattel.

Es liegen mir Exemplare von der „Kammerker", der Schwarzbergklamm und dem mittleren Fußtal vor.

Phylloceras Wähneri Gemm.

1884. G. Gemmellaro, L. II*c*. 26, pag. 11, Taf. 1, Fig. 1—3.
1896. A. Fucini, Lias medio di Monte Calvi., pag. 224, Taf. 24, Fig. 20 (cum syn.).
1901. A. Fucini, L. II*c*. 23, pag. 26, Taf. 4, Fig. 3—5.
1904. G. Prinz, L. II*c*. 57, Taf. 36, Fig. 5.
1908. E. Vadász, L. II*c*. 74, pag. 346, Taf. 7, Fig. 3.

Maße: Dm. 6·4 *cm*; H. d. l. W. außen 3·3 *cm*, innen 2·4 *cm*; Br. d. l. W. 2·6 *cm*; Nw. ca. 0·2 *cm*.

Gemmellaros Originalexemplar ist eine kleine, ziemlich dicke Form mit engem Nabel, breitgerundetem Rücken und einer Sutur, deren Extern- und erster Lateralsattel bereits vierblättrig erscheinen; der erste Lateralsattel ragt nicht unbedeutend über den Externsattel hervor. 1896 betonte Fucini die Verwandtschaft mit *Ph. Lipoldi v. Hauer* (L. II*c*. 33, pag. 26, Taf. 3, Fig. 8—10), das jedoch bedeutend gewölbtere Flanken, breiteren Nabel und abweichende Sutur (zweiblättrige, gleichhohe Extern- und erste Lateralsättel, dagegen ähnlich breiter, niederer Siphohals) besitzt. Die Exemplare Fucinis[1]) von 1901 sind nun bedeutend größer und haben zweiblättrige, gleichhohe Extern- und Lateralsättel. An diese somit von dem Original abweichenden Formen knüpft Prinz an, dessen Suturzeichnung vollständig mit jener 1901 von Fucini gegebenen übereinstimmt; leider ist im Text keine Erläuterung zu dieser Spezies aus dem unteren

[1]) P. Rosenberg (liassische Ceph. der Kratzalp. Beitr. zur Paläont. und Geol. Österr.-Ung. Bd. XXII, Wien 1909) möchte diese als zu *frondosum Reyn.* gehörig betrachten.

Dogger Ungarns (Csernye) gegeben. Vadász will *Ph. Wähneri* nur als Mutation von *Lipoldi v. Hau.* anerkennen; sein Suturbild ist aber viel zu undeutlich, um in einem oder dem anderen Sinn beweisend zu sein.

Verschiedene Exemplare vom mittleren Fußtal und der Kammerker zeigen den typischen Querschnitt (größte Breite nahe dem Außenrand), sehr flache Flankenwölbung, die nur gegen die Mündung etwas erheblicher wird und einen ganz engen Nabel, stimmen also hierin mit dem Original Gemmellaros überein. Dagegen gleicht die Sutur vollständig jener von Fucini (1901) und Prinz angegebenen: ziemlich breiter Siphohals, erster Lateralsattel etwas tiefer als Externsattel, der zweiblättrig ist mit Annäherung zu vierblättrigem Stadium; erster Lateralsattel ist zwei- bis undeutlich dreiblättrig: zweiter Lateralsattel zweiblättrig, Auxiliarsättel einblättrig.

Weitere Untersuchungen müssen ergeben, ob die Unterschiede der Sutur erheblich genug sind, um eine Abtrennung von *Ph. Wähneri* zu rechtfertigen.

Lytoceras sp. aff. amplum Opp.

1862. A. Oppel, L. IIc. 49, pag. 145, Taf. 45.
1886. M. Vacek, L. IIc. 73 (*sub Lytoceras n. sp. ind.*), pag. 64, Taf. 1, Fig. 6–7.
1887. F. A. Quenstedt, L. IIc. 61 (*sub. A. lineatus ferratus*), pag. 476, Taf. 60, Fig. 1.
1896. J. F. Pompeckj, L. IIc. 55, pag. 127.
1904. G. Prinz, L. IIc. 57, pag. 57, Taf. 10.

Maße: Dm. 8·2 *cm*; H. d. l. W. 3·5 *cm*; Br. d. l. W. ca. 3·9 *cm*; Nw. 3·1 *cm*.

Der breitgedrückte, nierenförmige Querschnitt, dessen Maximum nahe der steilabfallenden Nahtfläche liegt, findet sich auch bei drei aus dem mittleren Fußtal stammenden Formen wieder. Der verhältnismäßig weite Nabel entspricht den Angaben von Vacek und Prinz, Einschnürungen sind jedoch nicht zu beobachten. Die wenig günstig erhaltene Sutur deckt sich in den Hauptzügen mit den bisherigen Beschreibungen.

Pompeckj macht bereits mit Recht auf den Unterschied der unter *L. amplum* verstandenen Formen aufmerksam.

Lytoceras sp. aff rasile Vacek.

1886. M. Vacek, L. IIc. 73, pag. 63, Taf. 3, Fig. 5—8.
1904. G. Prinz, L. IIc. 57, pag. 56, Taf. 13, Fig. 1.

Maße: Dm. 10 *cm*, H. d. l. W. 3·6 *cm*, Br. d. l. W 3·3 *cm*, Nw. 4·2 *cm*.

Habitus, kreisförmiger Windungsquerschnitt, weiter Nabel und schwach angedeutete Furchen sprechen sehr für *L. rasile Vac.*, so daß nur die abweichende Sutur eine Identifizierung verhindert. Der Siphonallobus ist nämlich nicht unbeträchtlich seichter wie der erste Laterallobus, während beide Autoren die gleiche Tiefe derselben betonen.

Es liegen einige Exemplare von der Kammerker (MS) vor.

Hammatoceras Meneghinii Bon.

(= insigne Schübl mut. Reussisimile Prinz[1]).

1831. J. Meneghini, L. IIc. 42, sub insignis Schübl., pag. 59, Taf. 13, Fig 1.
1899. G. Bonarelli, L. IIc. 11, pag. 208.
1904. G. Prinz, L. IIc. 57, sub insigne Schübl. mut. Reussisimile Prinz, pag. 71.

Maße: Dm. 17·5 *cm*, H. d. l. W. 4·9 *cm*, Br. d. l. W. 3·7 *cm*, Nw. 9 *cm*.

Die ziemlich weitgenabelte Form hat mäßig komprimierten, fast ovalen Querschnitt und gewöhnlich zweifach, seltener dreifach gegabelte, knotenlose Rippen, die ganz wenig am Stiel verdickt sind. Die Rippen verlaufen fast gerade und biegen erst nahe dem undeutlichen Kiele ziemlich stark nach vorn um. Der erste Laterallobus scheint wenig seichter zu sein als Meneghini Taf. 13, Fig. 1 *c* angibt.

Ein vollständiges Exemplar und ein Bruchstück liegt mir von der Schwarzbergklamm vor.

Hammatoceras cf. planinsigne Vac.

1831. J. Meneghini, L. IIc. 42, sub insigne Schübl., pag. 58, Taf. 12, Fig. 2.
1886. M. Vacek, L. IIc. 73, pag. 89, Taf. 13.
1899. G. Bonarelli, L. IIc. 11, pag. 207.

Im mittleren Fußtal sammelte ich eine Jugendform, die in ihren Maßen und Skulptur besonders gut mit den Figuren 2 und 3, Tafel 13 Vaceks übereinstimmt. Der Kiel ist auf der stark gerundeten Außenseite allerdings nur undeutlich wahrnehmbar.

Hammatoceras speciosum Janensch.

1874. E. Dumortier, L. IIc. 18, Bd. 4, sub insignis Schübl., pag. 74, Taf. 17, Fig. 1 u. Taf. 18.
1885. F. A. Quenstedt, L. IIc. 61, sub insignis Schübl. variabilis, pag. 395, Taf. 50, Fig. 1.
1902. W. Janensch, L. IIc 40, pag. 102, Taf. 4, Fig. 4 u. Taf. 10, Fig. 1, 2.
1904. G. Prinz, L. IIc. 57, pag. 71, 72, Taf. 38, Fig. 2.

Maße: Dm. 15·5 *cm*, H. d. l. W. außen 5·1 *cm*, innen 3·7 *cm*, Br. d. l. W. 3·3 *cm*, H. d. vorletzten W. 3·6 *cm*, Br. d. vorl. W. 2·6 *cm*, Nw. 7 *cm*.

Ein Exemplar von der Schwarzbergklamm ist ohne weiteres mit Janensch Taf. 10, Fig. 1, 2 zu identifizieren; die nahe am Nabelrand stehenden rundlichen Knoten sind recht markant entwickelt. Die nächststehende Form Meneghinis Taf. 12, Fig. 2 gehört zu *planinsigne Vac.*

Ein größeres Exemplar, das vermutlich vom Fußtal stammt, weicht etwas von dem Typus dieser Art ab. Seine Maße sind: Dm. 23 *cm*, H. d. l. W. 6·4 *cm*, Br. d. l. W. 5 *cm*, Nw. 11·5 *cm*. Der

[1]) Die sämtlichen im folgenden beschriebenen *Hammatoceras-* und *Eurycites-*Arten waren in der Staatssammlung bisher unter insignis Schübl., beziehungsweise Reussi v. Hau. vereinigt, zwei Arten, die ich unter meinem Material in Wirklichkeit gar nicht vertreten fand; auch in der Sammlung des k. b. Oberbergamtes liegen unter gleicher Bezeichnung viele ähnlich verschiedene Exemplare.

ganze letzte Umgang gehört bereits der Wohnkammer an. Am gerundeten Rücken ist der Kiel eben noch angedeutet. Die Skulptur verwischt sich am letzten Umgang, während feine, nabelständige, engstehende Knötchen an der inneren Windung deutlich markiert sind.

Es ist nicht ohne Interesse, daß diese nach Janensch auf die Insignisschicht des oberen Lias ζ beschränkte, anscheinend rein mitteleuropäische Art ohne bedeutendere Abänderung in unserem Gebiet sich wiederfindet. Nur das im vorstehenden beschriebene *Phylloceras supraliasicum Pomp.* spielt eine ganz ähnliche Rolle in beiden Faunen.

Hammatoceras sp. aff. tenuinsigne Vac.

Taf. XVI (I), Fig. 7*a*, *b*.

1886. M. Vacek, L. II*c*. 73, pag. 83, Taf. 12.
1904. G. Prinz, L. II*c*. 57, pag. 78.

Maße: Dm. 11 *cm*, H. d. l. W. außen 3·8 *cm*, innen 3 *cm*, Br. d. l. W. ca. 2·6 *cm*, Nw. 4·2 *cm*.

Es liegt ein bis zum Ende gekammertes Exemplar von der Schwarzbergklamm vor, das bedeutend weitnabeliger wie die Originale Vaceks ist. 30 starke Rippenstiele beginnen mit schwacher Verdickung am Nabelrand; die Rippen verlaufen ohne Knotenbildung zur Teilungsstelle, die meist auf der Flankenmitte liegt. Gewöhnlich herrscht dreifache Teilung, gelegentlich schiebt sich eine vierte Rippe ein. Der Kiel bleibt stets gut wahrnehmbar. Die Sutur ist mäßig zerschlitzt.

Hammatoceras Victorii Bon.

(= strictum Prinz).

Taf. XVII (II), Fig. 1, 2*a*, *b*.

1881. J. Meneghini, L. II*c*. 42, sub insigne Schübl., pag. 56, Taf. 14, Fig. 1, 2.
1899. G. Bonarelli, L. II*c*. 11, pag. 209.
1904. G. Prinz, L. II*c*. 57, sub strictum Prinz, pag. 73.

Maße:	I	II	III
Dm. . .	19·5 *cm*	16·5 *cm*	16·3 *cm*
H. d. l. W.	5·0 „	4·0 „	3·5
Br. d. l. W.	ca. 3·3 „	ca. 3·0	?
Nw.	11·0 „	8·5 „	9·5 „

(Von Exemplar II ist auf Taf. XVII (II) in Fig. II*a* Mündung und ein Teil des Rückens abgebildet, in Fig. 1 Exemplar III in toto.)

Der Habitus dieser interessanten Art weicht stark vom Typ der Insignegruppe ab und hat völlig Coeloceratengepräge, doch schützt der stets deutliche Kiel vor Verwechslungen.

Die Rippenstiele sind wulstig verdickt und zum Teil gegen den Nabelrand zu mit knotigen Höckern versehen. Die zwei- bis dreifache Spaltung der wenig vorwärts geneigten Rippen findet im inneren Windungsdrittel statt; gegen die Wohnkammer stehen die Rippen weiter voneinander ab und werden verschwommen. Exemplar I ist

bedeutend feiner gerippt wie Exemplar III. Exemplar II zeigt einen recht gut erhaltenen Mundsaum, hinter dem eine tiefe,auch über die Externseite hinwegziehende Einschnürung liegt.

Der Saum springt in dem hier unscharf gewordenen Kiel weit vor und wölbt sich auf, während er gegen das innere Windungsdrittel am stärksten zurückgebuchtet ist. Die Einschnürungen lassen sich in weiten, unregelmäßigen Abständen drei bis viermal über den ganzen Steinkern verfolgen. Der Siphonallobus erreicht Zweidrittel der Tiefe des ersten Laterallobus, der zweite Laterallobus ist recht wenig tief, aber breit und schräg gestellt.

Meneghinis Fig. 2, Taf. 14 stimmt in allen wesentlichen Zügen mit den behandelten drei Exemplaren von der Schwarzbergklamm überein.

Erycites eximius (Hantk.) Prinz.

Taf. XVII (II), Fig. 3*a*, *b*.

1904. G. Prinz. L. II*c*. 57, pag. 94, Taf. 14, Fig. 1.

Maße: Dm. 13·3 *cm*, H. d. l. W. 3·7 *cm*, Br. d. l. W. 3·1 *cm*, Nw. 6·7 *cm*.

27 dick angeschwollene Rippenstiele verteilen sich etwas unregelmäßig auf die letzte Windung; in der Mitte oder im äußeren Drittel der Flanke schieben sich derbe Externrippen ein, die in unverminderter Stärke gegen den scharfmarkierten Kiel ziehen, wo sie unter einem Winkel von annähernd 130 Grad zusammenstoßen. Die inneren Umgänge scheinen zahlreicher gerippt zu sein als jene des Prinzschen Originals, eine Beobachtung, die wohl kaum eine spezifische Trennung beider Formen rechtfertigen dürfte.

Ein gut erhaltenes Exemplar stammt aus dem Fußtale.

Erycites sp. aff. eximius (Hantk.) Prinz, intermedius (Hantk.) Prinz.

1904. G. Prinz. L. II*c*. 57, pag. 94, Taf. 14, Fig. 1 und Taf. 16, Fig. 1, Taf. 38, Fig. 3.

Maße: Dm. 11·5 *cm*, H. d. l. W. 3·3 *cm*, Br. d. l. W. 2·9 *cm*, Nw. 5·7 *cm*.

Eine Form von der Schwarzbergklamm schließt sich an die vorherbeschriebene Art an, ist jedoch enger genabelt (Nabelweite 49·6% vom Durchmesser gegen 54% der erwähnten). Die Windungen sind stark gerundet, die Rippenstiele zahlreicher (gegen 33), kräftig und nach rückwärts ausholend. Ein bis zwei Sekundärrippen schalten sich in der äußeren Windungshälfte ein. Die Sutur wird dadurch charakteristisch, daß der dem Nabel zugekehrte Ast des mächtigen ersten Lateralsattels um vieles den der Externseite zugewendeten überragt; der verhältnismäßig breite zweite Laterallobus steht fast gerade.

Ein Exemplar vom mittleren Fußtal entfernt sich ein wenig von dem beschriebenen Typ durch regelmäßiger eintretende Dreiteilung der leichtgeschwungenen Rippen; es nähert sich dadurch ganz erheblich dem *E. intermedius (Hantk.) Prinz*, doch sind hier die Flanken flacher, die Rippen in einfachem Bogen nach vorn gezogen. Immerhin

ist die Ähnlichkeit dieser Form des unteren Doggers mit dem verglichenen Exemplar recht in die Augen springend.

Das erstbeschriebene Exemplar neigt dagegen recht beträchtlich dem *E. gonionotum Ben.* zu, eine Beobachtung, die sich noch stärker bei zwei weiteren Formen vom Scheibelberg und dem mittleren Fußtal aufdrängt, die ich daher anführte als

Erycites sp. aff. gonionotum Ben.

1866. E. W. Benecke. L. II*a*. 3, pag. 172, Taf. 7, Fig. 3.
1874. E. Dumortier. L. II*c*. 18, Bd. IV, pag. 267, Taf. 56, Fig. 5—7.
1881. J. Meneghini. L. II*c*. 42 sub insignis Schübl., pag. 56, Taf. 13, Fig. 2[1]).
1885. E. Haug. L. II*c*. 36, pag. 70.
1886. M. Vacek. L. II*c*. 73, pag. 97, Taf. 16, Fig. 9, 10.
1893. G. Bonarelli. L. II*c*. 9, pag. 41.
1894. E. Böse. L. II*c*. 7, pag. 764, Taf. 55, Fig. 1.
1899. G. Bonarelli. L. II*c*. 11, pag. 208.
1906. J. Knauer. Geolog. Monogr. des Herzogstand-Heimgartengebietes. Geogn. Jahrsh. 1905. München, pag. 88, Fig. 4.

Maße: Dm. 9 *cm*, H. d. l. W. 2·7 *cm*, Br. d. l. W. ?, Nw. 4·5 *cm* (Fußtal).

Dieses Exemplar weist 29 gleichmäßig verdickte, gebogene Rippenstiele auf, denen sich oft schon vom inneren Flankendrittel an ein bis zwei ebenso breite, nach vorn geschwungene Rippen einschalten. An dem wenig markanten Kiel stoßen sie ungeschwächt unter einem Winkel von 105 Grad zusammen. Die letzbesprochenen Exemplare waren alle, soweit sie der Sammlung angehörten, als *Hammatoceras Reussi v. Hau.* bestimmt, mit dem sie nicht verglichen werden können, da Hauers treffliche Diagnose (L. II*c*. 34, pag. 59, Taf. 20, Fig. 1—3) ausdrücklich einen breiten, sanft gerundeten, von einer flachen Einsenkung unterbrochenen Rücken als wichtig für diese Art hervorhebt; auch in Nabelweite und Querschnitt ergeben sich weitgehende Unterschiede.

Können die besprochenen Exemplare auch nicht mit voller Sicherheit als *gonionotum* bestimmt werden, so ist doch die nahe Verwandtschaft mit dieser charakteristischen Leitform des unteren Doggers unverkennbar.

Erycites sp. aff. fallax Ben.

1866. E. W. Benecke. L. II*a*. 3, pag. 171, Taf. 6, Fig. 1—3.
1874. E. Dumortier. L. II*c*. 18. Bd. IV, pag. 264, Taf. 55.
1881. J. Meneghini. L. II*c*. 42 sub Reussi v. Hau., pag. 62, Taf. 15.
1881. M. Neumayr. Über Lias im südöstlichen Tirol und Venetien. N. Jahrb. f. Min., pag. 218.
1885. E. Haug. L. II*c*. 36, pag. 70.
1886. M. Vacek. L. II*c*. 73, pag. 93, Taf. 15.
1899. G. Bonarelli. L. II*c*. 11, pag. 211.
1904. G. Prinz. L. II*c*. 57, pag. 89.

Zwei unvollständig erhaltene Exemplare von der Kammerker liegen vor, von denen das kleinere den charakteristisch breiten, nieder-

[1]) Nach Prinz l. c. pag. 70 = *Hammatoceras sub insigne Opp. mut. postulosa Qu.*

gedrückten Querschnitt der Innenwindung, das größere den entsprechend hoch elliptischen älterer Windungen aufweist. Auch die engstehenden, gleichmäßigen, unter stumpfem Winkel am Kiel zusammenstoßenden Rippen sprechen für die Zugehörigkeit zu dieser charakteristischen Form des unteren Doggers.

Grammoceras Gruppe des *aalense Ziet.*

Häufig finden sich im mittleren Fußtal und an der Kammerker (M. Sammlung) kleine Formen, die aufs beste mit den *Grammoceras aalense Meneghinis* (L. II *c.* 42), Fig. 1, 2, Taf. 11 übereinstimmen, die Bonarelli wohl nicht zu Recht als *Harpoceras fluitans Dum.* bestimmte. Ziemlich breiter Rücken und nur zur Hälfte gebündelte Rippen charakterisieren diese wohl mehr mediterrane Varietät, die ich auch unter den Exemplaren Böses aus den Fleckenmergeln vom Heuberg (L. II *c.* 7, pag. 766) wiedererkennen konnte.

Bemerkung.

Dumortieria Dumortieri Thioll. und *Meneghinii Zittel* (*Haug*), dann *Hildoceras bifrons Brug. var. angustisiphonata Buckm.* (*Prinz*), *Grammoceras fluitans Dum.* geben, da sie mit den beigezogenen Arten gut übereinstimmen, zu weiterer Erörterung keinen Anlaß. Dagegen konnten in der Sammlung des Oberbergamtes[1]) die von Gümbel mehrfach zitierten Formen wie *Lytoceras sp. aff. torulosum Schübl.* und *Leioceras sp. aff. opalinum Rein.* leider nicht mehr aufgefunden werden.

V. Oberer Jura.

I. Radiolarit.

Intensiv blutrote, seltener grünliche, jaspisartige Kieselbänke von splittrigem Bruch und guter Schichtung wechseln mit dichten, braunroten oder grünlichgrauen kiesel- und tonreichen Mergeln ab. Die Mächtigkeit der Gesteine schwankt zwischen 10 und 25 *m* und steigt stets mit Zunahme der grünlichgrauen, kalkreicheren Mergel.

Unter dem Mikroskop ist äußerst feinkörniger, fast homogener Schlick ganz erfüllt von kleinen kugeligen Kristallkörperchen, die auf Radiolarien zurückzuführen sind. In den tonreicheren Lagen ist allerdings die ursprüngliche Ornamentierung derselben nur selten mehr einigermaßen deutlich zu erkennen[2]), dagegen enthält der Jaspis prächtige Gitterkugeln von Spumellarien.

Der mikroskopische Befund wie der petrographische Charakter weist somit diese Gesteine den Radiolariten, fossilen Äquivalenten des Radiolarenschlicks, zu, der heute vorwiegend in Tiefen von 3000 bis 7000 *m* zur Ablagerung kommt. Wir dürfen deshalb diese

[1]) Die ich mit gefälliger Erlaubnis des Herrn Oberbergrats v. Ammon einer Durchsicht unterzog.

[2]) Ganz ähnliche Erhaltungszustände erwähnte in jüngster Zeit O. Wilckens aus dem rheinischen Schiefergebirge. (Radiolarit im Kulm der Ottendorn-Elsper-Doppelmulde. D. g. Ges. Monatsber. 1908, pag 354.)

Radiolarite ebenfalls mit einiger Sicherheit als küstenferne Tiefseeabsätze betrachten.

Die normale Unterlage der Radiolarite bilden liassische Ablagerungen heterogener Fazies und verschiedenen Alters. Während da, wo im oberen Lias Adneter Schichten sedimentiert wurden und erhalten blieben, diese, wie besonders schön am Hochgimpling und Mösererbach zu beobachten ist (vergleiche auch Textfigur 8), völlig konkordant von den Radiolariten überlagert werden, liegen an vielen Stellen, vorzüglich im mittleren Fußtal und bei Vordergföll gut aufgeschlossen, diese letzteren direkt auf bunten Ammonitenkalken, bald auf Brekzien des mittleren Lias. (Vergleiche Textfigur 7, 9, 10.) Nirgends konnte dabei eine deutliche Diskordanz wahrgenommen werden. Auf ältere als mittelliassische Ablagerungen scheinen die Radiolarite innerhalb unseres Muldengebietes nicht überzugreifen.

Überlagert werden die Radiolarite stets von Oberalmer Kieselkalken tithonischen Alters, mit denen sie durch eine Übergangszone grauer mergeliger Gesteine verknüpft sind.

An organischen Resten fanden sich außer Radiolarien nur an wenigen Stellen vereinzelt Aptychen, von denen einer, der mit *A. lamellosus Park.* zu vergleichen ist, an der Basis der Radiolarite unmittelbar über mittelliassischen Cephalopodenkalken im hinteren Fußtal gesammelt, vielleicht für die Altersdeutung der Schichten wichtig erscheinen könnte. Doch ist das Vorkommen zu vereinzelt, um eine Zuteilung der Radiolarite zu bestimmten Horizonten zu rechtfertigen.

Ihre Verbreitung dehnt sich gleichmäßig über das gesamte Muldengebiet aus; nur am Südrand der Lofereralp fehlen sie, aber vermutlich aus tektonischen Gründen, zwischen Lias und Tithon.

2. Tithon.

Hellgraue Aptychenkalke (Oberalmer Schichten).

Hellgraue, stets dünngebankte, wechselnd tonärmere und -reichere Kalke mit schwärzlichgrauen Lagen und Streifen von Hornsteinen erinnern in allen Zügen an die bekannten Schichten von Oberalm. Gegen das Hangende nimmt der Tongehalt langsam zu, während die Hornsteine zurücktreten, so daß ein ganz allmählicher Übergang zum Neokom vorhanden ist. Der stets ausgezeichnet dünnplattige Charakter, ebene Schichtflächen und die lagenweise Anordnung der Hornsteine schützt vor Verwechslung mit den Kieselknollenkalken des Lias. Nur an ganz wenig Stellen, so besonders im hintersten Teil der Lofereralp, gegen Url- und Lachfeldkopf zu, nimmt der Kalk körniges Gefüge an, zeigt unregelmäßigere, scharfkantige Kieselausscheidungen und erweist sich auch teilweise aus Krinoidenresten zusammengesetzt; das hier nicht seltene Vorkommen von Aptychen bewahrt vor naheliegenden Irrtümern.

Unter dem Mikroskop zeigen die letzterwähnten Kalke ein grobes Haufwerk rundlicher Kalkpartien und reichlicher Krinoidenreste, die zum Teil noch ganz ausgezeichnet ihre Maschenstruktur erhalten haben; daneben liegen Milioliden und Textulariden eingebettet.

Ein aus dem basalen Teil der Oberalmer Schichten entnommenes Gestein besteht dagegen im Dünnschliff aus feinen homogenen Schlammteilchen, in welchen umkristallisierte Radiolarien verstreut sind.

Von größeren organischen Resten sammelte ich:

Algenreste (*Phycopsis?*), Schwarzberg
Wurmspuren, Ödenbachmündung
Eugeniacrinus-Glieder, *Phyllocrinus*-Kelche, Lofereralp
Aptychus Beyrichi Opp., Kammerkerkogel und Plaike
gracilicostatus Gieb., Unkenbach, Scheibelberg
cf. laevis H. v. M., Scheibelberg
cf. lamellosus Park, Unterer Weißbach
cf. protensus Gümb., Unterer Weißbach
punctatus Voltz, Unterer Weißbach, Kammerkerkogel
Lytoceras cf. quadrisulcatum d'Orb., Lofereralp
Perisphinctes cf. transitorius Opp., Lofereralp
„ *sp.*, Kammerkerkogel
Belemnites sp., Ganis
Belemnopsis hastata Blv., Plaike.

Nach diesen Versteinerungen müssen die Oberalmer Schichten als tithonisch bezeichnet werden. Sie lagern innerhalb der breiten Muldenzone stets in großer Gleichmäßigkeit verbreitet überall auf den älteren Radiolariten auf, fehlen dagegen dem östlichen Gebietsstreif, soweit er südlich des Unkenbachs zur Kartierung kam, vollständig.

Die Mächtigkeit der Ablagerung läßt sich wegen der vielen großen und kleinen Störungen, die überall gehäuft die Schichten durchsetzen, sehr schwer bestimmen; sie dürfte sich jedoch im Durchschnitt auf 250 bis 350 *m* belaufen.

Diese Oberalmer Schichten sind wegen ihrer dünnen Bankung und des raschen Wechsels tonarmer und tonreicher Lagen, welch letztere oft nur dünne Häutchen auf den Schichtflächen der ersteren bilden, häufig in viel stärkerem Maße wie die anderen Sedimente der Gruppe dem Faltungsdrucke unterlegen, so daß zahllose, kleine und kleinste Mulden und Sättelchen sowie Verquetschungszonen zu beobachten sind, am schönsten vielleicht im Mittellauf des Unkenbachs. Die wechselnde Druckfestigkeit des Gesteins, die große Gleitfähigkeit auf wasserbespülten Schichtflächen wird Anlaß zu Zertrümmerung und Bergschlipfbildung; die Schichten bergen so eine stete Gefahr für Kultur- und Waldboden in sich. Erst in der Mitte des vorigen Jahrhunderts entstand durch einen großen Abrutsch an den Gföllerhängen die Plaike — ein wüstes, ständig in Bewegung befindliches Trümmerfeld an Stelle eines wertvollen Laubwaldes und ähnliche Katastrophen an den Unkenbachufern können nur durch sinngemäße Forstpflege, vor allem vorsichtigste Ausholzung älterer Schläge hintangehalten werden.

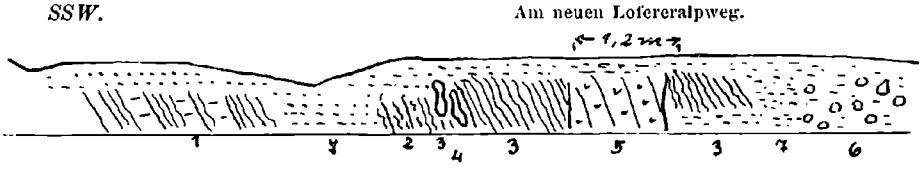
Anhang.

3. Bunte Kieselkalke und Kalkmergel zweifelhafter Stellung des Ostgebiets.

An verschiedenen, voneinander getrennten, stets tektonisch sehr zerrütteten Stellen des Ostgebietes tauchen heterogene Gesteine auf, deren stratigraphische Einordnung mangels irgend bezeichnender Fossilien leider nicht gelungen ist.

Am häufigsten (Langenmoos, Sattel westlich Vokenberg, Loderbichlgut, Postalp) sind fleisch- oder braunrote, schwarze und grüngraue Kieselbänke, die im Verein mit spärlicher vorkommenden rotbraunen, wenig mergeligen Kieselkalken oft recht an die Radiolarite der Mulde erinnern. Unter dem Mikroskop erscheinen jedoch wirr verfilzte Massen von Spongiennadeln (Mon- und Triasxone) mit mazerierten Kanälchen.

Fig. 12.



1 Schmutzig grüngraue Neokommergel mit festeren, brekziösen Kalken in Wechsellagerung. — 2 Braune, stark verwitterte Brekzie. — 3 Schwarze Mergel. — 4 Verquetschte und zertrümmerte rote, krinoidenreiche Kalke. — 5 Rotbraune und grüne Kieselkalke und Hornsteinbänke. — 6 Moräne des Saalachgletschers. — 7 Gehängebedeckung.

Könnten diese Lagen noch mit Wahrscheinlichkeit als oberer Jura bezeichnet werden, so sehen mit jenen verknüpfte, algenfleckige, graue Kieselkalke (ebenfalls reich an Spongiennadeln) und Mergel, die am nordwestlichen Ausgang des Langenmooses, an der Schlucht, die gegen das südöstliche Ende des letzteren am Vokenbergrand herabzieht, im unteren Wirmbach und an der Postalp gleichartig zu finden sind, viel mehr liassischen Gebilden ähnlich (Spongien- und Fleckenkalke der bayrischen Voralpen). Es ist jedoch keineswegs ausgeschlossen, daß eine fazielle Differenzierung des obersten Neokoms vorliegt, zumal da diese Gesteine das höhere Neokom an manchen Stellen zu überlagern scheinen.

Daneben sind nun auch wirklich Fetzen von Lias eingepreßt; denn sowohl in dem neugeschaffenen Aufschluß am Lofereralpweg unter dem Loderbichlgut wie am Wirmbach auf 690 *m* tauchen zwischen schwarzen Mergeln, die ich zum Neokom rechnen möchte, und Gesteinen der obenbeschriebenen Beschaffenheit rötliche, zertrümmerte und wieder kalzitverkittete Krinoidenkalke auf, die ursprünglich vollkommen mit dem Mauracher Hierlatzkalk übereinstimmend sein mußten. Um die äußerst verwickelten Verhältnisse etwas verständlicher zu machen, füge ich in Fig. 12 eine Profilskizze vom Lofereralpweg, wie ich sie während des Wegbaues im Herbst 1909 aufnehmen konnte, bei.

Wenige Meter unterhalb der Profilstelle fand ich am alten Weg von oben nach unten eine Serie von Hierlatzblöcken, schwarzen Mergeln, roten kalzitreichen Mergelschiefern, grüngrauen Kalkmergeln, grünlichen und rötlichen Hornsteinkalken in Wechsellagerung mit roten und grauen Mergeln. Der untere Teil dieser wenig mächtigen Reihe erinnert wieder so außerordentlich an oberjurassische Schichten, daß ich hier lange, allerdings vergeblich nach Aptychen suchte.

Es bleibt somit einerseits die Möglichkeit bestehen, daß diese Gesteine eine heteropische Vertretung des oberen Jura darstellen; anderseits würde diese Annahme zu neuer Komplizierung in der Deutung der Lagerungsverhältnisse am Langenmoos führen. Jedenfalls ist soviel nach dem petrographischen Charakter und den Vorkommen als gesichert zu betrachten, daß es sich um höchstens liassische, wahrscheinlich jüngere Sedimente des basalen, bayrischen Gebirges handelt, deren einzelne Unterscheidung erst nach Kartierung der östlicher gelegenen Nachbargebiete (Hirschbichl) vielleicht ermöglicht wird.

VI. Ältere Kreide (Neokom zum Teil).

Grünlichgraue, dünnschiefrige Mergel setzen im zentralen Muldengebiet in äußerster Gleichförmigkeit ein Schichtpaket von über 400 *m* Dicke zusammen. Der Übergang zu den liegenden Oberalmer Schichten ist ein ganz allmählicher, indem der Tongehalt und damit die Dünnschichtigkeit abnimmt; nur einzelne rötliche Lagen in den Bachrissen der Lofereralp, die ganz ebenso im Lahntalgraben wiederkehren, heben sich etwas auffälliger an der Basis des Neokoms heraus. Recht heterogen sind dagegen die hangenden Schichten besonders im östlicheren Gebiet entwickelt, die in ihrem Verhältnis zum unterlagernden Mergel am deutlichsten in den Gehängen des Schwarzecks wie am unteren Unkenbach unterhalb des Jägerhauses zu beobachten sind.

Zwischen die obersten Mergel schiebt sich am Schwarzeck erst lagenweise ein harter, blaugrauer, doch bräunlich verwitternder, kieseliger Kalk in dünnen Bänken ein. Diese schwellen nach oben rasch an, führen erst vereinzelte Brocken fremder Gesteine, werden dann zu groben Brekzien, die nicht selten vollkommen ortsfremde Geschiebe eingeschlossen halten. Unter diesen sind chloritige Schiefer und an Adinole erinnernde rote, grüne und schwarze, dichte Gerölle häufig; Gesteine von zentralalpinem Habitus fehlen.

Am Unkenbach ist das Profil ähnlich, doch wird die Serie nach oben merklich kalkreicher und auch sandige Lagen mit Pflanzenresten sind den Mergeln und Kalken eingelagert. Mitten in den letzteren sind einzelne Gerölle oder scharfkantige Bruchstücke von Hornsteinen usf. verstreut, eine mächtigere Konglomeratlage ist jedoch nicht entwickelt; ihre Stelle vertritt ein heller, plattiger, grobkörniger Kieselkalk, der seitlich rasch in wenig mächtige rötliche Mergel übergeht, die ebenfalls häufig mit kleinen Geschieben gespickt sind. Die Mächtigkeit der letzterwähnten Sedimente beträgt am Schwarzeck etwas über 20 *m*, am Unkenbach unter der Triasdecke gegen 30 *m*.

Auf den östlichen Gebietsstreifen südlich des Unkenbachs beschränkt sind schwarze und graue, weiche Mergelschiefer, die einen kleinen Aptychen (Lofereralpweg[1]) und eine *Leptoceras* ähnliche Form (Hammersbach) lieferten. Sie scheinen ebenfalls den oberen Horizonten anzugehören. Endlich können sich kieselreiche graue Fleckenkalke, die öfters den Mergeln eingeschaltet sind, manchmal örtlich recht erheblich anreichern (hinter dem Unkener Kalvarienberg, östlich des Friedersbachs); ihnen entstammt ein *Desmoceras*, den ich nördlich des Brandnergutes sammelte.

Von Versteinerungen sind nur Aptychen häufig zu nennen, Cephalopoden finden sich an wenigen Stellen in größerer Anzahl beisammen, sonst äußerst selten. Unter dem mitgebrachten Material bestimmte ich:

Phyllocrinus-Kelch, unterer Lahntalgraben (vielleicht noch Tithon)
Inoceramus sp., Weißbach
Aptychus sp., aus den groben Brekzien des Schwarzeckgrabens
„ *angulicostatus Pict. et de Loriol*, Lofereralpweg
„ *Didayi Coq.*, Schwarzeck
„ *cf. Herthae Wkl.*, Weißbach
„ *Mortiletti Pict. et de Loriol*, Lahntalgraben
„ *noricus Wkl.*, Schwarzeck, Weißbach
„ *Seranonis Coq.*, Schwarzeck, Weißbach
Lytoceras cf. Phestus Math., Unkenbach
„ *subfimbriatum d'Orb*, Weißbach
Haploceras? sp., Unkenbach
Desmoceras sp., nördlich vom Brandnergut
Hoplites neocomiensis d'Orb., Weißbach (hier häufig)
„ *pexiptychus Uhlig*, Weißbach und Gföllermähder
„ *cf. pronecostatus Felix* (= *Leonhardti Kilian*), Unkenbach
Pulchellia? sp., Unkenbach
Leptoceras? sp., Hammersbach
Belemnites sp., Unkenbach
Ein Proostracum, Weißbach.

Eine Horizontierung und Bestimmung der Hangendgrenze der Ablagerungen ist äußerst schwierig. Die Kontinuität der Sedimentation sichert das Berriasien, die aufgefundenen Fossilien sind für Valanginien und Hauterivien leitend, die kleine *Leptoceras*-Form würde vielleicht auch noch Barrémien andeuten; ob jedoch die litoralen Ablagerungen in den obersten Partien, die außer Milioliden, Lageniden, Textulariden und Rotaliden nur einmal einen unbestimmbaren *Aptychus* (wohl sekundär eingeschwemmt) lieferten, noch ganz dem Neokom angehören, oder ob sie, wofür die große Ähnlichkeit der Brekzien mit ebensolchen aus der Urschlau, dem Inntal, sprechen würde, schon der mittleren Kreide (Zenoman) zuzuweisen sind, ist bis jetzt nicht zu entscheiden. Die große Mächtigkeit des Neokoms macht zwar die letztere Annahme nicht unwahrscheinlich, sie ist aber

[1]) Nach gütiger Mitteilung von Prof. A. Rothpletz.

infolge der Unmöglichkeit, tektonische Störungen innerhalb des Neokoms weiter zu verfolgen, nirgends einwandfrei zu bestimmen. Dagegen scheint mir der Umstand, daß die Verbreitung dieser Flachseesedimente auf neokome Ablagerungen als Liegendes beschränkt ist, auf die Zugehörigkeit zur älteren Kreide hinzudeuten, wenn man sich, wie es kaum anders geschehen kann, diese Absätze in einem in raschem Rückzug befindlichen Meere sedimentiert denkt. Denn das zenomane Meer tritt in der Nachbarschaft stets deutlich in übergreifender Lagerung auf.

Das Neokom nimmt als jüngstes Schichtglied die höheren Teile der Mulde ein, es bedeckt jedoch auch östlich des Gföllhörndls noch erhebliche Strecken des zur Saalach abfallenden Gehänges und zieht in einem schmalen Graben östlich des Grubhörndls hinunter zum Strubbach, um jenseits am Kirchentaler Wechsel wieder unter der Trias aufzutauchen; es erfüllt endlich größtenteils den Unkener Kessel bis zum Westrand des Achbergs, unter dem es vermutlich noch weit nach Osten fortsetzt.

Äußerst charakteristisch für das Neokom sind Oberflächenform und Vegetationsdecke. Weiche, runde Linien, langgestreckte Höhenzüge stehen in augenfälligem Konstrast zu den jäh aufstrebenden, schroffwandigen Bergen der Berchtesgadner Trias. Fruchtbare Mähder und saftige Almböden verdanken diesen leicht verwitternden, quellenreichen Ablagerungen ihre Entstehung. Vom Friedersbach steigt man längs der Unkenbergmahder 800 *m* hoch bis zum Schwarzeck fast nur über Wiesenboden empor.

VII. Diluvium.

Wenn auch keiner jener mächtigsten zentralalpinen Eisströme, wie Inn- oder Salzachgletscher, das Gebiet durchzog, so waren doch zwei von zentralalpinem Eis gespeiste Nebengletscher — der Saalach und der Großache — von nicht zu unterschätzender Bedeutung für unsere Gegend.

Der vom Unterpinzgau über Saalfelden vorstoßende Saalachgletscher hielt sich im wesentlichen an den breiten Talzug des heutigen Flusses bis gegen Reit, wo ihn die starke Verengung der alten Flußrinne zu einer Verteilung seiner Eismassen zwang. Ein Arm glitt zwischen Achberg und Reiteralm gegen Jettenberg hinaus, ein anderer schob sich je nach Eishöhe, die im Durchschnitt hier wohl 1200 *m* [1]) betragen haben mag, über und zwischen die sperrenden Felsriegel des Voken-, Lieders- und Prechlersbergs hinweg und ergoß sich in das weite Unkener Becken, um abermals sich zu zergliedern. Über den niedrigen Gföller Riegel bahnte ein westlicher Strom ins Unkener Heutal und durchs Fischbachtal gegen Ruhpolding sich den Weg, während ein östlicher den Unkener Einbruchskessel selbst durchpflügte und über den Mellecker Sattel gegen Schneizelreit sich vorschob. Gerade an der Grenze unseres Gebiets spaltete sich noch

[1]) Vergleiche auch E. Brückner (Die Vergletscherung des Salzachgebiets. Wien 1886), pag. 18, 19 usf.

ein kleinerer Seitenast nach Nordwest zu ab, der über die niedrigen Ausläufer des Hochgsengs ins Steinbachtal überquoll und so rascher gegen das Becken von Inzell abfloß.

In Zeiten maximaler Eishöhe bildete freilich auch der weichschichtige Rücken der Hornwiesmähder keinen genügenden Widerstand, um nicht zentralalpines Eis über das Weißbachtal direkt zum Unkener Heutal hinweggleiten zu lassen. Vereinzelte Geschiebe im Hintergrund des Weißbachtals und an der Tälernalp auf 1300 *m* gehen wohl ebenso auf solche Hochstandsmaxima zurück wie äußerst spärliche Sendlinge zentralalpiner Herkunft im Fußtale, die vielleicht über die schmale Kammkerbe des Waidringer Nieder (1499 *m*) einstens herüberwanderten.

Zweierlei Art sind die Überbleibsel dieser Vergletscherung: glaziales Material und glaziale Formgebung.

Die Moränen des Saalachgletschers sind nicht allzu mächtig, aber doch von größter Bedeutung für menschliche Kultur und Besiedlung. Das nicht zu fette, reichlich mit verschiedenartigen (etwa zu einem Viertel) zentralalpinen Geschieben gespickte Stratum überkleidet mit fruchtbarer Decke die Hänge von Faistau und Maurach bis hinauf zum Loderbichlgut, schafft allein an den dürren Dolomitrücken der Voken- und Tälernalp die Gelegenheit zu etwas üppigerem Pflanzenwuchs und so die Existenzbedingnis für ausgedehntere Almwirtschaftung. Eine Moränenlage ist es, die in den engen Furchen südlich Liedersberg und Pfannhauswand inmitten der unwirtlich schroffen Dachsteinkalkwände sogar noch Ackerbau erlaubt und gleicher Ursache verdanken die schönen, bis zu 1000 *m* emporsteigenden Bauerngüter am Unken- und Gföllerberg ihre Entstehung.

Auch die glaziale Formung des Landschaftsbildes ist nirgends zu verkennen. So weiche, leichtgerundete Verebnungen und sanft geböschte Hänge, wie sie am Loderbichlhof so gut wie am Unkenberge herrschen, kann in solch heterogenem Material bei einigermaßen tiefer Erosionsbasis nie fluviatile, nur glaziale Gestaltungskraft schaffen.

Das Saalachtal ist auf der ganzen Strecke von Lofer bis nach Melleck um mindestens 100 *m* übertieft; fast alle Seitenbäche haben starke Gefällsknicke, mußten sich Klammen und Schluchten einsägen, um dem Haupttal ihre Wasser zuführen zu können (so vor allem Wirmbach, Klauslbach, Schoberweißbach), während die Nebenrinnen, die selbst ganz oder zum Teil von Eisarmen benützt wurden, dieser Gefällssprünge entbehren (Unterlauf des Unkenbachs und Steinbachs). Stützt vielleicht gerade diese Beobachtung die Ansicht, daß diese Übertiefung einiger unserer Täler vornehmlich glazialer Auskolkung zuzurechnen ist, so liegen in den Hochrinnen zwischen Vokenberg, Liedersberg und Prechlersberg mit ihren fast ebenen Böden und jäh aufsteigenden Begrenzungswänden, Tälern, zu denen man allerseits erst mehrere 100 *m* steil und mühsam aufsteigen muß, bei welchen weder aquatische noch tektonische Kräfte reliefschaffend wirkten, die reinsten, unverfälschtesten Zeugen glazialer Tätigkeit und Linienführung vor.

Der Großachengletscher durchzog nicht selbst das Gebiet, sondern schickte von Erpfendorf einen Seitenarm herbei, der bei

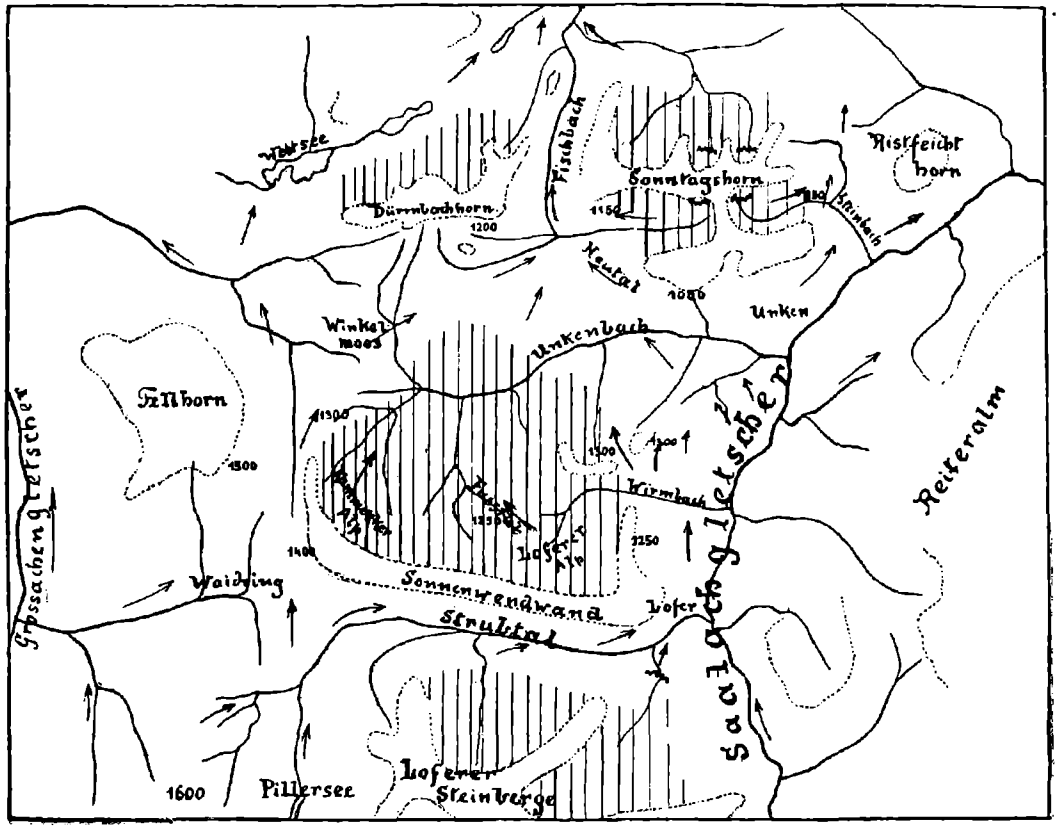


Fig. 13.

Skizze
der
Vergletscherung.

Maßstab: 1:160.000.

Zeichenerklärung:

|| Gebiete mit kalkalpiner Vereisung.

↑ Richtung der Eisbewegung.

~~ Jugendliche Endmoränen.

Die Zahlen geben Maximalhöhen von kristallinen Geschieben an.

Waidring mit den über die Pillerseefurche kommenden, den Kitzbühleralpen entstammten Eismassen sich vereinigte. Die geringe Beteiligung zentralalpinen Eises gibt sich schon deutlich in der Beschaffenheit der Moränen bei Waidring zu erkennen; Chloritschiefer und Phyllite walten vor, reichlich mitgeführte Trümmer des Hochfilzner Buntsandsteins geben häufig der ganzen Moräne eine rötliche Färbung. Nur spärliche Gneis- und Granitblöcke fand ich an der Steingaßkapelle und am Durchkaser, die beweisen, daß doch auch zentralalpines Eis über die Senke zwischen Fellhorn und Kammerkerkogel nach Norden floß. Die geringe Moränenbedeckung in dieser Eintiefung könnte den Glauben erwecken, als wenn die Hauptmasse des Eises einen Ausweg nach Ost über den Strubpaß zum Saalachgletscher gefunden hätte. Tatsächlich erscheinen auch in den schroffen südlichen Abstürzen des Lachfeldkopfs auf 950—1000 *m* und bei 1180 *m* zwei auffällige Verebnungen, die nur durch die abschleifende Kraft des Eises zustande gekommen sein können.

Aber die Rückstauung des viel mächtigeren Saalachgletschers dürfte zu erheblich gewesen sein, um ein Abfließen der Großachen-Pillerseearme nach Ost möglich erscheinen zu lassen. Dagegen könnte die Anhäufung der Moräne bei Waidring darauf zurückzuführen sein, daß bei dem Anprall der von Süd und Südwest herandrängenden Eismassen an den sperrenden Höhenzug im Norden große Eisdruckschwankungen eintraten, denen zufolge die Schmelztemperatur des Eises lokal sich erniedrigen konnte, so daß bedeutende Mengen von Grundmoräne gewissermaßen ausgefällt wurden und das erleichterte Eis geschiebeärmer über die durchschnittlich 1400 *m* hohe Kammsenke hinwegsetzte. Der Weg dieses Gletschers, an der Hand zentralalpiner Streulinge verfolgt, blieb auch dann noch nicht einheitlich, indem ein vielleicht größerer Teil des Eises die Einmuldung von Winkelmoos benützte, um gegen das Unkener Heutal abzufließen, während der andere gegen den Weitsee hinaus sich ergoß. Die verhältnismäßig große Häufigkeit von fremden Geschieben im obersten Fischbachtal, wie die weichlinige Formenverebnung in der Umgebung des Winkelmooses bezeugt wohl die nicht gering zu veranschlagende Bedeutung des erstgenannten Gletscherarms.

Die eigenartige Verteilung der Höhenzüge unseres Gebietes begünstigte eine nicht unerhebliche Eigenvergletscherung[1]) desselben. Von der Steinplatte bei Waidring bis zum Lerchkogel bei Lofer sinkt die Höhe des Kammes, der fremden Eismassen den Durchzug versperrte, nicht unter 1500 *m* herab; an den Rändern der Gruppe flossen im wesentlichen Süd-Nord gerichtete Eisströme; vom Scheibelberg bis zur Lofereralp stand ein breites Becken mit nordöstlicher Exposition zur Verfügung. Alles das mußte zusammenwirken, um bei der nicht unbeträchtlichen Erhebung des Firnbeckens über die glaziale Schneegrenze eine Eisansammlung zu schaffen, deren Zungen, gegen das Unkener Heutal gerichtet, mit den vorerwähnten Durchzugsgletschern sich vereinigen konnten. Diese Eigenvergletscherung

[1]) Schon E. Brückner (l. c. pag. 23) erwähnt Lokalgletscher an der Kammerker und Lofereralp.

hat wohl besonders wegen der durch die Saalach- und Großachengletscherarme verursachten Rückstauung, die vor allem in Zeiten des Hochstands zentralalpiner Vergletscherung recht beträchtlich gewesen sein muß, eine mächtige Moränenbestreuung hinterlassen, die heute noch mindestens ein Viertel des ganzen inneren Muldengebietes bedeckt und im hinteren Weißbachtal wie an der Scheibelbergostseite eine Mächtigkeit von 40 *m* erreicht. Das Äußere dieser Moränen ist recht charakteristisch: in einer fetten, graublauen oder rötlichen Lehmschicht, die von zermalmten Kössener und Adneter Schichten herrührt, stecken mehr oder minder reichlich schön gekritzte Geschiebe der härteren Gesteine des Gebietes wie tiefrote Radiolarite, hellrote Cephalopodenkalke, weiße Riffkalke, schwärzliche Rhätkalke, so daß in frischen Anschnitten ein eigenartiger Farbenkontrast entsteht. Ist auch diese Ablagerung nicht so reich an Nährsalzen wie die zentralalpine Moräne, so wird sie doch von prächtigen Nadelwäldern bestanden, die auch heute noch am Scheibelberg bis zum Rudersbach herab und den Schwarzberg und das Fußtal hinauf einen recht erheblichen Teil des großen Holzreichtums im Gebiete darstellen. Die wohl ausgeprägte Form der Firnmulde hat sich besonders gut im Rudersbachwald erhalten, vor allem in dem weiten rundhügeligen Becken der Lofereralp zwischen Grubhörndl, Urlkopf und Fußtal, wo ich im hintersten Teil auf 1520 *m* schon deutliche kalkalpine Moränenreste unter postglazialer Moorüberdeckung fand.

Alle die besprochenen Moränen der einzelnen Vergletscherungen wahren durchaus einheitlichen Charakter, so daß sie ohne Ausnahme der letzten großen Vereisung, dem Würmglaziale, zugerechnet werden müssen. Spuren eines Bühlstadiums wie ältere Vereisungsreste ermangeln dem ganzen Gebiete vollkommen.

Dagegen verdient ein andersgeartetes, allerdings schon stark zernagtes Relikt der Glazialzeit etwas eingehendere Erwähnung: die fluvioglazialen Schotter des Saalachtals.

Gegenüber der Unkener Kirche, da, wo das Sträßchen zum Friederwirt den Ort verläßt, ist ein teilweise künstlich geschaffener Aufschluß vorhanden, der in die Zusammensetzung der weitausgebreiteten, ebenen Fläche, auf welcher der Ort sich erhebt, einen Einblick gewährt. Wir sehen aus losen Sand- und Geröllagen, wie sie heute noch die Saalach absetzt, eine undeutlich geschichtete, kaum 2 *m* hohe Bank festerer Konsistenz heraustreten, die aus verkitteten, gut gerundeten, seltener undeutlich gekritzten Geschieben besteht. Diese sind zum Teil zentralalpinen Ursprungs. Hier könnte man allerdings noch der Meinung sein, daß es sich um eine zufälligerweise verfestigte Geröllage junger Saalachschotter handelt. Aber südlich des Falterbauerns sieht man Bruchstücke solcher verfestigten Nagelfluhe in verwaschener Moräne stecken und der kleine Bach westlich des Roßbrandkopfs hat auf 580 *m* (also gegen 15 *m* höher als das Niveau der Unkener Kirchenterrasse) eine vollkommen identische Nagelfluhe in einer 3 *m* hohen Wandstufe entblößt. Entscheidend für die Beurteilung dieser verkitteten Schotter sind wohl die zahlreichen Aufschlüsse, die das unregelmäßig wellige östliche Saalachufer von der Oberrainbrücke bis zum Mörtelbauer darbietet. Bis zu 600 *m*

steigt hier die überall gut verfestigte, unruhig schichtige Nagelfluhe empor, deren Bänke an mehreren Stellen wohl infolge Nachsinkens in weichen Untergrund recht wechselnde, oft beträchtliche Neigung besitzen; so maß ich auf 580 *m* östlich des Achnerbauern NNO-Fallen mit 35°. Das rechte Saalachufer war offenbar dem Angriff sowohl würmglazialer wie fluviatiler Zerstörungskraft bedeutend weniger ausgesetzt, so daß diese präwürmglazialen Gebilde hier viel besser und ausgedehnter erhalten blieben als am linken Ufer. An einigen Stellen östlich und südöstlich des Achnerbauerns lagert sogar nach meinen allerdings nur kursorischen Beobachtungen Würmmoräne mit eingeschlossenen Brocken der Nagelfluhe auf den Bänken der letzteren.

Daß es sich nicht um eine auf das Unkener Becken beschränkte Staubildung handelt, beweist nun das Vorkommen identischer Nagelfluhbänke 4 *km* flußaufwärts wenig unterhalb der Schoberweißbachklamm (auf zirka 640 *m*) und auch in der Nähe Oberweißbachs fand ich wieder abseits der Angriffsrichtung des Flusses ganz ähnliche verfestigte Schottermassen. Der Schluß liegt nahe, daß hier eine jener fluviatilen Talaufschüttungen des Riß-Würminterglaziales vorliegt, wie sie seit langem aus dem Inntale bekannt sind und in ihrer weiteren Verbreitung von O. Ampferer[1]) verfolgt und gewürdigt wurden.

Ob die schönen, scheinbar auch moränenbedeckten Terrassen, die von Erpfendorf bis nach Häusergasse westlich Waidring zusammenhängend heraufziehen, ähnlicher Entstehung sind, konnte leider nicht mehr in den Bereich dieser Untersuchungen einbezogen werden.

Eines Vorkommens fluvioglazialer Schotter, das von den eben behandelten getrennt zu halten ist, und welches ich auf 860 bis 900 *m* am südlichen Abhang der Pfannhauswand auffand, muß noch kurz Erwähnung getan werden. Etwa zu gleichen Teilen sind runde und eckige kalkalpine Gerölle und abgeschliffene, ortsfremde zu festen Bänken verkittet und schmiegen sich mit ziemlich erheblicher Bodenneigung den Dachsteinkalken der Pfannhauswand an. Es handelt sich offenbar um eine lokale Ablagerung von Schmelzwässern am Rande des sich zurückziehenden Saalachgletschers, die dank ihrer geschützten Lage sich erhalten konnte.

VIII. Alluvium.

Die Gletscher der Eiszeit mußten verschiedentlich anregend für alluviale Verlagerungskraft wirken. Hatten sie doch die bedeutenderen Talzüge zum großen Teil von älterem Schutt befreit, sich breite Betten geschaffen, die bald alte fluviatile Erosionsrinnen benützten, bald neue Verbindungswege herstellten, endlich besonders während ihres Rückzuges unregelmäßige Lagen, dünne Decken oder mächtige Massen von Moränen zurückgelassen, die durch die neuerwachte Stoßkraft von Bach und Fluß da zerstört, dort wieder abgelagert werden mußten.

[1]) Vergleiche u. a.: Glazial geologische Beobachtungen im unteren Inntal. Zeitschr. für Gletscherkunde, Bd. II, Heft 1, 1907. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Zeitschr. für Gletscherkunde, Bd. III, 1908 und Verh. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1908, Heft 4, pag. 87.

Dieser lebhaft bewegten Zeit der Reliefwandlung gehören in erster Linie die beträchtlichen Mengen von Schottern an, die heute dem Unkener Becken zu einer fast ebenen Verflächung verholfen haben.

Gewaltige Transportkraft barg die hoch angeschwollene Saalach der anbrechenden Postglazialzeit in sich, doch manche Hemmnisse galt es erst im Unterlauf zu überwinden, bis ein gleichmäßig geregelter Abfluß wieder gesichert war. Solchen Perioden der Aufstauung und Senkung der Flut verdanken die Unkener Terrassen ihre Entstehung, deren wechselvolle Geschichte in dem rasch geänderten Material derselben widerspiegelt.

Gelegentlich des neuen Straßenbaues ist vom Oberrainbühl bis zum Kniepaß ein vorzüglicher Einblick in diese Ablagerungen geschaffen worden; wirr geschichtete grobe Kiese und Schotterlagen wechseln mit feineren Schichten, auch eine bis zu 2 *m* dicke Mehlsandlage ist stellenweise eingeschaltet. Einzelne der Geschiebe, die ungefähr zu einem Dritteil ortsfremd sind, zeigen noch deutlich Spuren glazialer Verritzung, ein Beweis dafür, daß verschwemmte Moräne nicht unbedeutend zum Aufbau der Terrassen verwendet ist. Auch vereinzelte große Blöcke von Dachsteinkalk sind eingebettet.

Man kann in der Umgegend von Unken im wesentlichen zwei Terrassenkomplexe unterscheiden, deren oberer und zugleich älterer durchschnittlich 20 *m* über der heutigen Saalach liegt und die weiteste Verbreitung besitzt. Daß es sich bei dieser Altterrasse nicht um eine vollständige genetische Einheit handelt, beweist allein der etwas über 2% betragende Anstieg der Oberfläche gegen West in das Tal des Unkenbachs hinein, von wo also Überschüttungsmaterial hinzukam. Auch abgerutschte Moräne, Murgänge, Gehängeschutt und Bergstürze bewirken ein allmähliches Verfließen von Tal und Bord. Bei Niederland verliert sich diese ältere Terrasse ganz unmerklich zwischen den großen Blockanhäufungen südlich vom Pichlergut.

Der untere Terrassenkomplex zersplittert sich selbst wieder zu zahlreichen Einzelformen, die nirgends durchgehend zu verfolgen sind; besonders schön kann man das gegenseitige Eingreifen, Ab- und Anschwellen der Bänke hinter dem Forstamt Unkental beobachten, wo bis hinauf zum Ensmannhof nicht weniger als fünf mehr oder weniger scharf sich absetzende Kanten zu unterscheiden sind.

Ähnliche Aufschüttungen erfüllen mit Gehängetrümmern und Bergsturzmassen gemischt das Flußbett der Saalach oberhalb des Kniepasses bis gegen Lofer.

Von den Seitenbächen hat nur der Unkenbach gleichfalls bedeutende Schotter zwischen Schwarzberg und Aiblklamm abgelagert; sie mögen von örtlichen Aufstauungen herrühren, wie sie erst im vorigen Jahrhundert der Abriß der großen Plaike zwischen Vorder- und Hintergföll hervorgerufen haben muß.

Hat bei den vorerwähnten Absätzen glaziales Material eine nicht unbedeutende Rolle gespielt, so darf man bei der Häufigkeit und Großartigkeit postglazialer Bergstürze diese zum Teil wenigstens ebenfalls, wenn auch indirekt, auf Gletscherwirkung zurückführen.

Die mächtigen Eismassen wirkten infolge ihres gewaltigen Seitendrucks insofern erhaltend für ihre Felsborde, als sie, wenn

einmal glatte Bahn geschaffen war, im allgemeinen die Zerstücklung der Ränder und Loslösung abgesprengter Teile verhindern mußten. War aber dieser anpressende Druck verschwunden, der zusammenhaltende Eiskitt gelöst, so mußten große Massen der Schwerkraftwirkung unterliegen, um normale Böschungswinkel wieder herzustellen.

Solche Erwägungen scheinen mir vor allem für die ausgedehnte Blockbestreuung zutreffend zu sein, die zwischen Saalach und Grubhörndl weithin die Hänge bedeckt. Kann man doch hier nicht eine bestimmte Abbruchsstelle, eine Verschüttungsbahn unterscheiden, sondern die Ausbreitung des meist grobklotzigen Blockmaterials (einzelne bis zu 1500 m^3 Größe!) ist durchaus gleichmäßig, flächenhaft. Freilich mag auch die Neigung des wenig geschichteten Gesteins (vorwiegend Dachsteinkalk) zu Blockverwitterung wie das Vorhandensein einer verhältnismäßig schmächtigen Decke solcher Gesteine auf ganz anders geartetem Grundgebirge begünstigend für die Blockbildung gewirkt haben.

Mehr oder minder beträchtliche Blockanhäufungen säumen die Ränder der einzelnen, auch vorwiegend aus Dachsteinkalk des Reiteralmtyp bestehenden Kuppen des Voken-, Lieders- und Prechlersberges und der Pfannhauswand. Vielleicht schon hier, sicher aber am Südrand des Sodervokenberges und am Dietrichshorn ist diese Häufung von Bergsturzgebilden vornehmlich an die Existenz eines zurückwitternden Schubrandes mit harten über weiche Schichten begründet.

Der massige oberrhätische Riffkalk neigt ebenfalls sehr stark zu Blockwitterung und Bergsturzbildung. Gewaltige Massen dieses Gesteins ergossen sich vom Kuhsteinwald einerseits gegen das Unkener Heutal, anderseits südöstlich in mehreren Einzelbetten gegen das Saalachtal herab.

Auch am südlichen Muldenrand sind einige bedeutende Felsströme zu erwähnen, so im Bergermühl- und Grünwaldkasergraben wie östlich der Wemeteigenalp, bei der sie Moräne zu überdecken scheinen.

Vielleicht schon die Anhäufung von Dachsteinkalkblöcken bei Maurach, vor allem jene kurz vor der Steinbachmündung südlich des Prechlerberges dürfen als Blockbildung in situ, d. h. als normale Verwitterungserscheinung ehemals anstehender, massiger Gesteine gelten. Dahin gehören auch ohne Zweifel die mehr oder weniger noch zusammenhängenden Massen rhätischen Riffkalks an der Perchtalp.

Bedeutendere Mengen von Gehängeschutt finden sich nur im Osten des Gebietes, wo besonders die verschiedenen Dolomite zu einer intensiven Gehängevergrusung neigen. So sind am Sodervokenberg, nördlich des Tälernalprückens, gegen das Langenmoos herab erhebliche Strecken mit unfruchtbarem, wechselnd grob- und feinkörnigem Dolomitsand überkleidet. Unbeträchtlichere Mengen Gehängeschutts umsäumen den südlichen Sockel der Gruppe.

Lehmablagerungen sind nur im alten Saalachbett bei Lofer und Niederland in etwas erheblicherer Menge anzutreffen; ebenso befindet sich am Pfannhaus ein kleines Tonlager.

Dagegen nehmen Moor- und Torfbildungen auch heute noch in dem Gebiete gering gerechnet 60 *ha*, d. h. 0·6% der Gesamtfläche ein. Die bedeutendsten dieser Moore (Hochmoore) sind an der Lofereralp und vom Ostrücken des Scheibelberges über Winkelmoos bis ins Fischbachtal und zu den Hintergföller Mähdern anzutreffen.

Leider ist erst an der Lofereralp in jüngster Zeit mit allerdings viel zu oberflächlich betriebener systematischer Entwässerung begonnen worden. In der Umgegend von Winkelmoos könnten durch geeignete großzügige Anlagen noch viele Hektare Landes mindestens für rationellen Waldbau gewonnen werden. Die Wasseransammlungen sind hier durch eine dicke und fette Moränenlage begünstigt, die bis jetzt nur in ganz ungenügender Menge von Abflußrinnen durchfurcht wird. Stellenweise erreicht der Moorboden heute schon 2 *m* Mächtigkeit und die unzeitgemäße Art der Almwirtschaft, wie sie jetzt noch hier betrieben wird, begünstigt eher das Vordringen der Moorvegetation, als daß sie Kulturland gewinnen würde.

C. Würdigung der Faziesgebilde.

Fazielle Differenzierung wird hervorgerufen durch die Gesamtheit der geographischen Eigenschaften eines Ortes, deren wechselvolles Spiel in horizontaler Richtung verschiedenartige Ablagerung bedingt.

Der Satz von der Korrelation der Fazies betont den inneren Zusammenhang, den gesetzbeherrschten Rhythmus des Vorgangs.

Schichtreihen gleicher Fazies charakterisieren die Einheitlichkeit einer Provinz, deren Umfriedung die durch mehrere Horizonte verfolgbare, annähernd ortsstabil bleibende Randlinie isopischer Schichten liefert.

Im Gegensatz dazu schafft in horizontalem Sinn rasch wandernde Faziesgrenze Mischreihen von ungleichen Gesteinstypen, die nicht einer geographischen Einheit angehören.

Solcher Ausbildung müssen flächenhaft verbreiterte Provinzgrenzen zuneigen; pelagische Sedimenteinschaltung wird Ursache zu letzteren, litorale Ablagerung muß lineare Grenzbildung begünstigen.

E. Böse hat nach den nur auf paläontologischem Material begründeten und darum nicht in allen glücklichen Versuchen von Mojsisovics wohl zuerst mit gutem Gelingen die Methode vergleichend stratigraphischer Forschung auf die fazielle Differenzierung der nordalpinen Trias übertragen und allgemein gültige Formeln für bestimmte Sedimentationsbecken abzuleiten versucht. Naturgemäß mußte sein Streben vor allem darauf gerichtet sein, trennende Momente für seine Bezirksdiagnosen zu finden und vermittelnde in den Hintergrund treten zu lassen. So gipfelt seine Beweisführung in dem Satz[1]): „Die Faziesbezirke sind unendlich größer als die Übergangsbezirke, oder aber die Faziesbezirke werden durch Gebiete, in denen Triasablagerungen fehlen, getrennt.“ Die Mechanik der Grenzbildung blieb ununtersucht.

[1]) L. I. 4, pag. 783.

Der nordalpine Jura schien bis vor kurzem infolge seiner außerordentlichen Sedimentzersplitterung ganz ungeeignet für eine Zerteilung in bestimmte Ablagerungsbecken; er sollte vielmehr jenem eingangs erwähnten Mischreihentyp entsprechen.

Vor allem Wähner vertrat dabei wiederholt[1]) die Meinung, daß vom untersten Lias bis in den oberen Jura eine allgemeine Vertiefung des Beckens vor sich geht, daß[2]) „bunte Cephalopodenkalke, Adneter Schichten und Fleckenmergel als Absätze großer Meerestiefen und küstenferner Regionen" zu deuten sind; „auch für die Hierlatzkalke würde keine wesentlich verschiedene Entstehung vorauszusetzen sein".

Erst in allerjüngster Zeit hat E. Haug[3]) es versucht, auch die Fülle jurassischer Schichtentwicklung auf bestimmte Ablagerungsbecken zurückzuführen.

Prüfen wir nun unter solchen allgemeinen Gesichtspunkten das neugewonnene Material, welches die so horizont- und faziesreiche Stratigraphie unseres Gebietes liefert.

1. Trias.

Die **tiefere Trias** gehört innerhalb des kartierten Gebietes vollkommen dem Berchtesgadner Faziesbezirke an. Normale Werfener Schichten mit spärlichen Resten des Haselgebirgs, geringmächtige, dunkle Reichenhaller Dolomite an der Basis des Ramsaudolomits, der hier wie in den östlicheren Nachbargebieten als Fazies nicht als Horizont zu fassen ist, finden sich zwischen Unken- und Wirmbach als letzte Ausläufer Berchtesgadner Gesteine. Da die gleichalterigen Vorkommen am Rauschenberg, Jettenberger Kienberg, in der Reiteralp und Kalksteingruppe bis heute nur unvollständig bekannt geworden sind, ist über eine tieftriassische Abgrenzung von bayrischem und Berchtesgadner Bezirk kaum Neues festzustellen.

Schon wesentlich günstiger gestalten sich die Verhältnisse in der **karnischen** Stufe. Ihr konnten am südlichen Rand der Gruppe dunkle, bituminöse Dolomite in erheblicher Mächtigkeit zugerechnet werden, deren seitliche Verkeilung mit Raibler Schichten bayrischer Entwicklung in der Kalksteingruppe zur Beobachtung kam. Nicht zufällig ist es wohl, daß auch bei Unterjettenberg, in dem Kienberg-Rauschenbergzug (besonders mächtig am Zirmbergrücken), an der Zwieselalp (E. Böse L. I. 4, pag. 535) ähnliche altersgleiche Dolomite auftauchen, die offenkundig hinüberleiten zu der vorwiegend durch Dolomit gekennzeichneten Ausbildung Berchtesgadner Fazies.

Ist es in der Reiteralp und im Lattengebirge meist heller „Ramsau"dolomit, der durch spärliche, oft auskeilende Carditaoolithbänkchen gekennzeichnet, die Stufe ausmacht, so differenziert sich

---

[1]) L. I. 24, II*b*. 17.

[2]) L. I. 24, pag. 9, 12, 13.

[3]) L. I. 17. Vergleiche auch: Les géosynclinaux de la chaine des Alpes pendant les temps secondaires. Compt. rend. d. séances de l'Acad. des sciences, Paris, 14. Juni 1909.

der Dolomit in unserem Gebiet vornehmlich durch Hornsteinaufnahme und lichtbunter Färbung zu einer Schicht, die ebenso wie die gesamte tiefere Trias vollkommen auf die Deckschollen der Berchtesgadner Gesteine des Ostgebietes beschränkt ist. Ganz besonderes Interesse verdient dieser lichtbunte karnische Dolomit schon deswegen, weil er, wie am Unkener Kalvarienberg, am Roßbrandkopf, an zahlreichen Stellen des Unkenberges leicht und einwandfrei zu beobachten ist, seitlich in Hallstätter-Kalk karnischen Alters übergeht, dessen Alter durch Halobien fixiert ist (vgl. Textfigur 2).

Der rasche petrographische Wechsel bei letzterem, seine Fossilarmut und direkte Verkeilung mit ganz andersgearteten Sedimenten stimmt aufs beste mit der Tatsache überein, daß wir hier nahe der natürlichen westlichen Verbreitungsgrenze dieser bekannten Ablagerung stehen. Die Übereinstimmung einiger seiner Gesteinsausbildungen mit Berchtesgadner Vorkommnissen (Halobien- und Draxlehner Kalke) ist anderseits recht ins Auge fallend. Leider ist das Anstehen des durch Böse (L. I. 4, pag. 532) bekanntgewordenen Halobienkalks am Hochmais (Lattengebirge), das als ortsvermittelnd gelten könnte, nach gütiger Mitteilung von Herrn Cl. Lebling an zitierter Stelle als vollkommen unwahrscheinlich zu betrachten, dagegen kommt derselbe in der Nähe Schneizlreits tatsächlich vor.

In der karnischen Stufe scheitert zwar der Versuch, eine normale Grenze zwischen beiden Faziesbezirken festzulegen, an der Tatsache, daß in unserer Gegend die altersgleichen Entwicklungen nur zum kleineren Teil in ungestörtem Kontakt zu finden sind. Doch sind deswegen die Übergangsgebilde von Raibler Mergelschichten zu Dolomit, von Dolomit zu Hallstätter Kalk nicht weniger bemerkenswert.

Viel verwickelter, aber resultatreich gestaltet sich die Untersuchung **norischer** Ablagerungen unseres Gebietes. Können wir ja, wie in dem stratigraphischen Abschnitt schon zur Darstellung kam, sowohl im Nordosten wie im Südwesten der Gruppe Schritt für Schritt den Übergang von der Hauptdolomit-Plattenkalkfazies des bayrischen Bezirks in die Dachsteinkalkfazies des Ostens verfolgen. Dieser Übergang ist einmal in dem wechselnden Chemismus der Sedimente begründet, indem durch lagenweises Einschalten und Anschwellen rein kalkiger Partien nach dem Verbreitungsgebiet des Dachsteinkalks hin ganz langsam der Dolomit bis zu fast völligem Verschwinden zurückgedrängt wird. Genetisch kommt der Gesteinswechsel darin zum Ausdruck, daß an Stelle von vorwiegend chemisch-mechanischer Sedimentation eine solche von rein organogener Abkunft tritt.

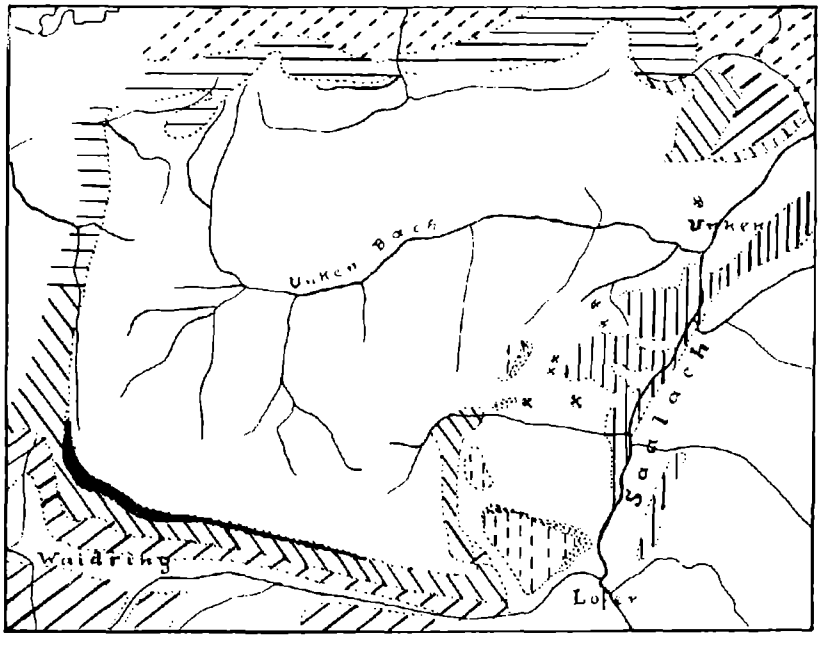
Und doch bleibt auch hier eine Schwierigkeit, die auf stratigraphischem Wege nicht zu lösen ist. Der solcherweise sich herausentwickelnde Dachsteinkalk ist nicht identisch mit dem Dachsteinkalk, wie er in dem östlichen Streif mit Berchtesgadner Trias zu Hause ist, ja wir konnten diese Verschiedenheit auch in die Nachbargebiete verfolgen und zwei scharf umgrenzte Typen von Dachsteinkalk (Loferer Steinberg- und Reiteralptyp) unter-

scheiden, deren Grenzen innerhalb unseres Gebietes tektonisch begründet sind.

Aber auch in jenem östlichen Streifen ist die norische Stufe nicht einheitlich entwickelt, sondern löst sich in eine Reihe von Schichtausbildungen auf.

Die norischen Hallstätter Kalke sind ihrer Lagerung nach nur mit den karnischen Hallstätter Kalken und lichtbunten Dolomiten, nicht mit den Dachsteinkalken verknüpft, als deren lokale Vertretung sie betrachtet werden müssen. Die *Monotis*-Bank vom

Fig. 14.



Skizze der verschiedenen Sedimentation in der norischen Stufe.

Zeichenerklärung:

- Hauptdolomit.
- Übergangsdolomit.
- Pedatakalke.
- Mergelkalke (Loferer Schichten).
- Plattenkalk.
- Übergangskalk (Dachsteinkalk des Loferer Steinbergtyps).
- Bunte norisch-rhätische Grenzkalke.
- Dachsteinkalk des Reiteralptyps.
- Dachsteinkalk des Lerchkogltyps.

Maßstab: 1:150.000.

Unkener Kalvarienberg zwar ist in gleicher Ausbildung von Berchtesgaden gut bekannt; für die eigenartigen Pedatakalke konnte aus nachbarlichen Gegenden nur ein äußerst beschränktes Vorkommnis vom Berchtesgadner Versuchsstollen [1]) vergleichsweise herangezogen werden. Ortsvermittelnde Funde ermangeln völlig, von der einzigen Angabe Bittners [2]) abgesehen, der auf Grund Geyerscher Funde Halorellen aus rotbraunem Gestein vom Prinzkogel (Reiteralm) erwähnt [3]).

Daß sowohl den karnischen wie norischen Hallstätter Kalken der kartierten Gruppe Cephalopoden vollständig fehlen, während Lamellibranchiaten und Brachiopoden von gewohntem Gepräge relativ reichlich sich finden ließen, ist ebenfalls eine recht bemerkenswerte Erscheinung. Wenn wir auch am äußersten Rand der Verbreitungszone Hallstätter Schichten stehen, so liegt doch, wenn man ein in keiner Weise unterbrochenes Sedimentationsbecken für jene annimmt, kein offensichtlicher Grund dafür vor, daß auch nicht einmal irgendwelche Schalenreste von Cephalopoden gefunden werden konnten. Die Vermutung, daß diese Hallstätter Kalke eben in Beckenteilen zur Ablagerung kamen, die dauernd durch breite Flachseeriegel getrennt blieben, scheint unter solchen Umständen recht wahrscheinlich.

Bieten also schon diese immerhin noch mit vollem Recht als Hallstätter Kalke bezeichneten Ablagerungen manches Rätselvolle, so stehen die unternorischen? „Loferer Schichten“ und obernorischen? „Lerchkogelkalke“ ohne jede Beziehung zu nachbarschaftlichen Vorkommnissen. Wohl sind erstere scheinbar an karnischen Hallstätter Kalken als Liegendes geknüpft, aber ein direkter seitlicher Verband mit anderen norischen Sedimenten konnte bei ihnen ebensowenig sichergestellt werden wie eine Verkeilung des Lerchkogelkalks mit einem der anderen Dachsteinkalktypen. Wir müssen, ehe weitere Untersuchungen im Saalachtale vorliegen, uns vorläufig auf die Konstatierung dieser Tatsachen beschränken, ohne weitere Schlüsse genetischer Art aus diesen eigenartigen Flachseeablagerungen ableiten zu können.

Die Kartierungsergebnisse sind für die Ablagerungen norischen Alters dahin zusammenzufassen, daß

1. innerhalb des bayrischen Faziesbezirks sich ein allmählicher Übergang zu einer mit der Berchtesgadner Entwicklung übereinstimmenden, doch nicht völlig identischen Ausbildung vollzieht, daß also

2. nicht eine Grenzlinie, sondern ein sehr breiter Übergangsgürtel vorliegt; daß

3. in dem Berchtesgadner Bezirk sich mehrere altersgleiche Sedimente gegenüberstehen, ohne daß ihre gegenseitige Verkeilung innerhalb des Gebietes festzustellen wäre; daß vielmehr

4. neben normalen Sedimenten Berchtesgadner Fazies fremdartige Gesteine auftreten, die bis jetzt nicht mit nachbarlichen in Beziehung gebracht werden konnten.

---

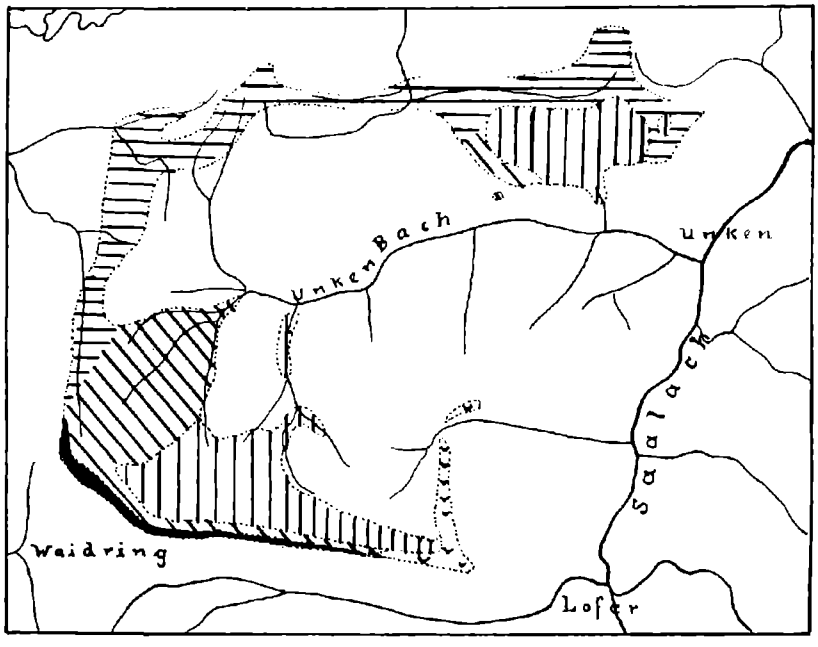
[1]) Vergleiche pag. 339 [29].

[2]) L. II*a*. 5, pag. 175.

[3]) Vielleicht sind jedoch ganz ähnliche Gesteine des Müllnerhorns bei Reichenhall hierhergehörig.

Kaum irgendeine Gegend der Nordalpen dürfte in so günstiger und klarer Weise die Wege fazieller Differenzierung in **rhätischer** Zeit erkennen lassen wie die Kammerker-Sonntagshorngruppe. Reicher petrographischer Wechsel, Überfluß an gut erhaltenen Fossilien und hochgelegene, weithin verfolgbare Aufschlüsse helfen zusammen, ergebnisreiche Beobachtungen anstellen zu können.

Fig. 15.



Skizze der verschiedenen Sedimentation in der rhätischen Stufe.

Zeichenerklärung:

Kössener Mergel.
Kössener Kalke.
Oberrhätische Riffkalke.
Bunte Kalke und Konglomerate.
Bunte norisch-rhätische Grenzkalke.

Maßstab: 1:150.000.

Gehört der nordwestliche und nördliche Teil des Gebietes noch ganz jener Ablagerungszone rasch wechselnder Flachwassergebilde an, die als Kössener Schichten den ältesten nordalpinen Leithorizont abgaben, so tritt im Nordosten (Hoch- und Perchtalp) nur undeutlich und lagenweise, im Südwesten und Süden das ganze Rhät beeinflussend eine deutliche Änderung der Sedimentation insofern ein, als gleich-

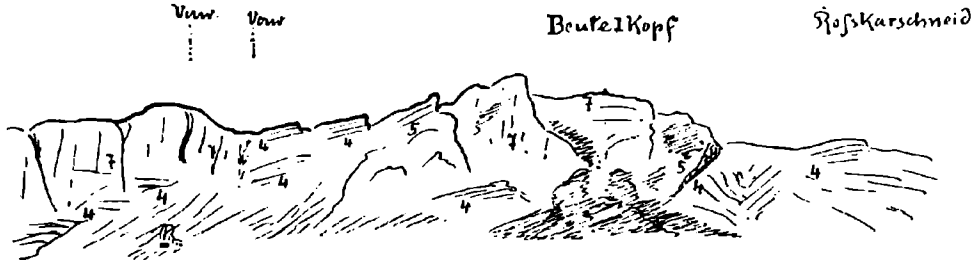
mäßig wenig mergelige, bitumenreiche Kalke mit charakteristischer Sonderfauna abgelagert wurden, die eine Abtrennung in unteres Rhät mit Schwäbisch-Kössener Elementen und in oberes Rhät mit Kössen-Salzburger Einschlag ermöglichen. Nur lokal, gewissermaßen als Vorposten der eigentlichen Riffbildung, hatten sich inmitten jener dunklen, oberrhätischen Kalke mit *Choristoceras* kleine Rasen von Krinoiden angesiedelt, die wenig mehr unter fremdartigen Einschwemmungen zu leiden hatten.

Derartig geschützt gegen die unruhigen Bildungen des Kössener Mergelbeckens entwickelt sich in breitem Zuge ein reiches Leben von kalkabscheidenden Pflanzen und Tieren — den Schöpfern des Riffs.

Zwei Örtlichkeiten sind es vor allem, die den Kontakt von Schicht zu Riff verdeutlichen.

An der Roßkarschneid und Hochalp sind in den mächtigen Kössener Mergelkalken nur gelegentlich etwas dickere und dann

Fig. 16.



Vom Anstieg zur Perchtalp aus gesehen.

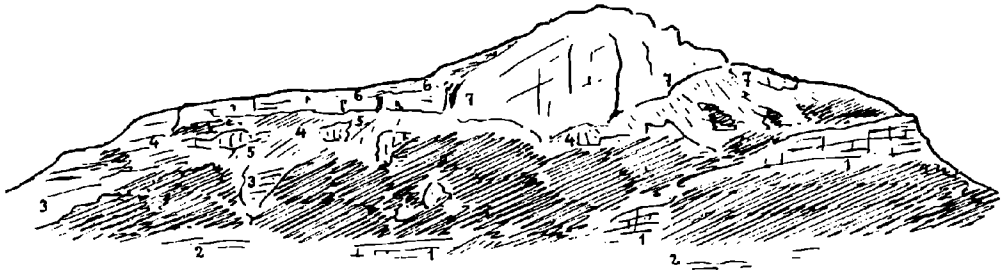
korallenreichere Lagen eingeschaltet; der ganze nachbarliche, fast 2·5 *qkm* umfassende Kuhsteinwald besteht dagegen aus einer einzigen Masse weißer Riffkalke. Nur eine schmale Verkeilungszone vermittelt den Übergang, doch in äußerst charakteristischer Weise. Da sehen wir plötzlich am Nordostfuß des Beutelkopfs den dünngebankten Mergelkalken (4) einzelne, dicke, hellfarbige Kalklagen eingeschaltet, erst in unzusammenhängenden Blöcken (5), dann rasch nach Art von Intrusionen anschwellend. Wenige Meter südlicher zieht sich fast geradlinig die Grenze von Riff und schichtigem Gestein ein Stück in die Höhe, um sich dann wieder bald gegen dieses, bald zugunsten des ersteren zu verschieben. So besteht der eigentliche Gipfel des Beutelkopfs schon aus weißem Riffkalk (7), doch noch einmal legen sich am Sättelchen südlich desselben brachiopodenreiche Kössener Mergelkalke (4) darauf, um nun gegen Süd zu in den höheren Horizonten endgültig vom Riffkalk verdrängt zu werden. Kleine Senkverwerfungen, die in der Verschiedenheit des Materials bedingt sind, vermögen der Klarheit dieses Bildes keinen Abbruch zu tun.

Kaum minder deutlich erscheint der gleiche Vorgang am südwestlichen Abbruch der Kammerker (Steinplatte). An dem gegen den Grünwaldkaser vorspringenden Wandeck noch 150 *m* hoch, nehmen die weißen, hier krinoiden- und siphoneenreichen Massenkalke (7) gegen Norden außerordentlich rasch ab, lösen sich in einzelne, voneinander isolierte Bänke und Blöcke undeutlich geschichteten, lichtgrauen Kalkes auf (5) [zuoberst noch krinoidenreich (6), im tieferen Rhät mehr koralligen] und kaum 300 *m* entfernt zeigt sich die ganze Stufe schon aus dünngebankten, bitumenreichen Kössener Mergelkalken (3 tieferes, 4 höheres Niveau) erbaut.

Gehören diese Absätze sämtlich der bayrischen Verbreitungszone allein an, so hat die eigenartige Fazies des bunten Rhät erhebliche Bedeutung auch für die Abgrenzung der Triasbezirke.

Schon in der Oberstufe des Norikums sehen wir am südlichen Sockelrand rot- und gelbgefleckte Karrenkalke (die bunten ober-

Fig. 17.



Westliches Ende der Steinplatte vom Grünwaldkopf.

1 Obernorische Kalke (Megalodontenkalke zum Teil). — 2 Bunte obernorisch-rhätische Grenzkalke.

norisch-rhätischen Grenzkalke) jene Sedimentation einleiten, die östlich der Wemeteigen immer mehr für das ganze Rhät herrschend wird. Auch hier sind seitliche Verkeilungen schön erschlossen. Aber diese bunten Mergelkalke sind nicht aushaltend, schon am Lachfeldkopf mischen sich lebhaft gefärbte Konglomerate und Brandungsbrekzien mit ihnen, nehmen am Grubhörndl bereits das ganze Rhät für sich ein und tauchen in geringerer Mächtigkeit sowohl nördlich des Wirmbach, wie im nordöstlichen Teil der Loferer Steinberge wieder auf. Sie bilden einen starken Beweis für die Tatsache, daß wir uns hier einem primären Sedimentationsrand nähern, daß natürliche Grenzen für die Ablagerungen bayrischer Fazies gegeben waren. Erinnern wir uns nun der Feststellung, daß allerdings ein vermutlich nur unbedeutender, oberster Teil der Berchtesgadner Dachsteinkalke vom Reiteralmtyp (jene Kalke mit roten Putzen, vergleiche pag. 337 [27]) vielleicht rhätisches Alter besitzt, daß aber im großen ganzen wohl die Formel: liassische Hierlatzkalke auf überwiegend norischem Dachsteinkalk gilt, so scheint ein Zusammenhang dieser

Sedimentationslücke mit den Beobachtungsergebnissen am östlichsten Rand bayrischer Entwicklung nicht von der Hand zu weisen. Auch hier bewährt sich also unser Gebiet als Vermittler zweier Faziesbezirke.

Das Bild, das man aus diesen Einzelzügen für die Trias ergänzen möchte, ist scharf umrissen.

Von der karnischen Stufe bis zur Liasgrenze weist die behandelte Gruppe so wesentliche Anzeichen faziellen Übergangs zwischen den Typen von bayrischem und Berchtesgadner Triasbezirk auf, daß sie unbedingt auch in jener fernen Zeit des Absatzes der Sedimente ein Grenzgebiet zweier nachbarlicher Bezirke gewesen sein muß.

Ohne Zweifel sind jedoch anderseits innerhalb der echten Bildungen vom Berchtesgadner Typ und den ihnen sich nähernden Übergangsgliedern des bayrischen Bezirks noch trennende Momente vorhanden, die sich nicht auf stratigraphischem, sondern nur tektonischem Wege lösen lassen.

2. Lias.

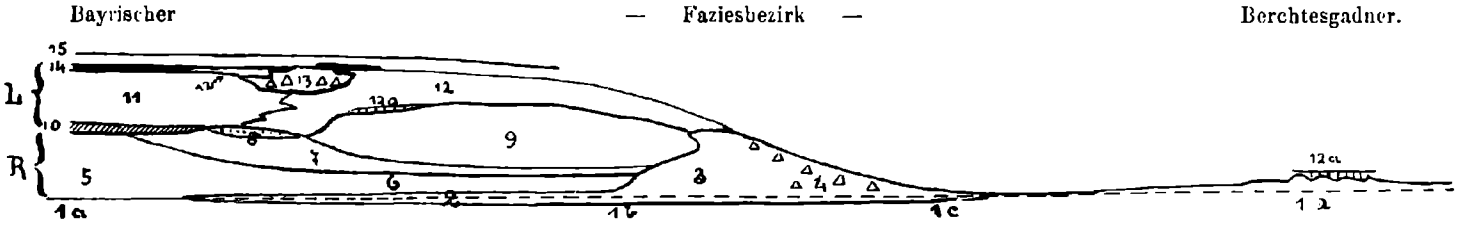
Das umstehende Sedimentationsschema (Fig. 18), das noch einmal die Beziehungen zwischen den mannigfaltigen Ablagerungen im Rhät veranschaulicht, macht uns bezüglich liassischer Differenzierung sofort auf eine Art von Vorbestimmung aufmerksam, die scheinbar in der Abhängigkeit liassischer Sedimente vom rhätischen Untergrund gegeben ist.

Tatsächlich sehen wir da jene grauen Lamellibranchiatenkalke, die an anderen Stellen der nördlichen Kalkalpen so häufig die Fleckenmergelfazies einleiten, ganz auf das Verbreitungsgebiet der Kössener Schichten beschränkt, wir sehen vorwiegend auf oberrhätischem Riffkalk bunte Muschelbänke und hierlatzähnliche Kalke, dann vor allem bunte Ammonitenkalke verbreitet, während die zwischenliegende Zone der Kössener Kalke mehr oder minder von Kieselknollenkalken bedeckt wird.

Diese Verteilung unterliassischer Sedimente ist bei Annahme einer annähernd horizontalen norisch-rhätischen Grenzfläche schon deshalb erstaunlich, weil ja gerade an Stellen, wo sich im Bereich der Riffkalke bis 350 *m* mächtiges Rhät aufgetürmt hat, liassische Absätze auftreten, die der Meinung wohl aller Forscher nach als in größerer Tiefe entstanden zu denken sind, während in dem Verbreitungsgürtel von Kössener Mergelschichten, die im Durchschnitt nur wenig über 150 *m* mächtig sein dürften, im unteren Lias Ablagerungen herrschen, die durchaus Flachseeklima betonen.

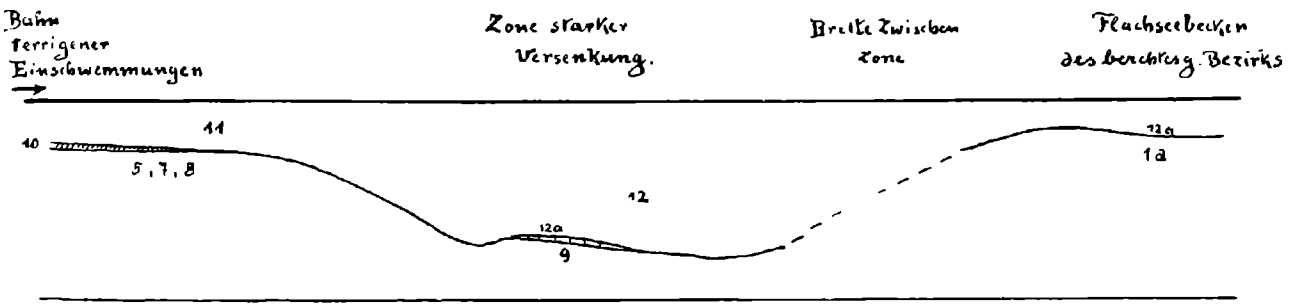
Wir sind zur Erklärung dieser Schwierigkeit gezwungen, einmal anzunehmen, daß die tatsächliche Auflagerungsfläche liassischer Sedimente nicht jener entsprach, wie sie das Sedimentationsschema angibt, das vollkommen ungestörte Niederschlagsmöglichkeit in tektonischer Beziehung voraussetzt, sondern daß der Meeresboden zur Zeit des oberen Unterlias vielmehr etwa in der Weise zu denken ist, wie es Figur 19 zu veranschaulichen sucht.

Fig. 18.



Schema rhätischer und liassischer Sedimentation.

Fig. 19.



Meeresboden im oberen Unterlias.

1 Obernorische Basis: *a* Plattenkalk, *b* Übergangskalke, *c* bayrischer Dachsteinkalk, *d* berchtesgadner Dachsteinkalk.

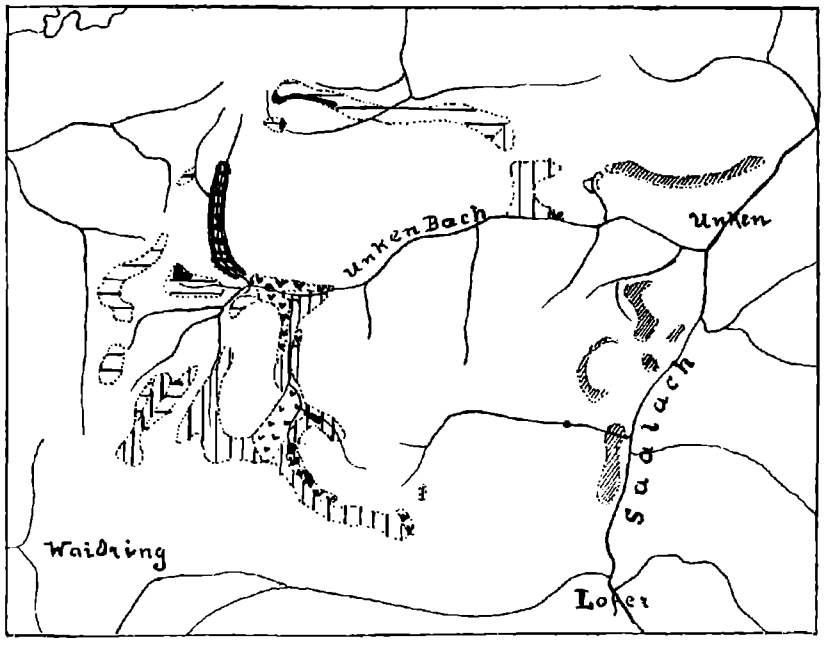
Rhät: 2 Bunte obernorisch-rhätische Grenzkalke. — 3 Buntes Rhät (Mergel). — 4 Buntes Rhät (Brekzien). — 5 Kössener Mergel. 6 Unterrhätische Kössener Kalke. — 7 Oberrhätische Kössener Kalke. — 8 Krinoidenkalke. — 9 Oberrhätischer Riffkalk.

Lias: 10 Graue Lamellibranchiatenkalke. — 11 Kieselknollenkalke. — 12 Bunte Ammonitenkalke. — 12*a* Hierlatzkalke. — 13 Mittelliassische Brekzien. — 14 Oberliassische Adneter Schichten. — 15 Radiolarit.

Gerade an jener Stelle, wo im Rhät ein nicht unbeträchtlicher Massenüberschuß sich bildete, trat im Lias eine Niveauschwankung in dem Sinne ein, daß sich eine starke Untergrundsvertiefung herausbildete.

Dann ist naturgemäß die scheinbare Abhängigkeit des Hangenden vom Liegenden nur zum kleinsten Teil wohl unmittelbar in ver-

Fig. 20.



Skizze der verschiedenen Sedimentation im Lias.

Zeichenerklärung:

Bunte Cephalopoden- und Adneter Fazies des unteren und mittleren Lias.

Adneter Fazies des oberen Lias.

Kieselkalke des unteren und mittleren Lias.

Brekzienkalke des mittleren Lias.

Hierlatzkalke.

Maßstab: 1:150 000.

schiedenartiger Besiedlung durch sedimentbildende Organismen gegeben, sondern doch eher in der Konstanz des Charakters und der Wege von Sinkstoffen begründet zu erachten.

Der nördliche und nordwestliche Teil der Gruppe war schon in rhätischer Zeit reich an terrigenen Einschwemmungen; er blieb es auch vorläufig noch in tiefstliassischer Zeit. Das ganze übrige Muldengebiet zeigt bereits in rhätischer Zeit zunehmende Reinheit der Ab-

sätze; es birgt im unteren Lias Ablagerungen von landfernerem Klima, reich an universellerer Tierwelt.

Aber die Grenzen dieser beiden großen Sedimentgruppen verschieben sich im untersten Jura zunächst noch schwankend, dann immer mehr zugunsten der uferabgewandten Glieder.

Zunächst dringt freilich die Ablagerung der Kieselknollenkalke, die vielleicht infolge raschen Wechsels von kohlensäurearmen und -reicheren Meerwassers, von wenigen geschützten Fleckchen abgesehen, äußerst ungünstige Bedingungen für Besiedlung durch größere Organismen und deren Erhaltung boten, randlich an verschiedenen Stellen in das Gebiet der bunten Ammonitenkalke ein; aber dieser Vorstoß ist nicht von Dauer. Schon im mittleren Lias δ sehen wir über den Kieselknollenkalken mitten im Verbreitungsgebiete der basalen grauen Lamellibranchiatenkalke cephalopodenreiche Ausläufer der bunten Ammonitenkalke auftauchen und im oberen Lias herrscht ausnahmslos ein kalkärmeres, von allen litoralen Merkmalen befreites Sediment, soweit überhaupt vielleicht infolge von Materialarmut beschränkt, ein Absatz erfolgen konnte.

Ziehen wir ferner in Betracht, daß an anderen Örtlichkeiten schon im Lias δ an Stelle der Ammonitenkalke tonigere, von Radiolarien erfüllte Schichten treten und denken wir daran, daß typische Radiolarite im Muldengebiet das Hangende aller liassischen Ablagerungen bilden, so finden wir in großen Zügen die alte Wähnersche Ansicht bestätigt, daß vom Rhät bis in den oberen Jura gleichmäßig eine Vertiefung des Ablagerungsbeckens, eine Entfernung von litoralen Rändern zu bemerken ist.

Freilich, die weitere Ansicht Wähners, daß in den roten Ammonitenkalken mit dem rezenten Tiefseeton identische Bildungen vorlägen, erscheint nach meinen Beobachtungen mir wenig wahrscheinlich.

Die Manganknollen, auf die sich Wähner öfters bezieht, häufen sich nur im mittleren α, das doch eher noch Flachseeklima besitzen mußte, während die höheren und pelagischeren Liashorizonte fast frei von solchen zu sein pflegen. Der große Kalkgehalt, der oft noch in δ, gelegentlich selbst im oberen Lias zu finden ist, spricht nicht weniger gegen eine Identifizierung. Endlich ist die häufige und ausgedehnte Verknüpfung der bunten Ammonitenkalke mit Sedimenten von unverkennbarem Flachseeeinschlag durchaus nicht zu vernachlässigen.

In unserem Gebiete nähern sich die litoralen grauen Lamellibranchiatenkalke und die fraglichen Ammonitenkalke sowohl am Scheibelberg wie im Unkener Heutal auf 1 *km* natürlicher Ablagerungsentfernung. Die Verknüpfung der bunten Ammonitenkalke mit Hierlatzkalken ist weitverbreitet und doch müssen wir letztere wohl als Sedimente flacheren Meeres auffassen. Wähner hat ja 1903 [1]) selbst den allerdings viel zu weit gefaßten Satz geprägt, daß „Tiefseesedimente nicht transgredieren können". Daß dieses aber Hierlatzkalke tun, darauf haben, wenn es überhaupt noch notwendig

[1]) L. II *b*. 17, pag. 157.

wäre, erst in allerjüngster Zeit wieder Ampferer[1]) und Geyer[2]) hingewiesen. Auch die Verknüpfung der bunten Ammonitenkalke mit Fleckenmergeln ist ebenfalls nicht selten (zum Beispiel im Algäu), und daß letztere im Gegensatz zu der 1886 ausgesprochenen Ansicht Wähners Flachseeablagerungen sind, dafür zeugen neben vielen anderen Beobachtungen die überall auftretenden Inoceramenbänke, von deren gehäuftem Vorkommen in letzter Zeit verschiedentlich berichtet wurde[3]).

Auch in unserem Gebiete selbst scheint ein weiterer derartiger Beweis in der Verbindung mit Brekzien des mittleren Lias vorzuliegen. Doch so sicher diese natürliche Brandungsbildungen sein müssen, so wenig Anlaß ist gegeben, sie als Küstengebilde zu betrachten. Inmitten eines im allgemeinen sich vertiefenden Meeresbeckens gelegen, umgeben von Sedimenten, die keineswegs litoralen Charakter aufweisen, durchaus auf einen verhältnismäßig kleinen, annähernd elliptischen Bezirk beschränkt und aus Trümmern ortsansässiger Gesteine aufgebaut, scheinen mir diese Brekzien alle die Bedingungen[4]) zu erfüllen, die vorliegen müssen, wenn eine submarin durch tektonische Kräfte sich aufwölbende Insel rasch der Einebnung verfällt. Östlich des Rottenbachs mag eine kleine Rippe oberrhätischen Riffkalks, zum Teil bedeckt von unterliassischen Sedimenten, emporgetaucht sein und das Material für jene groben Absätze geliefert haben.

Noch ein anderes verdient hervorgehoben zu werden. Im Osten des Gebietes sind, soweit es dem Berchtesgadner Bezirk angehört, nur Hierlatzkalke im Lias zur Ablagerung gekommen. Haug hat versucht, dieses Moment dahin zu verwerten, daß dadurch seine Annahme von zwei voneinander getrennten Sedimentationsbecken zu stützen wäre. Wir haben an der Basis der bunten Cephalopodenkalke inmitten des bayrischen Muldenanteils Bildungen vom Hierlatztyp auftauchen sehen; die Krinoidenkalke vom hinteren Fußtal mit ihrer bezeichnenden Fauna wahren durchaus Hierlatzcharakter, so daß gerade die Verhältnisse in unserem Grenzgebiete es verbieten, in dem Vorkommen von Hierlatzbildungen einen grundlegenden Unterschied der Sedimentation für zwei voneinander ganz getrennte Absatzbecken zu erblicken.

3. Mittlerer und oberer Jura.

Wenden wir uns nun dem höheren Jura zu, so drängt sich auch in meinem Gebiete die heikle Doggerfrage auf. Außer den geringmächtigen, seltenen Absätzen roter Adneter Schichten, die zum

---

[1]) Hierlatz diskordant auf Hauptdolomit. (Über exotische Gerölle in der Gosau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, 2. Heft.)

[2]) Liashierlatz mit Grundbrekzie auf Hauptdolomit. (Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, 1. Heft.)

[3]) Vgl. die Aufnahmen von E. Böse, J. Knauer, H. Mylius, G. Schulze a. m.

[4]) K. Andrée, Stetige und unterbrochene Meeressedimentation. Jahrb. f. Min. B.-Bd. 25, 1908.

Teil vielleicht dem untersten Dogger zuzurechnen wären, kommen nur Radiolarite in Betracht, die Wähner und vor ihm Mojsisovics für Vertreter aller fehlender Stufen von Lias bis zum Tithon hielten. Nun entsteht schon dadurch eine große Schwierigkeit, daß Wähner[1]) daneben den Satz verficht: „Tiefseebildungen können nicht transgredieren; es müssen Übergangsglieder von Flachsee- zu Tiefseesedimenten vorhanden sein, sofern die Lagerung als tektonisch ungestört zu gelten hat". Wenn nun, wie in unserem Gebiet, dieser Radiolarit bald auf Ammonitenkalk, auf Kieselknollenkalk und Brekzien des mittleren Lias, bald auf oberem Lias ruht, ohne daß irgendwie an tektonisch bedingte Überlagerung auch nur im entferntesten zu denken wäre, so muß diese Auflagerung eben doch in gewissem Sinne als „übergreifend" bezeichnet werden. Nun haben die neueren Untersuchungen an verschiedenen Archipeln des Stillen Ozeans (Bismarckarchipel, Salomoninseln nach Guppy, Sapper u. a.) auch hierfür insofern vergleichbare Verhältnisse erschlossen, als auf diesen ozeanischen Inseln recht häufig Korallriffbildungen und Tiefseesedimente aufeinanderruhen und von höchst wechselvollen, ruckartigen Niveauveränderungen mit Ausschaltung von Sedimenten mittlerer Tiefen berichten. Es ist gar nicht einzusehen, warum während der Doggerzeit nicht auch in unserem Gebiete ähnlich rasch eingetretene tektonische Bewegungen gewissermaßen die Übergangssedimente ersetzen könnten, die Wähner fordert. Daß ein Fehlen derselben auf keinen Fall von vornherein dahin gedeutet werden darf, daß Tiefsee- und Flachseesediment nicht ursprünglich aufeinander zu liegen kamen, sondern heute nur durch tektonische Verschiebungen aufeinanderruhen, das läßt sich an der Sohlfläche der Aptychenschichten vielerorts in den bayrisch-nordtiroler Kalkalpen beobachten und neben anderen weist erst kürzlich wieder H. Mylius[2]) auf einen schönen Beweisbefund in seinem Aufnahmsgebiet hin. Der zweite Teil des Wähnerschen Satzes kann also nur mit großer Beschränkung zu Recht bestehen.

Die Frage, ob in unserer Gruppe tatsächlich Dogger als Radiolarit vorliegt, konnte durch meine Beobachtungen leider nicht sicher entschieden werden. Das Auftreten radiolaritähnlicher Gesteine als Zwischenlagen im Lias δ spricht ebenso dafür, wie der Fund lamelloser Aptychen an der Basis der Radiolarite an anderen Stellen dagegen. Lokalisierte Bezirke mit starken Lösungsvorgängen oder ungenügenden Niederschlagsmengen mögen an Zonen gegrenzt haben, wo von Anfang an ununterbrochen Radiolarienschlick sich bilden konnte.

Auf die Radiolarite der Mulde legen sich normalerweise durch Übergänge mit ihnen verbunden graue Aptychenkalke, die oft täuschend den Charakter der liassischen Kieselknollenkalke wiederholen und als Bildungen eines allmählich verflachenden Meeres zu deuten sind. Die krinoidenreichen Partien der Lofereralp stimmen mit dieser Annahme gut überein.

---

[1]) L. IIb. 17.

[2]) Die geolog. Verhältnisse des hinteren Bregenzerwaldes. Landeskundliche Forschungen. Geogr. Ges. München. 5. Heft, 1909, pag. 71.

Sind tatsächlich die anhangsweise bei diesen Sedimenten behandelten, fraglichen Kieselbänke, Mergelkalke usf. des Ostgebietes altersgleich, so scheint sich auch im höheren Jura gegen Ost zu eine fazielle Verschiebung bemerkbar zu machen. Die Deutung der Schichten ist zu unsicher, die Kartierung des Gebietes um den Hirschbichlsattel wird mit so leichter Mühe diese Frage lösen lassen, daß heute an dieser Stelle ein Urteil darüber unangebracht erscheint.

4. Kreide.

Die Verflachung des Meeres schreitet in der älteren Kreidezeit mit dem Erfolge fort, daß am Schluß der ununterbrochenen Sedimentreihe typische Strandbrekzien und Konglomerate das endgültige Zurückweichen des Meeres verkünden. Innerhalb der Neokomablagerungen machen sich nur insofern fazielle Unterschiede bemerkbar, als gleichförmige Mergel mehr im Westen zu Hause sind, während Kieselkalke und Konglomerate im östlichen Gebietsteil früher und mächtiger auftreten; auch in der älteren Kreide klingen eben noch jene trennenden Momente nach, die in den vorhergehenden Perioden eine Sonderung in zwei nachbarliche, aber eigenartige Absatzbezirke schufen.

5. Gesamtresultat.

Ziehen wir das Fazit aus diesen vergleichenden Betrachtungen.

In der Trias entstanden durch fazielle Differenzierung zwei Ablagerungsbezirke, deren Verzahnung zum Teil in der kartierten Gruppe erschlossen ist. Im Jura vertieft sich dieser Unterschied insofern, als im westlichen – bayrischen – Bezirk eine reiche Fülle faziell verschiedener Sedimente auftreten, die unter sich keine stabilen Abgrenzungen wahren, sondern in höheren Horizonten rasch zu einer einzigen Ablagerungsart übergehen. Der östliche Bezirk zeigt bloß kümmerliche Reste jurassischen Absatzes, der aber faziell von jenen des anderen Bezirkes nicht unterscheidbar ist. Die ältere Kreide kam nur in dem bayrischen Bezirk zur Ablagerung, dem Berchtesgadner fehlt sie anscheinend völlig.

Wir müssen zu dem Schlusse kommen, daß seit der Trias zwei nebeneinanderliegende Becken vorhanden waren, die auch späterhin immer noch erkennbare Beziehungen nachbarlicher Art bekunden. Ihre Grenze ist nicht als Linie, sondern als mehr oder weniger breiter Saum zu denken, der von vermittelnden Gliedern eingenommen wird. Ein Stück jenes Saumes, und zwar das dem bayrischen Becken näherliegende, ist in der behandelten Gruppe erhalten. Der fehlende, östlichere Teil liegt unter den herübergewanderten Massen der Berchtesgadner Berge vergraben und die Aufgabe der nächsten Zeit wird es sein, die Reste dieses verschütteten Gebietes in Erosionsfenstern des Salzkammerguts als solche zu erkennen und untereinander in Beziehung zu bringen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
A. Zur Einführung	311	[1]
1. Ziele und Gang der Bearbeitung	311	[1]
2. Benützte Literatur	312	[2]
I. Arbeiten allgemeiner Art über das Gesamtgebiet	312	[2]
II. Zur stratigraphischen und paläontologischen Bearbeitung benützte Werke	313	[3]
3. Rückblick auf frühere Untersuchungen	317	[7]
4. Topographische Grundzüge	323	[13]
B. Schichtenfolge und ihre Faunen	324	[14]
I. Untere Trias	325	[15]
1. Skytische Stufe	325	[15]
II. Mittlere Trias	325	[15]
2. und 3. Anisische und ladinische Stufe	325	[15]
a) Reichenhaller Dolomit	325	[15]
b) Ramsaudolomit	326	[16]
III. Obere Trias	326	[16]
4. Karnische Stufe	326	[16]
a) Raiblerdolomit der Südkante	326	[16]
b) Lichtbunte Dolomite des Ostens	328	[18]
c) Hallstätter Kalke	330	[20]
Norische Stufe	331	[21]
1. Bayrische Entwicklung	332	[22]
2. Übergangslieder zu Berchtesgadner Fazies	333	[23]
3. Berchtesgadner Fazies	337	[27]
6. Rhätische Stufe	344	[34]
a) Kössener Schichten	344	[34]
b) Tonärmere Ablagerungen der zentralen und südlichen Verbreitungsstätten	344	[34]
c) Bunte Kalke und Konglomerate	346	[36]
d) Oberräthische Riffkalke	346	[36]
Die Fauna des Rhäts nebst paläontologischen Bemerkungen zu einigen Arten der Versteinerungsliste	348	[38]
IV. Unterer Jura	354	[44]
1. Unterer Lias	354	[44]
a) Muschelbänke des untersten Lias	354	[44]
b) Bunte Ammonitenkalke	355	[45]
Paläontologische Bemerkungen	358	[48]
c) Graue Lamellibranchiatenkalke	363	[53]
d) Hierlatzkalk des Ostgebietes	364	[54]

	Seite	
2. Kieselknollenkalke des unteren und des mittleren Lias mit mittelliassischen Fossilnestern	366	[56]
a) Posidonomyenbänke .	368	[58]
b) Krinoidenkalke des Lias δ	369	[59]
Bemerkungen zu einzelnen Arten	370	[60]
3. Weitere Sedimente des mittleren Lias	. 372	[62]
a) Rote Ammonitenkalke	. 372	[62]
b) Brekzien . .	375	[65]
4. Adneter Schichten des oberen Lias	377	[67]
Paläontologische Bemerkungen	382	[72]
V. Oberer Jura	389	[79]
1. Radiolarit	. 389	[79]
2. Tithon .	. 390	[80]
Hellgraue Aptychenkalke (Oberalmer Schichten) . .	390	[80]
3. Bunte Kieselkalke und Kalkmergel zweifelhafter Stellung des Ostgebietes	. 392	[82]
VI. Ältere Kreide (Neokom zum Teil)	393	[83]
VII. Diluvium	. 395	[85]
VIII. Alluvium	. 400	[90]
C. Würdigung der Faziesgebilde .	. 403	[93]
1. Trias	. 404	[94]
2. Lias	411	[101]
3. Mittlerer und oberer Jura	. 415	[105]
4. Kreide .	417	[107]
5. Gesamtresultat	. 417	[107]

Verzeichnis der Textfiguren.

		Seite	
Fig. 1.	Profil Rechensau—Schaffelberg (M. 1:25.000)	328	[18]
Fig. 2.	Ansichtsskizze vom Roßbrandkopf (M. 1:1700)	329	[19]
Fig. 3.	Profilskizze vom Loferer Kalvarienberg (M. 1.6000) .	340	[30]
Fig. 4.	Hydrokorallinen?stöckchen in Mergelkalk (Loferer Schichten, unternorisch ?), Loferer Kalvarien-Promenade, *a*) in 14facher, *b*) in 50facher Vergrößerung	342	[32]
Fig. 5.	*Schlotheimia marmorea Opp. var. evoluta Sutn.* Unterer Lias $\alpha_{2,3}$ Kammerker	362	[52]
Fig. 6.	Profilskizze von der Westseite des Scheibelberges	366	[56]
Fig. 7.	Profilskizze von der Nordostseite des Kammerkerkogels	367	[57]
Fig. 8.	Profilskizze vom Unkenbach bei der Schliefbachalm	368	[58]
Fig. 9.	Profilskizze Gschaidgraben—Rudersbach	373	[63]
Fig. 10.	Profilskizze vom Rottenbach auf 930 *m*	375	[65]
Fig. 11.	Profilskizze vom Rottenbach auf 890 *m* .	376	[66]
Fig. 12.	Profilskizze am neuen Lofereralpweg unterhalb des Loderbichlguts	392	[82]
Fig. 13.	Skizze der Vergletscherung des Gebietes (M. 1:180.000)	397	[87]
Fig. 14.	Sedimentationskärtchen der norischen Stufe (M. 1:150.000)	406	[96]
Fig. 15.	Sedimentationskärtchen der rhätischen Stufe (M. 1:150.000)	408	[98]
Fig. 16.	Ansicht der Riffkalkwände bei der Perchtalp	409	[99]
Fig. 17.	Ansicht des westlichen Absturzes der Steinplatte	410	[100]
Fig. 18.	Schema rhätischer und liassischer Sedimentation	412	[102]
Fig. 19.	Meeresboden im oberen Unterlias	412	[102]
Fig. 20.	Sedimentationskärtchen der liassischen Ablagerungen	413	[103]

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek. Wien III. Erdbergstraße 3.

Tafel XVI [I].

Geologie der Kammerker—Sonntagshorngruppe.

Erklärung zu Tafel XVI (1).

Seite

Figur 1. *Arca? alpis Perchti n. sp.*, Kössener Mergelkalk, Perchtalp (Sonntagshorn) . 352 [42]

Fig. 1 *a*. Seitenansicht.

Fig. 1 *b*. Ansicht von oben.

Fig. 1 *c*. Ansicht von unten.

Figur 2. *Trochus n. sp.*, unterer Lias $\alpha_{2/3}$ (bunte Cephalopodenkalke), Schwarzbergklamm $^1/_1$ 358 [48]

Figur 3. *Amphiceras Kammerkerense n. sp.*, unterer Lias $\alpha_{2/3}$ (bunte Cephalopodenkalke), Kammerker 358 [48]

Fig. 3 *a*. Seitenansicht.

Fig. 3 *b*. Mündung der abgewandten Seite.

Fig. 3 *c*. Umriß des Querschnittes.

Fig. 3 *d*. Sutur, der abgewandten Seite von Fig. 3 *a* bei α entnommen.

Figur 4. *Schlotheimia marmorea Opp. var. involuta n. v.*, unterer Lias α_3, grünbraune (bunte Cephaloden) Kalke, Kammerkeralpe . 360 [50]

Fig. 4 *a*. Seitenansicht.

Fig. 4 *b*. Mündungsansicht.

Figur 5. *Eucycloscala quadricarinata n. sp.*, mittlerer Lias δ, Krinoidenkalke, hinteres Fußtal (Lofereralp) 371 [61]

Fig. 5 *a*. Seitenansicht $^1/_1$.

Fig. 5 *b*. Ansicht von unten $^1/_1$.

Fig. 5 *c*. Letzte Windung $^2/_1$.

Figur 6. *Trochus (Tectus) Ampfereri n. sp.*, mittlerer Lias δ, Krinoidenkalke, hinteres Fußtal (Lofereralp) . 371 [61]

Fig. 6 *a*. Seitenansicht $^1/_1$.

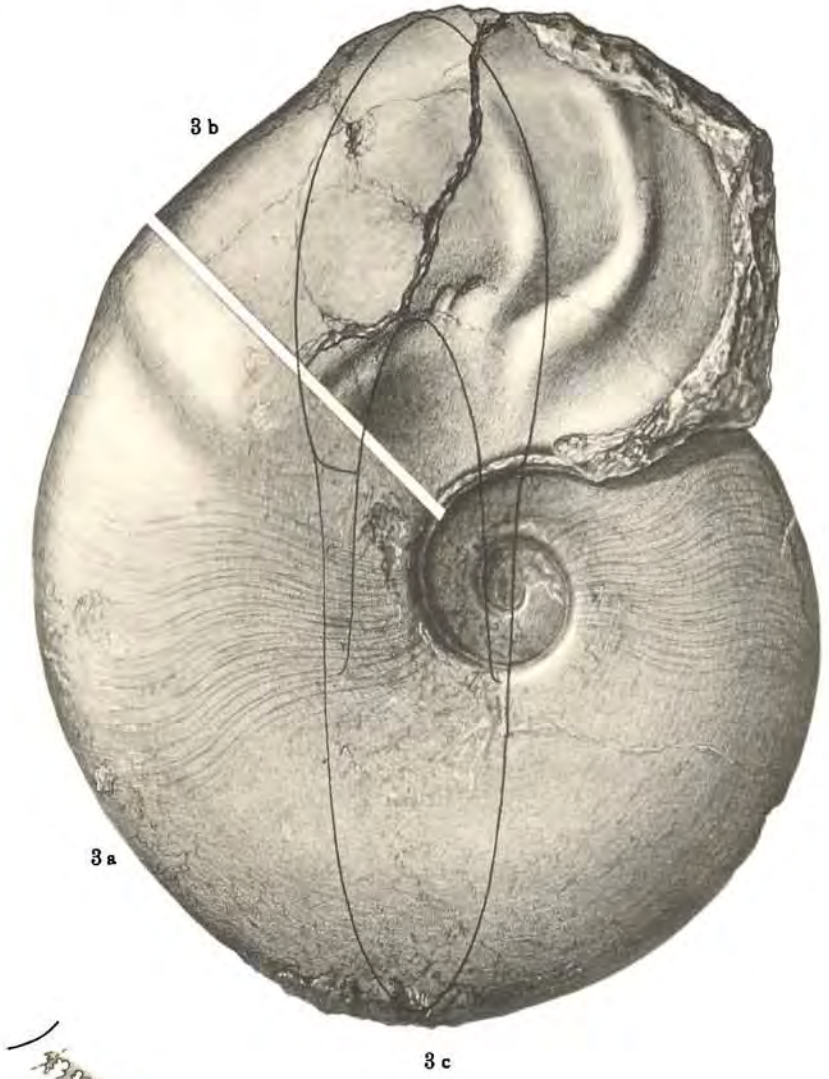
Fig. 6 *b*. Ansicht von unten $^1/_1$.

Fig. 6 *c*. Letzte Windung $^4/_1$.

Figur 7. *Hammatoceras sp. aff. tenuinsigne Vac.*, unterster Dogger? (Adneter Schichten), Schwarzbergklamm 386 [76]

Fig. 7 *a*. Seitenansicht.

Fig. 7 *b*. Mündungsansicht.

















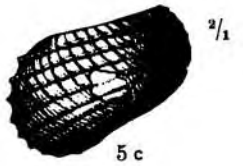












A. Birkmaier del.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien. III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel XVII [II].

Geologie der Kammerker—Sonntagshorngruppe.

Erklärung zu Tafel XVII (II).

Seite

Figur 1, 2. *Hammatoceras Victorii Bon.*, oberer Lias ζ (Adneter Schichten), Schwarzbergklamm 386 [76]

Fig. 1. Seitenansicht von Exemplar III der Beschreibung; die Wohnkammer ist, da stark angelöst, nur in ihrer Kontur wiedergegeben.

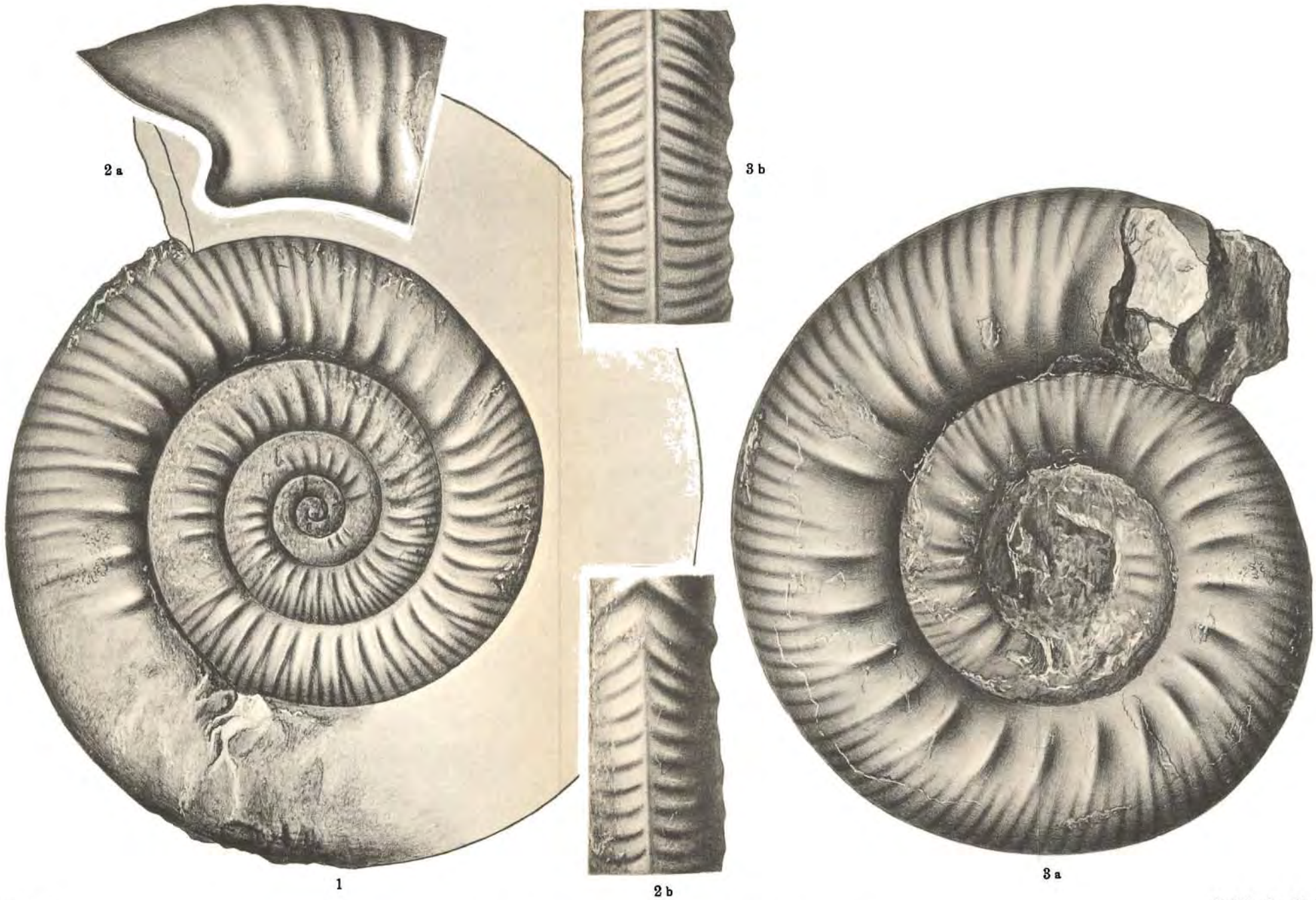
Fig. 2 *a*. Mündung von Exemplar II der Beschreibung.

Fig. 2 *b*. Teilstück des Rückens von Exemplar II mit Einschnürung.

Figur 3. *Erycites eximius* (*Hantk.*) *Prinz*, unterster Dogger? (Adneter Schichten), Fußtal (Lofereralp) 387 [77]

Fig. 3 *a*. Seitenansicht.

Fig. 3 *b*. Teilstück des Rückens.



A. Birkmaier del. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.

Von Carl Renz.

Mit 5 Tafeln (Nr. XVIII [I]—XXII [V]) und 38 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Die ersten Ergebnisse meiner griechischen Forschungen, der Nachweis von Trias in einer im westlichen Teil des Landes weitverbreiteten, früher für Kreide-Eocän gehaltenen Schichtengruppe, sowie die bedeutende, die bisherige Kreide großenteils ersetzende Entwicklung des älteren Juras auf den Ionischen Inseln, in Akarnanien und in Epirus ließen es wünschenswert erscheinen, das Mesozoikum der südlichen Balkanhalbinsel einer erneuten geologischen Durchforschung zu unterziehen.

Seit mehreren Jahren beschäftige ich mich mit dieser Aufgabe und glaube nunmehr in der Lage zu sein, den Bau des westlichen Griechenlands, trotz mancher Lücken, in großen Zügen skizzieren zu können. Im zentralen und östlichen Hellas sind hingegen meine Untersuchungen noch nicht so weit gediehen, um schon jetzt eine zusammenfassende Darstellung zu ermöglichen. Immerhin habe ich aber auch hier schon die weite Verbreitung und mannigfaltige Entwicklung des Lias, der Ober-, Mittel- und Untertrias, des Karbons, besonders der oberen Abteilung dieser Formation, sowie das Auftreten von Dyas in normaler Ausbildung feststellen können.

Die vorliegende Arbeit kann daher keineswegs ein abschließendes Resultat meiner Studien in den hier näher beschriebenen Gebieten geben, sondern sie ist lediglich ein weiteres Glied in einer Reihe von Publikationen, die ich dann später einmal nach Beendigung meiner Aufnahmen zu einem größeren monographischen Werke über den geologischen Bau Griechenlands zusammenzuschließen gedenke.

Nach einigen vorangegangenen kurzen Mitteilungen[1]) wurde eine zusammenfassende Beschreibung[2]) meiner ersten, hauptsächlich im

[1]) Carl Renz, Neue Beiträge zur Geologie der Insel Korfu. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1903. Bd. 55, pag. 26. — Carl Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Zentralblatt für Min. etc. 1904, pag. 257. — Carl Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und Akarnanien. Zentralblatt für Min. etc. 1905, Nr. 9, pag. 259.

[2]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. XXI (1905), pag. 213—301.

westlichen Griechenland und auf den Ionischen Inseln ausgeführten Arbeiten im Neuen Jahrbuch für Min., Geol. und Pal., Beil.-Bd. XXI, veröffentlicht; meine Forschungsergebnisse in der Argolis sind in zwei in der Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. erschienenen Aufsätzen niedergelegt [1]).

Einen allgemeinen Überblick über meine von 1903—1906 ausgeführten Studien habe ich in einem auf dem X. Internationalen Geologen-Kongreß zu Mexiko gehaltenen Vortrag „Über das ältere Mesozoikum Griechenlands" gegeben [2]). Die seitdem erreichten Resultate meiner inzwischen fortgesetzten Untersuchungen sind schon zum Teil, wie der Nachweis der höheren Doggerzonen auf Korfu und in Epirus, von Obertrias im Parnaßgebiet oder von Untertrias, Dyas und Karbon in Ostgriechenland in vorläufiger Form publiziert [3]).

Die Gründe, die mich dazu nötigten, meine jeweiligen Funde in eine Reihe vorläufiger Mitteilungen zu zersplittern, habe ich in einem unlängst im Zentralblatt für Min. etc. erschienenen Artikel [4]) auseinandergesetzt.

Wie aus dem Inhalt der eben zitierten Arbeiten hervorgeht, verfolgen meine geologischen Untersuchungen den Zweck, die mesozoischen und paläozoischen Sedimente der südöstlichen Halbinsel unseres Kontinentes stratigraphisch näher zu gliedern.

Mit dem griechischen Neogen, dessen Revision vorerst nicht dringlich erschien, habe ich mich nur insoweit beschäftigt, als sich bei den auf die Untersuchung der älteren Ablagerungen gerichteten Exkursionen Gelegenheit dazu bot.

Der Schwerpunkt meiner Aufnahmen liegt, wie gesagt, auf stratigraphischem Gebiet. Daneben wurden auch die tektonischen Beobachtungen nicht vernachlässigt, nur kann naturgemäß an die Klärung des recht komplizierten Gebirgsbaues erst dann mit Aussicht auf bleibenden Erfolg herangegangen werden, wenn die stratigraphische Stellung der daran beteiligten Schichtengruppen in der Hauptsache feststeht.

---

[1]) Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 379—395; und Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909, Bd. LXI, pag. 202. Vgl. hierzu ferner Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1906, Nr. 9, pag. 270 und Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, pag. 77.

[2]) Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Comptes rendus, X. Congrès géolog. Internat. Mexiko 1906, pag. 197—209.

[3]) Carl Renz, Oberer und mittlerer Dogger auf Korfu und in Epirus. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Bd. LX, Monatsber. Nr. 5, pag. 124—129, u. Nr. 12, pag. 329—335, ferner Carl Renz, Der Nachweis von Karbon und Trias in Attika. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 84. — Carl Renz, Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. Bull. soc. géol. France 1908 (4) Bd. VIII, pag. 519. — Carl Renz, Neue Karbonvorkommen in Griechenland. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 24, pag. 755. — Carl Renz, Nouveaux gisements du Carbonifère en Grèce. Bull. soc. géol. France 1909. (4). Bd. 9.

[4]) Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 79—83. — Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Zentralblatt für Min. etc. 1910.

Daß dies keineswegs der Fall war, zeigte die während meiner ersten Orientierungsreisen beobachtete starke Entwicklung von Karbon, Dyas, Trias und älterem Jura an Stelle von Kreide und Eocän.

Viele der bisher geäußerten Ansichten über die Tektonik des Landes, die sich auf die damals angenommene Schichtenfolge gründen, fallen daher mit den Umwälzungen auf stratigraphischem Gebiet.

Aus dem bisher Gesagten ergibt sich die Art und der Gang meiner Studien von selbst.

Ich versuchte auf Korfu durch Detailuntersuchung einer Reihe guter Aufschlüsse zum Verständnis der Lagerungsverhältnisse und zur Feststellung des Alters der einzelnen Schichtenglieder zu gelangen und benützte dann die dort gewonnene Erfahrung bei der Begehung der analog oder ähnlich aufgebauten, schwieriger zugänglichen Gebiete des Festlandes und der übrigen Ionischen Inseln.

Von Athen aus studierte ich das ältere Mesozoikum und Paläozoikum und habe dann von hier aus meine Forschungen auch auf die alten Formationen im östlichen Nordgriechenland, im Peloponnes und auf den ägäischen Inseln ausgedehnt.

Längere Zeit widmete ich dem Mesozoikum (Trias, Lias) der argolischen Halbinsel und habe hier ganz besonders die Untersuchung der einzig dastehenden Triasentwicklung bei Hagios Andreas und beim Hieron von Epidauros berücksichtigt.

Gleichzeitig richtete ich mein Hauptaugenmerk auf die Gewinnung von Versteinerungen, um meine stratigraphische Einteilung möglichst auf paläontologischer Basis zu fundieren, da in Anbetracht der verwickelten tektonischen Verhältnisse aus der Lagerung der Schichten allein keine hinreichend sicheren Schlüsse zu ziehen waren.

Im Laufe meiner mehrjährigen Reisen in so ziemlich allen Teilen Griechenlands gelang es mir allmählich, aus bisher für fossilleer gehaltenen Ablagerungen ein großes Fossilmaterial zusammenzubringen, das die Feststellung der beträchtlichen Ausdehnung von Karbon und Dyas sowie eine eingehendere Horizontierung der Trias- und Juraformation ermöglichte.

Erst jüngst habe ich noch in den unveränderten, nicht metamorphen Schiefern und Kalken Attikas, des östlichen Othrys und der Insel Hydra (Peloponnes). die gleichfalls als Kreide gedeutet worden waren, fossilführendes Karbon, Dyas [1]) und Untertrias nachgewiesen, womit auch die Annahme einer Umwandlung von kretazischen Schiefern und Kalken in kristalline Schiefer und Marmore widerlegt ist.

Aus der Berichtigung der stratigraphischen Stellung ergibt sich auch, daß die Ausdehnung und Bedeutung der durch Dynamometamorphose entstandenen kristallinen Schiefer und Marmore Attikas und des östlichen Othrys nicht von den in anderen Gebieten der Erde gemachten Erfahrungen abweicht.

Vor allem sei nochmals auf die nunmehr konstatierte weite Verbreitung des älteren Mesozoikums auf der südlichen Balkanhalbinsel hingewiesen, die in gleichem Maße eine Reduzierung der auf

[1]) Die Dyas habe ich bisher nur auf Hydra nachgewiesen (Lyttonienkalke).

den Karten hierfür eingetragenen Eocän- und Kreideformation erfordert.

Weite Flächen Griechenlands, die früher für Kreide und Eocän gehalten worden waren, sind altjurassisch, triadisch und zum Teil auch, wie im östlichen Hellas, paläozoisch (Devon, Karbon, Dyas).

Unter den paläozoischen Bildungen ist besonders die weite Verbreitung des Oberkarbons und der mir auf Hydra gelungene Nachweis von Dyas (Lyttonienkalke) bemerkenswert, wodurch diese letztere Formation zum erstenmal auch unter den Sedimenten der südosteuropäischen Halbinsel erscheint.

Durch diese großen stratigraphischen Veränderungen wird das geologische Bild Griechenlands, wie es jetzt die internationale geologische Karte Europas darstellt, in sehr wesentlichen Punkten modifiziert.

Bei der geologischen Erforschung von Hellas wiederholt sich daher in gewissem Sinne die schon in Bosnien, der Herzegowina und anderen Gegenden der mediterranen Region gemachte Erfahrung, wo anfangs die geographische Verbreitung der Kreideformation ebenfalls viel zu reichlich bemessen worden war.

Dieser Irrtum ist insofern erklärlich, als in den verschiedenen Formationen ähnliche Gesteinstypen wiederkehren und man in den präneogenen Sedimenten Griechenlands mit wenigen Ausnahmen anfangs nur die ungeheueren Massen der Rudisten und Nummuliten gefunden hatte.

Übersicht über die geologische Literatur Griechenlands.

Die geologische Literatur[1]) Griechenlands beginnt mit dem Werke der Expédition scientifique de Morée, deren Geologen P. Boblaye und Th. Virlet den Peloponnes nebst seinen Küsteninseln von 1829—1830 durchforschten.

Die wenigen zerstreuten Notizen meist technischen Inhalts aus früheren Jahren können hier unberücksichtigt bleiben; ebenso auch die nachfolgenden Arbeiten von Boué, Viquesnel, Fiedler, Russegger, Portlock, Mousson, Sauvage, Spratt, Unger, Coquand, Raulin, Gorceix und Gaudry. Von letzterem stammt die erste geologische Beschreibung Attikas.

Von einem weitaus späteren Zeitpunkt datieren die ersten umfassenden Untersuchungen in Mittelgriechenland und auf den Ionischen Inseln.

Das mittelgriechische Festland mit Euboea wurde von A. Bittner, M. Neumayr und F. Teller bearbeitet, während die grundlegenden Monographien von J. Partsch die Inseln des Ionischen Meeres dem geologischen Verständnis erschlossen.

---

[1]) Es werden hier nur die wichtigsten Publikationen angeführt und davon wieder nur solche, die für meine Bearbeitung in Betracht kommen. Arbeiten über Neogen, Vulkanismus, Erdbeben, sowie petrographischen und bergtechnischen Inhalts sind nicht zitiert worden. Am Schlusse der Abhandlung findet sich ein ausführlicher Literaturbericht, auf den hiermit verwiesen sei.

Die Untersuchung der Ionischen Inseln haben R. Leonhardt auf Kythera und A. Martelli auf Paxos weitergeführt[1]), während das ganze übrige Griechenland von A. Philippson einer erneuten eingehenden Durchforschung unterzogen wurde. Seine im Peloponnes gewonnenen geologischen Ergebnisse sind in dem Werke „Der Peloponnes" (Berlin 1892) verarbeitet; die späteren, Mittel- und Nordgriechenland behandelnden Studien desselben Autors erschienen in einer Folge von Aufsätzen in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde.

Später dehnte A. Philippson seine Forschungen noch auf das türkische Epirus und die griechischen Inseln des Ägäischen Meeres aus.

Um die Altersfrage der metamorphen Gesteine Attikas zu lösen, nahm ferner R. Lepsius eine 10 Jahre währende genaue Kartierung dieser Landschaft im Maßstab 1:25.000 vor. Über Attika waren bereits Arbeiten von Gaudry und Bittner, sowie eine kleinere Studie von Nasse publiziert.

Hieran reihen sich in neuerer Zeit noch die Aufnahmen von V. Hilber in Nordgriechenland, von L. Cayeux auf Kreta und in der Argolis, sowie diejenigen von J. Deprat auf Euboea.

Was den Inhalt der genannten Werke betrifft, so erübrigt es sich, hier nochmals auf die ersten Versuche einer stratigraphischen Einteilung durch Boblaye und Virlet zurückzugreifen, da eine neuere Gliederung der peloponnesischen Sedimente unter Würdigung der älteren Ansichten inzwischen von A. Philippson gegeben wurde.

In Mittelgriechenland haben es zum erstenmal A. Bittner, M. Neumayr und F. Teller unternommen, die dortigen Schichtengruppen stratigraphisch näher zu fixieren.

A. Bittner, M. Neumayr und F. Teller schieden die mesozoischen Ablagerungen Mittelgriechenlands in einen „oberen" und einen „unteren" Kalk mit einem dazwischenlagernden Komplex von Schiefern und Sandsteinen, der als Macigno bezeichnet wird. Letztere Formation soll auch noch öfters einen „mittleren Kalk" einschließen.

Sämtliche Glieder dieser Schichtenreihe, sowie die genannten metamorphen Bildungen Griechenlands gehören nach Ansicht der österreichischen Geologen, die auf ihren Reisen nur kretazische Fossilien angetroffen hatten, der Kreideperiode an.

Nach Abschluß seiner Aufnahmen im Peloponnes und seinen ersten Exkursionen im westlichen Mittelgriechenland veröffentlichte A. Philippson in einer Abhandlung[2]) „Über die Altersfolge der Sedimentformation in Griechenland" eine dem Peloponnes und Mittelgriechenland gemeinsame stratigraphische Einteilung.

---

[1]) Auf Korfu und Leukas versuchte Ch. Stefani die Untersuchungen von J. Partsch zu ergänzen und auch zu berichtigen. Seine Arbeiten bedeuten jedoch weder eine nennenswerte Erweiterung noch eine Rektifizierung der Partsch'schen Monographien. Das Gleiche gilt von den Arbeiten Issels auf Zante.

[2]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1890, Bd. XLII, pag. 150 ff.

Dieselbe basiert noch im allgemeinen auf den Anschauungen Bittners, Neumayrs und Tellers, wie dies auch eine der betreffenden Publikation beigegebene, hier nochmals reproduzierte Übersichtstabelle deutlich veranschaulicht.

Erste Einteilung A. Philippsons.

	Peloponnes	Westliches Mittelgriechenland	Östliches Mittelgriechenland
Obereocän	Olonoskalke (Plattenkalke) u. Hornsteine	Plattenkalke und Hornsteine der Ätolischen Kalkalpen = Pindoskalke [1])	Plattenkalke ??
Mitteleocän	Hauptmasse der Sandstein- und Schieferformation (Flysch)	Hauptmasse des Flysch	
Untereocän	Pyloskalk (mit Rudisten und Nummuliten)	Kalk von Akarnanien, Missolonghi, Klokova	
	Flysch	Flysch	
	Tripolitzakalk, oberer Teil (mit Nummuliten)	Kalk des Gabrovo (Tatarna), oberer Teil	
Obere Kreide	Tripolitzakalk, unterer Teil (mit Rudisten)	Gabrovokalk unterer Teil (?)	Obere Rudistenkalke (Provencien)
Mittlere oder untere Kreide			Kreideschiefer mit Serpentin
			Untere Rudistenkalke (mittlerer Kalk Bittners)
			Schiefer mit Serpentin (Schiefer von Athen?)
	Kristallinische Schiefer und Marmore		Kristallinische Schiefer u. Marmore

Die ganze Schichtenfolge ist mit Ausnahme der des östlichen Mittelgriechenlands von A. Philippson nur höher, größtenteils ins Eocän hinaufgerückt, nachdem er sowohl im Peloponnes wie auch im westlichen Mittelgriechenland an zahlreichen Orten in den „unteren“ und „mittleren Kalken“ Nummuliten gefunden hatte.

[1]) = Pindoskalke ist eine Anmerkung des Verfassers.

Der Tripolitza-, beziehungsweise Gabrovokalk würde dem „unteren", der Pyloskalk dem „mittleren" und der Olonos- und Pindoskalk dem „oberen Kalk" der früheren Autoren entsprechen.

Nach der Bereisung von Nordgriechenland und Epirus hatte Philippson seine Ansicht dahin modifiziert, daß er nunmehr ein höheres Alter des Pindoskalkes (= Olonoskalk = „oberer Kalk" Neumayrs) annimmt.

Ich glaube diese Änderung am besten und kürzesten dadurch demonstrieren zu können, daß ich auf umstehender Seite (pag. 428) wiederum eine Kopie der betreffenden Übersichtstabelle von A. Philippson einfüge.

Die Pindoskalke werden an die Grenze von Eocän und Kreide gestellt. Die Hauptmasse der Schiefer und Hornsteine des aus Plattenkalk, Schiefer und Hornstein bestehenden Schichtenkomplexes der Pindoskalke rangiert als Schiefer-Hornstein-Gruppe unter den eigentlichen Pindoskalken und ist von dem alttertiären Flysch zu trennen. Dieselben Lagerungsverhältnisse sollen auch für den Peloponnes gelten. Die Trennung der einzelnen Schichtengruppen ist jedoch hier von Philippson nicht kartographisch durchgeführt worden.

Im allgemeinen haben daher die österreichischen Geologen und A. Philippson die ganze präneogene Sedimentreihe Griechenlands der Kreide, beziehungsweise dem Eocän zugewiesen.

Ebenso faßt auch R. Lepsius die Gesamtmasse der vortertiären normalen Ablagerungen Attikas als Kreide auf, während er die metamorphen Bildungen teils für kretazisch, teils für archäisch erklärt.

Als Ausnahme von dieser allgemeinen Klassifikation gibt A. Philippson in der Argolis Tithon und in Türkisch-Epirus im mittleren Vyrostal ein lokalisiertes Vorkommen von Liaskalk (mittlerem Lias) an.

Vereinzelt wurden ferner noch präkretazische Bildungen ausgeschieden von F. Teller auf Chios (Oberkarbon), von L. Cayeux bei Nauplion (Oberjura-Unterkreide) und auf Kreta (Trias), von J. Deprat auf Euboea (Paläozoikum, Trias) und von J. Partsch auf Korfu (Jura und fragliche Trias).

Für die übrigen Ionischen Inseln schließt sich J. Partsch den Ansichten Neumayrs an.

So lagen also, als ich im Jahre 1903 meine geologischen Untersuchungen in Griechenland begann, überall schon umfassende Vorarbeiten vor.

Im allgemeinen resultiert aus den jüngsten geologischen Untersuchungen in Griechenland eine stetig fortschreitende Auflösung der Kreide-Eocänkalke früherer Autoren in eine Reihe ganz verschiedener Formationen, wie Devon, Karbon, Dyas, Trias (Untertrias, Mitteltrias, Obertrias), Jura (Lias, Dogger, Malm), Kreide, Eocän.

Sämtliche Formationen vom Devon bis hinauf zum Eocän sind nunmehr in Griechenland nachgewiesen.

Die paläozoischen und alttriadischen Bildungen gehören dem östlichen Hellas und den ägäischen Inseln an,

Gliederung der Schichten Nordgriechenlands nach A. Philippson[1].

	Epirus	Nordwestlicher Pindos (Prosgóli, Tsumerka)	Gávrovo	Mittlere Pindosketten und östliche Flyschzone	Östliche Randkette des Pindos	Zygósgebiet	Othrys
Alttertiär — Diskordanz	Oberer Flysch (Sandstein)						
	Unterer Flysch			? Unterer Flysch ?		(Serpentin? nach Hilber)	
	Plattenkalk, Hornstein		Dunkler Kalk mit großen Nummuliten	Plattenkalk, Hornstein		(Plattenkalk in Erosionsresten)	Breccienkalk mit Orbitoiden
Diskordanz? — Kreide	(Schiefer-Hornstein-Gruppe an wenigen Stellen)		Rudistenkalk	Actaeonellenkalk von Koraku und Schiefer-Hornstein-Gruppe	Rudistenkalk	(Rudistenkalk in Erosionsresten)	Rudistenkalk
	Mesozoische Kalke unsicheren Alters				Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation		nebst eingelagerten Kalken
Jura	Hornstein				Mesozoische Kalke unsicheren Alters?		
	Liaskalk von Kukuleaés						

[1]) A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. der Gesellsch. für Erdkunde, Berlin 1897, Bd. XXXII, pag. 284.

während im westlichen Griechenland und auf den Ionischen Inseln die sicher bestimmte Schichtenfolge erst mit der Obertrias, beziehungsweise oberen Mitteltrias beginnt.

Die bisherigen geologischen Karten Griechenlands müssen demnach revidiert und vollkommen umgeändert werden.

Es ergibt sich ferner, daß Trias und Jura rein alpine Entwicklung zeigen. Abgesehen von dem Fehlen ins Gesicht fallender faunistischer Unterschiede sind sogar die vorherrschenden alpinen Fazies der Mittel- und Obertrias in Griechenland nachweisbar, wie zum Beispiel rote *Trinodosus*-Kalke (zum Teil in der für Bosnien bezeichnenden Entwicklung der Bulogkalke), Wettersteinkalke, rote karnische Hallstätterkalklinsen, schwarze *Cardita*-Kalke, Hauptdolomite und Dachsteinkalke. Ebenso schließt sich auch die Untertrias der alpinen Ausbildung an.

Der einzige Unterschied der griechischen Trias ist lediglich fazieller Art und betrifft die Kieselschichten, die entweder Halobien und Daonellen führen, wie in Süddalmatien (Budua) oder mit den Cephalopodenkalken in Verbindung stehen. Ferner ist auch die kontinuierliche Folge der argolischen Ammoneenzonen von den *Trinodosus*- bis zu den *Aonoides*-Schichten angesichts der Lückenhaftigkeit der alpinen Entwicklung besonders zu beachten.

In genau derselben Weise erinnert der Lias und untere Dogger an die südalpinen, apenninischen und ungarischen Vorkommen dieser Formation.

So kehren auch in Akarnanien, Epirus, auf den Ionischen Inseln und in der Argolis bunte, hauptsächlich rote, knollige Ammonitenkalke und Mergel des Oberlias wieder, ebenso finden sich auch die oberjurassischen alpinen Aptychenschiefer.

Gleichzeitig entsprechen aber schwarze Posidonienschiefer (*Posidonia Bronni Voltz*) auf Korfu und in Epirus der schwäbischen Ausbildung des Oberlias. Diese schwarzen Posidonienschiefer herrschen aber nicht ausschließlich im korfiotischen und epirotischen Oberlias, sondern werden meist durch die gleichalten roten, tonigen Ammonitenkalke und Mergel ersetzt, die dann ebenfalls die *Posidonia Bronni* enthalten.

Bezeichnend für Westgriechenland, Epirus und die Ionischen Inseln ist ferner die weite Verbreitung der mit der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* beginnenden Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers, sowie die Entwicklung der Ammonitenkalke der *Humphriesianum*-Zone.

Bei den Ammonitenfaunen des Lias und Doggers ist ebenso wie bei denen der Hallstätter Kalke die ganz außerordentliche Gleichförmigkeit und das höchst seltene Vorkommen irgendwelcher bezeichnender Lokalarten bemerkenswert.

Was das Paläozoikum betrifft, so enthalten die durch schwarzgraue Kalke und Schiefer repräsentierten Dyas-Ablagerungen ziemlich reichlich die charakteristischen Lyttonien (*Lyttonia Richthofeni Kayser*), die sonst noch in der mittleren Dyas von Japan, China, des Himalaya und der Salt Range (mittlerer *Productus*-Kalk), sowie in den Sosiokalken Siziliens auftreten.

Meine Funde auf Hydra überbrücken somit die Lücke zwischen den indischen und sizilianischen Vorkommen und sprechen für ein weites Mittelmeer, das sich zur Dyaszeit von Japan und China über den Himalaya und den Peloponnes bis nach Sizilien erstreckte.

Die Lyttonien der Insel Hydra (Peloponnes) zeigen übrigens dieselbe Erhaltung wie die von China (Loping) stammenden Stücke.

Mit der Dyas von Hydra habe ich diese Formation überhaupt zum erstenmal auf der südlichen Balkanhalbinsel nachgewiesen, ihre nähere Horizontierung konnte allerdings bis jetzt nicht vorgenommen werden.

Das hellenische Oberkarbon wird besonders durch die reiche Entwicklung und weite Verbreitung seiner mit Schiefern und Grauwacken in Verbindung stehenden Fusulinen- und Schwagerinenkalke gekennzeichnet, von denen die letzteren wohl teilweise schon an die oberste Grenze der Formation heranreichen und vielleicht auch noch in die Dyas hinaufgehen. Meine griechischen Fusulinen[1]) zeigen Beziehungen zu den russischen (Donjez), zu den kleinasiatischen, wie zu den dalmatinischen und alpinen Typen.

In Anbetracht der geographischen Lage der hellenischen Fusulinen- und Schwagerinenvorkommen werden ihnen natürlich vor allem auch die kleinasiatischen Fusulinenfaunen nahestehen. Solange jedoch die Revision der alpinen Fusulinen nicht abgeschlossen ist und die Bearbeitung der kleinasiatischen und dalmatinischen Fusulinen noch aussteht, lassen sich auch meine griechischen Fusulinen zu einer genaueren Zonenbestimmung nicht benützen. Ihr stratigraphischer Wert ist deshalb natürlich nicht zu unterschätzen, denn sie haben in weitverbreiteten Ablagerungen, die früher für Kreide gehalten worden waren, das Oberkarbon erwiesen, namentlich auch da, wo die weitergenannten Fossilien fehlen.

Brachiopoden- (vielleicht zum Teil schon Unterkarbon mit *Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.*, *Spirifer* etc.), Cephalopoden- (*Paralegoceras atticum Renz*, *Discites spec.*) und Korallenkalke (*Cyathophyllum*, *Lonsdaleia*) sind ebenfalls vorhanden, aber auf wenige, enger lokalisierte Vorkommen beschränkt.

Oberkarbonische Ablagerungen sind nach meinen Untersuchungen recht verbreitet in Attika (Beletsi, Parnes, Kithaeron), im östlichen Othrys und auf Hydra (Peloponnes), sowie vermutlich auch auf den nördlichen Sporaden. Außerdem tritt das Oberkarbon auch auf Euboea[2]) auf.

Das aus Quarzkonglomeraten, Schiefern und Grauwacken mit eingelagerten Kalken zusammengesetzte Unterkarbon (Amorgos, Attika, Skiathos) hat in Griechenland noch keine absolut sichere Fossilien geliefert. Aus einer gleichen Schichtenserie werden jedoch von der kleinasiatischen Insel Kos[3]) einige unterkarbonische Korallen angegeben.

---

[1]) Herr Dr. G. Dyhrenfurth, der die „Allgemeine Monographie der Fusulinen von E. Schellwien“ herausgibt und fortsetzt, hat die Beschreibung meines in Griechenland gesammelten karbonischen Foraminiferenmaterials für dieses Werk übernommen.

[2]) Auf Euboea nach Deprat.

[3]) Nach Plieninger.

Die ersten oberkarbonischen Vorkommen im Bereiche des Ägäischen Meeres wurden von der Insel Chios bekannt, wo F. Teller Fusulinenkalke aufgefunden hatte.

Später hat dann auch Bukowski bei Balia Maden und A. Philippson im Süden des Mysischen Zentralmassivs karbonische Schichten nachgewiesen. Hierdurch war allerdings eine scheinbare auffällige Verschiedenheit zwischen den beiden Ufern der Ägäis konstatiert, da man ja für Griechenland nach den Untersuchungen früherer hervorragender Forscher immer noch mit einem verhältnismäßig jugendlichen Alter seiner Gebirge rechnen mußte.

Diese ältere Auffassung hat noch im letzten Band des „Antlitz der Erde" Berücksichtigung gefunden, wo die alten kristallinen Rumpfmassen Ostgriechenlands mit den sie bedeckenden oder umgebenden sedimentären Schollengebirgen durchgängig zu den jungen Faltenzonen der Dinariden gerechnet wurden.

Ein noch höheres Alter als Karbon dürften die attischen und argolischen Quarzkeratophyre besitzen, die in petrographischer Hinsicht vollkommen den devonischen Lennekeratophyren Westfalens entsprechen. Sie gehören jedenfalls einer Eruptionsperiode an, die älter sein muß als die oberkarbonischen Schiefer- und Grauwackengesteine Attikas. Man kann wohl mit Recht annehmen, daß in der normalen nicht metamorphen Schichtenserie Ostgriechenlands auch Devon enthalten ist.

Von attischen Sedimenten habe ich unter dem nötigen Vorbehalt die roten Knollenkalke von Hagios Meletios zu dieser Formation gestellt und auf Euboea glaubte J. Deprat schwarze Schiefer mit Bruchstücken von *Lingula* und *Leperditia* dem Devon zuteilen zu können.

Ein devonisches Alter der roten Knollenkalke und Quarzkeratophyre Attikas wäre ja auch insofern nicht auffällig, als devonische Ablagerungen bekanntermaßen auch in Süditalien (Aspromonte), am Bosporus und im Taurus auftreten.

Silur und Cambrium sind aus Griechenland nicht bekannt, ebensowenig steht fest, ob und inwieweit diese Formationen in den metamorphen hellenischen Bildungen enthalten sind.

Ich möchte nun meine Ergebnisse, die in vieler Hinsicht den Ansichten meiner Vorgänger in der geologischen Untersuchung Griechenlands widersprechen, mehr als Erweiterung, denn als Richtigstellung der früheren Forschungsarbeiten betrachtet wissen.

Die geologischen Aufnahmen in Griechenland sind ja in keiner Weise mit denjenigen in den Kulturländern zu vergleichen und bei den zu bewältigenden inneren und äußeren Schwierigkeiten bedarf es der Arbeitskraft vieler, um allmählich in der keineswegs einfachen Stratigraphie und Tektonik des schwer zugänglichen und zu bereisenden Landes Klarheit zu schaffen.

Daß auch meine Arbeiten die Fundamente der bisherigen Forschungen mehr ausbauen, als, wie es vielleicht auf den ersten Blick den Anschein haben könnte, einreißen, bekunden auch einige der jetzt nur aufs Geratewohl herausgegriffenen wichtigsten Ergebnisse aus früherer Zeit.

Es sei hier zum Beispiel die Entdeckung von Malm in der Argolis durch die Expédition scientifique de Morée oder von Fusulinenkalken auf der Insel Chios durch F. Teller erwähnt. Es sei ferner erinnert an die Horizontierung der korfiotischen Sedimente durch J. Partsch, an den Nachweis der weiten Verbreitung des Eocäns durch A. Philippson und an die erst der jüngsten Zeit angehörenden Arbeiten von L. Cayeux auf Kreta und in der Argolis, sowie von J. Deprat auf Euboea.

Diese Kritik bezieht sich naturgemäß nur auf die Untersuchungen wirklich ernsthafter Forscher; Elaborate, wie sie neuerdings die Herren Ph. Negris und Konst. Ktenas produzieren[1]), beruhen in der Hauptsache nicht auf selbständiger Forschung und sind eigentlich kaum etwas anderes als ungenaue Referate, in denen die Arbeiten der referierten Autoren vielfach ungenannt bleiben. Ein Eingehen auf diese Wiederholungen erübrigt sich an dieser Stelle.

Meine räumlich noch beschränkten Forschungen im östlichen Hellas werden im folgenden I. Abschnitt (Der sedimentäre Mantel des Zentralmassivs der Kykaden nebst einem Anhang 1. Beiträge zur Kenntnis der Sedimenthülle des Olympmassivs, 2. Geologische Untersuchungen am Parnaß) behandelt; die schon weiter vorangeschrittenen Arbeiten im westlichen Peloponnes, in Akarnanien, Südalbanien (Epirus) und auf den Ionischen Inseln sind Gegenstand des II. Teiles der vorliegenden Abhandlung.

Einigen Kapiteln, wie zum Beispiel Korfu, Ithaka, Akarnanien, sind auch bereits fertiggestellte geologische Karten (1 100.000) beigegeben.

Eine genaue Kartierung des übrigen Griechenlands in dem gleichen Maßstabe ist natürlich, da sie viel mehr Zeit erfordern und schließlich auch kein weiteres Interesse mehr bieten würde, der Arbeitskraft und dem Privatvermögen eines geologischen Forschungsreisenden nicht zuzumuten, sondern muß einer zurzeit allerdings noch nicht existierenden staatlichen Landesaufnahme vorbehalten bleiben.

Nach definitivem Abschluß meiner griechischen Studien werde ich natürlich auch die Verteilung der einzelnen Formationen auf einer allgemeinen Übersichtskarte veranschaulichen.

Nachdem somit in stratigraphischer Hinsicht die Lücken immer mehr verschwinden, werden auch die Versuche, den schwierigen Gebirgsbau zu enträtseln, Hand in Hand damit bessere Erfolge zeitigen.

Den speziellen Kapiteln möchte ich — soweit es unser heutiges Wissen erlaubt — noch einen ganz allgemein gefaßten Überblick über einige der wichtigsten geologischen Grundlinien von Hellas voranstellen.

---

[1]) Es werden darunter, wie schon erwähnt, nur die in das Gebiet meiner vorliegenden Abhandlung einschlagenden Mitteilungen beurteilt.

Geologische Leitlinien von Hellas.

Die jüngsten Teile des Mittelmeeres sind der Pontus, das Ägäische Meer und die Adria mit ihrer südlichen Fortsetzung, dem Ionischen Meer.

Diese jungen Einbrüche umrahmen die südöstliche Halbinsel unseres Kontinentes, deren Oberflächenkonfiguration sich somit erst in jüngster geologischer Zeit herausgebildet hat, eine Entwicklung, die, wie die häufigen Erdbeben zeigen, noch keineswegs zum Abschlusse gelangt ist.

Die Geschichte der Entstehung dieser Einsenkungen und ihres allmählichen Niederbruches lernt man naturgemäß durch das Studium der angrenzenden Küstengebiete und Inseln kennen.

Die Apenninenhalbinsel, die Herzegowina, Bosnien, Dalmatien, sowie die pontischen Westküsten sind im wesentlichen bekannt, während die Geologie des südlichen Teiles der südosteuropäischen Halbinsel sich erst in jüngster Zeit zu klären beginnt.

Betrachten wir zunächst das **Ionische Küstengebiet.**

Der westliche Peloponnes, das heißt das Stück westlich der Linie Kalamata—Ägion, ferner Akarnanien, Ätolien, Epirus mit dem Tsumerka, Südwestalbanien und die Ionischen Inseln werden von einer Reihe parallel verlaufender mesozoischer Faltenketten durchzogen, die in zwei je einheitlich gebaute Gebirgszonen zerfallen.

1. Die östliche Zone, die Olonos-Pindos-Zone, beginnt am Kap Gallo und erstreckt sich durch die Messenische Halbinsel über die Ithome, die Berge von Andritsaena, das Olonosgebirge (Erymanthos) bis zum Golf von Patras und setzt sich jenseits des korinthischen Grabenbruches über Naupaktos in den ätolischen Kalkalpen, im Tsumerka- und Prosgoligebirgszug fort.

Das vorherrschende Sediment der Olonos-Pindos-Zone sind Plattenkalke, Schiefer und Hornsteine, eine Schichtengruppe, die früher als Olonos- oder Pindoskalk bezeichnet wurde und bereits in der obersten Mitteltrias (Halobien und Daonellenschichten) beginnt. Das Liegende dieser Faziesentwicklung, die vermutlich nach aufwärts während mehrerer Formationen andauert, bilden Schiefer und Sandsteine.

So finden sich zwischen Andritsaena und Bassae innerhalb der Schieferhornsteinfazies auch Zwischenlagen mit Rudisten, während an anderen Punkten der gleichen Gebirgszone, zum Beispiel auf dem Olonos- und Tsumerkagipfel, wieder gewöhnliche dicker gebankte, graue Rudistenkalke auftreten.

2. Der Hauptstamm der zweiten, westlicheren oder Ionischen Zone, der auch die Ionischen Inseln angehören, wird im Süden Akarnaniens durch den Querbruch des korinthischen Golfes abgeschnitten. Sie reicht nach Norden bis zum Akrokeraunischen Vorgebirge, um dort in der Adria unterzutauchen.

In den durch Quer- oder Diagonalbrüche vielfach unterbrochenen akarnanisch-epirotischen und ionischen Faltenketten wird

die Trias durch massige Dachsteinkalke, Hauptdolomite und *Cardita*-kalke vertreten; erst vom Mittellias ab aufwärts treten auch in dieser westlicheren Region ebenfalls schiefrige und kieselige Glieder auf. In der Oberkreide finden sich hier wieder die massigen Kalke der Rudistenkreide, während bei den zeitlich äquivalenten Bildungen des Olonos-Pindos-Systems auch im jüngsten Mesozoikum schiefrig-kieselige Sedimente vorzuherrschen scheinen. Offenbar stellen daher die Schichten der Olonos-Pindos-Zone, die in den in Frage kommenden ältesten und jüngsten mesozoischen Epochen von der ionischen Entwicklung abweichen, Sedimente aus größeren Meerestiefen dar. Eruptivgesteine, wie Diabase, spielen in der Olonos-Pindos-Zone eine nur ganz untergeordnete Rolle, in der Ionischen Zone scheinen sie überhaupt zu fehlen [1]).

3. Als Grenzzone schiebt sich zwischen die Olonos-Pindos- und die akarnanisch-epirotischen Ketten ein breites vom Süden Messeniens bis hinauf zum Tsumerka reichendes Flyschband (Eocän) ein, das im Peloponnes allerdings teilweise durch Neogen unterbrochen wird.

Die als *Pindos- oder Olonoszone* bezeichnete Gebirgszone besteht, zunächst gesehen, aus einer langen, von Messenien bis zum Tsumerka reichenden einheitlich gebauten Faltenkette, an die sich im Osten eine Reihe weiterer paralleler Falten anschließt. An ihrer Westseite scheint der eben erwähnte breite Flyschzug teilweise zusammen mit Partien der äußersten, offenbar nach Westen liegenden Falte herabgesunken zu sein. Diese Verwerfungszone begleitet anscheinend die Olonos-Pindos-Falten an ihrer Westgrenze von Messenien bis zum Tsumerka. Das Andauern der tektonischen Störungen macht sich auch heute noch durch Erderschütterungen bemerkbar, wie durch die jüngsten Erdbeben (Juli 1909) in der Gegend von Olympia, die sich in dieser Bruchzone abgespielt haben.

Entlang der Grenze zwischen dem westpeloponnesisch-ätolischen Flyschband und der Olonos-Pindos-Zone lassen sich nun aber an verschiedenen Punkten Überschiebungen beobachten. Der Flysch wird von den älteren, hauptsächlich triadischen Plattenkalken, Schiefern und Hornsteinen überschoben. Frühere Autoren, wie A. Philippson und namentlich auch L. Cayeux, haben den Überschiebungen eine große Bedeutung zugeschrieben. L. Cayeux verlängert die von ihm auf Kreta beobachtete Überschiebungszone durch den Peloponnes, nachdem er festgestellt hatte, daß sich die Olonosfalten im kretischen Inselbogen fortsetzen.

Auch ich habe diese Frage an mehreren Querschnitten durch den Olonos-Pindoszug studiert.

So besteht das Tsumerkagebirge im wesentlichen aus mesozoischen Kalken, Hornsteinen und Schiefern, einer Schichtenfolge, die zum Teil der Obertrias angehört, wie meine Halobien- und Daonellenfunde am Paß Aphti zwischen Melissurgi und Theodoriana, sowie unterhalb Kalarrytaes und oberhalb Dawitziana beweisen.

---

[1]) Bis jetzt wurden nur im Eocänflysch von Varnakas (westliches Akarnanien) Blöcke von Hornblendereichem Amphibolit angetroffen.

Nur auf den höchsten Gipfeln, wie dem Kataphidi, treten auch Rudistenkalke [1]) auf.

Von Westen aus gesehen scheinen die eocänen Schichten des schon erwähnten breiten Flyschbandes unter die schroffe Wand des Westabsturzes des Tsumerka einzufallen und die mesozoischen Gesteine des Tsumerkamassivs, wie die Obertrias, als Decke auf dem eocänen Flysch zu schwimmen. In dem rings von den älteren mesozoischen Kalken, Schiefern und Hornsteinen umschlossenen Talkessel von Theodoriana sind nun ebenfalls flyschartige Schiefer und Sandsteine bloßgelegt.

Der Angelpunkt der ganzen Frage liegt nun in der Altersbestimmung der flyschartigen Gesteine von Theodoriana.

Sind dieselben ident mit dem Flysch der großen westlicheren Flyschzone, dann ist der Talkessel von Theodoriana als Fenster und die mit der Obertrias beginnenden mesozoischen Kalke, Hornsteine und Schiefer des Tsumerkagebirges als eine auf der unten durchgehenden eocänen Flyschunterlage schwimmende Masse oder Decke zu betrachten.

Leider sind aber aus den flyschartigen Gesteinen von Theodoriana noch keine Fossilien bekannt, ihr Alter läßt sich daher vorerst nicht mit Sicherheit bestimmen.

In den ätolischen Kalkalpen und auch im Olonos habe ich nämlich beobachtet, daß unter den karnischen plattigen Kalken und Hornsteinplatten mit Halobien und Daonellen gleichsinnig fallende braune Schiefer und schiefrige Sandsteine lagern, die demnach älter sind als die konkordant darüber folgende Obertrias, sich aber, wie gesagt, in petrographischer Hinsicht von gewissen Partien des eocänen Flysches nicht unterscheiden lassen. Besonders klar konnten diese Lagerungsverhältnisse in den ätolischen Kalkalpen zwischen Arenda und Petri beobachtet werden.

Stellen nun die flyschartigen Gesteine von Theodoriana einfach das Liegende der am Paß gegen Melissurgi auftretenden Halobienschichten dar und bilden den Kern der Falte, in der auch darüber die paläontologisch fixierte Obertrias freiliegt, dann ist natürlich auch die Annahme einer Deckennatur des Tsumerkakammes, sowie die Existenz eines Fensters bei Theodoriana hinfällig.

Wollte man allerdings die Deckenhypothese noch weiter ausdehnen, so ließe sich annehmen, daß die mesozoischen Kalke, Schiefer und Hornsteine, die nicht nur den etwas vorgelagerten Tsumerka, sondern auch den ganzen Pindoszug zusammensetzen, als Decke auf dem Flysch aufruhen oder schwimmen und die ätolische Flyschzone darunter durch mit den östlicheren Flyschvorkommen zusammenhängt. Bei dieser mir sehr wahrscheinlich dünkenden Annahme könnte das Alter der flyschartigen Gesteine von Theodoriana überhaupt außer Betracht bleiben.

Ebenso wie man die bezeichnenden obertriadischen Daonellen- und Halobienschichten bei jedem Querschnitt durch die Olonos-Pindos-

[1]) Hier auch schon von Hilber beobachtet.

Zone finden wird, wiederholen sich in deren langgestrecktem Verlauf auch noch weitere, ähnliche tektonische Bilder wie im Tsumerka.

So fallen an der Westfront des Olonosgebirges die eocänen Flyschschichten scheinbar unter die den Kamm des Gebirgszuges bildenden mesozoischen Ablagerungen ein, die sich auch hier aus den gleichen Sedimenten wie im Tsumerka zusammensetzen. In dem Apanokampos unter dem Olonosgipfel und im oberen Kamenitzatal bis hinüber zum Tal von Lopesi habe ich die durchstreichenden karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten nachgewiesen; sie ziehen natürlich von da sowohl in nördlicher wie in südlicher Richtung weiter und liegen bei Prostowitza in geringer Entfernung oberhalb des eocänen Flysches. Der Olonosgipfel selbst besteht aus Rudistenkalk.

Es hat somit auch hier ganz den Anschein, als ob die älteren obertriadischen bis jungmesozoischen Bildungen über den eocänen Flysch überschoben wären, wie ich dies auch schon in einer früheren Publikation betonte [1]).

Es frägt sich nun, wie weit diese Überschiebungsscholle reichen würde.

Auch hier kann keine Entscheidung getroffen werden, da das Alter der im Osten vom Hauptkamm entblößten flyschartigen Gesteine, wie beispielsweise zwischen Surbani und Kloster Anastasowa, im oberen Liwartzital [2]) und westlich von Tripotamos und Diwri noch nicht feststeht.

Gleichartige Gesteine finden sich auch am Joch zwischen dem Olonosgipfel und dem östlicheren Gebirgskamm.

Es kann sich aber an den genannten Punkten ebenso wie bei Theodoriana um eocänen Flysch oder auch um die unter den karnisch-unternorischen Halobien-Daonellenschichten lagernden schiefrigen und sandigen Gesteine handeln.

Das letztere erscheint mir in manchen Fällen sogar wahrscheinlicher.

Die bunten roten Farbentöne, die zum Beispiel die Schiefer und Sandsteine im Liwartzital charakterisieren, habe ich sonst im eocänen Flysch Griechenlands noch nicht beobachten können.

Das Alter der östlich des Hauptkammes liegenden Vorkommen von flyschartigen Gesteinen als Eocän und gleichzeitig damit ihre Natur als Fenster ist zwar möglich, aber wie gesagt, noch nicht erwiesen.

Im Süden der peloponnesischen Halbinsel, in Messenien, treten auf der Ostseite der Ithome unter denselben mesozoischen Bildungen, die auch hier mit der Obertrias beginnen (den vom Süden Messeniens bis zum Olonos und weiter durchstreichenden bereits 1905 von mir nachgewiesenen karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten), gleichsinnig in den Berg einfallende flyschartige Gesteine hervor.

---

[1]) Carl Renz, Zentralblatt für Min. etc. 1904, pag. 257.
[2]) Am Paß gegen Vlasia und westlich des Dorfes.

Sind dieselben Eocän, wie die Philippson'sche Karte und das Profil dieses Autors[1]) angibt, dann dürften sie unter dem Gebirge hindurch mit der großen, hier nur in Fragmenten erhaltenen, westpeloponnesischen Flyschzone zusammenhängen und die mesozoischen Ablagerungen der Ithome und der westlicheren mesozoischen Berge würden nur eine darübergeschobene Decke darstellen.

Zu dieser Deckenscholle gehören natürlich auch die nördlicheren und südlicheren gleichartigen Sedimente, zum Beispiel der Lykodimo.

Ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse herrschen auch zwischen Olonos und Tsumerka, in den ätolischen Kalkalpen.

Mit Ausnahme der triadischen Schiefergesteine zwischen Arenda und Petri bleibt es indessen auch hier zweifelhaft, ob die östlich der Kammlinie Kynigu—Kutupa und ihrer Verlängerung auftretenden flyschartigen Gesteine der Mitteltrias oder dem Eocän angehören, ob sie reguläre Unterlagerungen oder Fenster darstellen.

Das gilt zum Beispiel für die flyschähnlichen Schiefer und Sandsteine, die nördlich oberhalb Lambiri bis zur Paßhöhe und jenseits derselben im Tal von Mesochoria und Goritzista aufgeschlossen sind. Im Westen und im Osten davon liegen in höherem Niveau triadische Gesteine, die karnischen Daonellenschichten im oberen Teil des Tales von Goritzista und die roten, gleichfalls Halobien und Daonellen führenden Hornsteinplatten von Kokkinovrysis. Als Fortsetzung hiervon sind die Halobien- und Daonellenschichten auch entlang dem Lambirital aufgeschlossen.

Zusammenfassend können wir sagen, daß ebenso wie weiter im Nordwesten, wohl auch in der Olonos-Pindos-Zone mehr oder minder ausgedehnte Überschiebungen vorkommen, eine Erscheinung, die ich auch schon in meiner größeren, 1905 im Neuen Jahrbuch für Min. etc.[2]) publizierten Abhandlung ausdrücklich hervorgehoben habe. Meines Dafürhaltens ist auch die Existenz jener größeren Decken, auf die ich im voranstehenden Text hingewiesen habe, sehr wahrscheinlich.

Jene Riesendecken allerdings, welche gleich über die Adria bis zum Monte Gargano und zum Monte Conere gehen sollen, scheinen selbst überzeugungstreuen Deckentheoretikern noch nicht bewiesen zu sein.

Es handelt sich nun ferner darum, die bis zum Tsumerka und Prosgóli-Gebirge festgestellten Olonos-Pindos-Falten mit den dalmatinischen und nordalbanischen Gebirgen in Verbindung zu bringen.

Unsere Kenntnis des nordwestlich vom Tsumerka und Prosgóli liegenden Teiles von Albanien ist jedoch leider zu gering, um hier etwas Positives über den weiteren Verlauf der Olonos-Pindos-Ketten sagen zu können.

Erst Nordalbanien wurde in neuerer Zeit durch die Forschungen von Nopcsa, Vetters und Frech besser bekannt.

---

[1]) A. Philippson, Der Peloponnes, p. 368. Bei diesem Profil wäre nur das von mir berichtigte, mit der Obertrias beginnende Alter der Hornsteine und Plattenkalke (Olonoskalke) zu berücksichtigen.

[2]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc., 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 222.

Die nordalbanischen Kalkalpen sind in ihrer Struktur etwa dem Südtiroler Plateaugebirge zu vergleichen, während Süddalmatien, das von Bukowski genau aufgenommen ist, von den dinarischen Ketten durchzogen wird.

Die dinarischen Ketten, denen sich die Olonos-Pindos-Ketten in ihrem Bau zunächst anschließen dürften, keilen aber in der Gegend von Alessio, nicht weit südöstlich von der dalmatinischen Grenze, aus, wie dies erst vor kurzem von F. Frech festgestellt wurde. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse könnte man also höchstens sagen, daß die dinarischen Ketten weiter im Süden in der Pindos-Olonos-Zone sozusagen wieder aufleben.

In der *Ionischen Zone* sind gleichfalls mehrere Falten zu unterscheiden, die etwa parallel dem adriatisch-ionischen Randbruch nach Nordwesten ziehen und bei Valona von dem illyrischen Querbruch abgeschnitten werden.

Dies gilt zunächst für die Falte des über 2000 *m* ansteigenden Tschikazuges, eines mächtigen Gewölbes, als dessen Kern der Hauptdolomit bloßgelegt ist. Am Westabsturz des jäh aus dem Meer aufstrebenden Tschikazuges ist der Westflügel dieses Gewölbes in Schollen zertrümmert entlang dem Randbruch herabgesunken. In buntem Wechsel sind hier liassische, mittel- und oberjurassische, kretazische und eocäne Schollen durcheinandergewürfelt.

Weiter nach Süden zu nimmt diese Bruchbildung offenbar noch größere Dimensionen an.

Hier ist eine kolossale Gebirgsscholle, der auch die Insel Korfu angehört, quer gegen die Falte des Tschikazuges und längs einer östlicheren Falte der Stugura-Platovuni und Bačkette abgerutscht und zum Teil noch im Meer versunken.

Im Osten schließt sich an die Tschikafalte eine weite Flyschmulde an, die an ihrer östlichen Grenze gegen die vorwiegend aus jurassischen Sedimenten (Lias bis Malm) bestehende Falte der Stugara-Platovuni und Bačkette abgebrochen ist. Der Zusammenhang dieses Flyschbandes zwischen dem Tal der Polyanthis (Suschitza) und der Flyschmulde nordwestlich von Delvinon (Kaliassa-Senitza) steht noch nicht fest und ist möglicherweise durch den schon erwähnten Querbruch und die Störungen (vielleicht eine Überschiebung) beim Sopoti (Berg von Tatsád) unterbrochen.

Über dem wohl größtenteils nur einseitig erhaltenen Ostflügel der mesozoischen Bač-Platovuni-Falte folgen wieder plattige Nummulitenkalke und die gleichfalls eine Mulde bildende Flyschzone des Drynostales. Diese Flyschmulde bricht ebenfalls gegen die nächstöstlichere Aufwölbung des mesozoischen wohl meist jurassischen Makrikampos [1]) und Siutistagebirges (Lias, Dogger) ab.

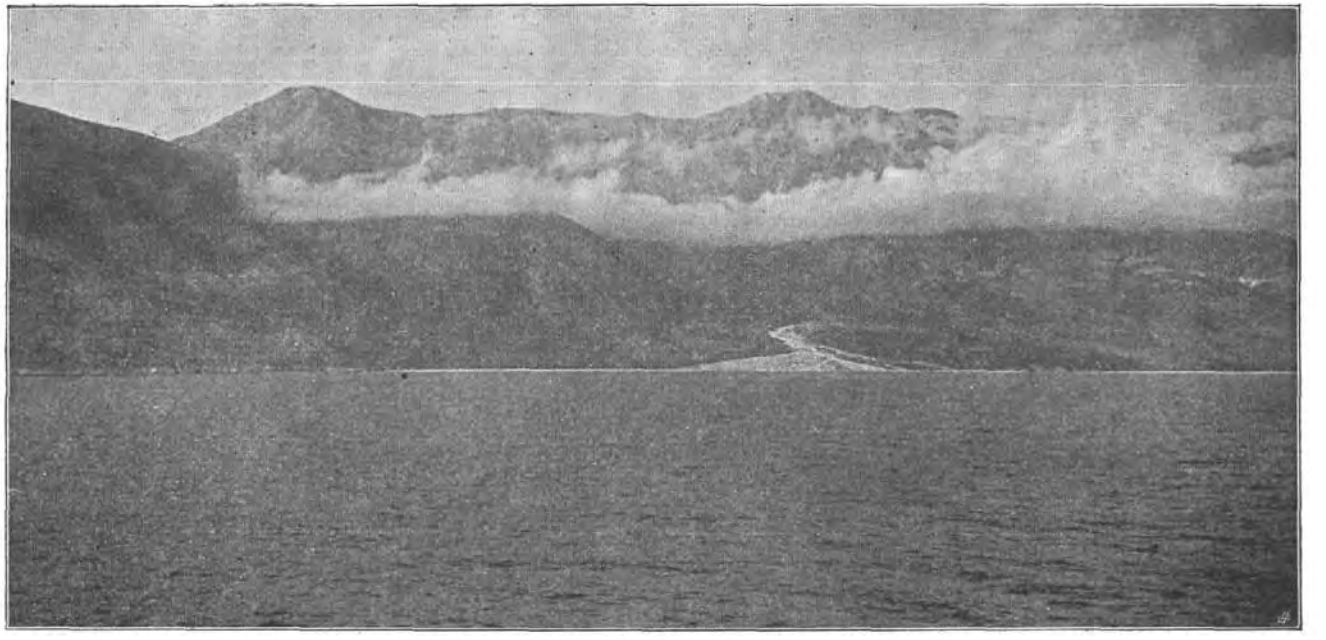
Es wiederholt sich daher hier nochmals dasselbe tektonische Bild wie in der vorangehenden westlicheren Zone.

Wir haben daher zwei Längsschollen ausgeschieden, die staffelförmig und parallel dem adriatisch-ionischen Randbruch gegen Westen heruntergebrochen sind. Das Absinken dieser Schollen fand vermutlich

[1]) Hier wohl auch Dachsteinkalk.

Fig. 1.

Logarapaß. Tschika.



Tschikazug vom Meer gesehen.

(Photographie von C. Renz.)

gleichzeitig mit dem Einbruch der Adria und ihrer südlichen Fortsetzung, dem Ionischen Meere, statt.

Die parallele Anordnung der Falten und Hauptverwerfungen, die im wesentlichen der Richtung des Gebirgsstreichens entspricht, ist jedenfalls bemerkenswert.

Neben den wichtigen Längsbrüchen durchsetzen noch zahlreiche Quer- oder Diagonalbrüche die eben skizzierten Falten und Mulden.

Die angegebenen Schollen werden also durch diese Brüche, die manchmal (zum Beispiel in der Bač-Stugara-Zone) auch mit Überschiebungen[1]) verbunden zu sein scheinen, noch in weitere Fragmente zerbrochen.

Diese jungtertiäre bis quartäre Bruchbildung hat auch die Umgrenzung der heutigen Ionischen Inseln geschaffen.

Auf den Ionischen Inseln lassen sich noch einige weitere westlichere, ebenfalls von einem Bruchnetz durchschnittene Falten beobachten, deren nördliche Fortsetzung nach langer Unterbrechung möglicherweise wieder im Monte Gargano hervortritt.

Das Gebirge des nördlichen Korfu bildet im wesentlichen eine große, nach Westen liegende Falte, deren mesozoische Schichten den eocänen Flysch als Kern einer sich westlich anschließenden, zusammengepreßten Mulde überfalten.

Von einer weiteren, westlicheren Aufwölbung ist nur mehr der Ostflügel erhalten (Kurkuli).

Den Kern der liegenden Falte stellt der Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Pantokratormassives dar.

Der ältere Dolomit setzt den westlichen Teil des Massives zusammen vom Stravoskiadi bis Kuramilas[2]) und Saprovuno, die größere östliche Hälfte mit dem Pantokrator selbst wird vom Dachsteinkalk eingenommen (nördlich vom Gipfel mit Gyroporellen). Im Schoße desselben ist der Dolomit nochmals im unteren Teile des Tales von Sinies durch Erosion, sowie auf der Plateauhöhe im Westen von Perithia (beim Lasis und im SSO davon) durch den Einbruch des Talkessels von Perithia aufgeschlossen.

Im Ostflügel des Gewölbes folgen regulär über dem fossilreichen Oberlias der Zone Karya—Palaeospita—Sinies—Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia — Perithia — H. Athanasios — Lutzes unterer Dogger, oberer Dogger mit den Posidonien-Hornsteinplatten des *Parkinsoni*-Horizontes, die Schiefer-Plattenkalkfazies des Oberjuras und die Kreide, in ihrer oberen Abteilung durch die massigen Rudistenkalke gekennzeichnet.

Im Westen des Pantokratormassives, also auf der überkippten Seite, treten dieselben Bildungen in umgekehrter Reihenfolge bis hinauf zum plattigen Nummulitenkalk unter dem Lias streifen Panagiahochtal—Strinilla—Tal von Betalia und Riva—Lavki—östlich Kastello, hervor.

---

[1]) Inwieweit auch in den westepirotischen Gebirgen Decken vorhanden sind, wird sich erst durch weitere Längs- und Querrouten entscheiden lassen.

[2]) Oberhalb zwischen Drymodi und Lavki bei Krassati auch Dachsteinkalk.

Fig. 2.

Hauptdolomit. Dachsteinkalk.



Pantokratormassiv auf Korfu, von Ypso aus gesehen.

(Photographie von C. Renz.)

Der Nummulitenkalk lagert konkordant dem eocänen Flysch des oberen Muldenflügels Omali—Episkepsis—H. Panteleimona auf. Darüber folgt ein Hippuritenkalkband und die älteren Bildungen.

Auf der anderen Seite des Muldenkernes tritt im unteren Muldenschenkel jetzt regulär unter dem Flysch der plattige Nummulitenkalkzug Spartilla—Zygos heraus.

Darunter folgt Hippuritenkalk, Glieder der Hornstein-Schiefer-Plattenkalkgruppe u. a. mit den Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers an dem Hügel westlich der Vothynas-Mulde, Lias (u. a. mit schwarzem Posidonienschiefer), Dachsteinkalk und Hauptdolomit (H. Markos), alles sozusagen jedoch nur in Fetzen oder kleineren Schollen erhalten, denn der Zusammenhang der einzelnen Schichtenglieder ist hier durch Verwerfungen (vorwiegend Längsverwerfungen entlang dem Hauptbruch Pyrgi—Palaeokastritza), sowie durch den Neogeneinbruch des Katapinoshochtales vollkommen gestört.

Ebenso wird auch die Falte des Pantokratormassives von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt und hierdurch, sowie auch durch kesselförmige Einbrüche[1]) in zahlreiche Fragmente zerstückelt.

Der mesozoische Gebirgsrumpf des Pantokrator an sich wird auf seiner Südseite durch den schroffen Abbruch Agni—Glypha—Pyrgi—Korakiana begrenzt, im Osten und Nordosten durch den Nordkanal. Im Nordwesten wird er durch die Linie H. Katharina—Nyphaes vom Neogen geschieden. Ein spitzwinklig begrenztes Neogenland schiebt seine Spitze von Kyprianades, Valanio und Chorepiskopi bis H. Varvara und H. Nikolaos (bei Zygos) vor.

Durch Absinken nach zwei entgegengesetzten Richtungen wird die auf der Westseite des Pantokratormassives überfaltete Flyschmulde in zwei Schollen zerrissen, zwischen denen eine schmale Rippe von Hauptdolomit vom Stravoskiadi bis zur Kuppe von H. Triada hindurchstreicht (zwischen Omali und Sgurades).

Mit der südlichen Flyschscholle Spartilla-Zygos ist ihre mesozoische Unterlage, mit der nördlichen (Omali—Episkepsis—H. Panteleimona) der vom Nummulitenkalk bis zum Mittellias reichende überkippte Westflügel der liegenden Falte abgerutscht.

Die Ostseite des Pantokratormassives wird ebenfalls von Verwerfungen begleitet.

Im Süden des Viglaes lassen sich abwärts von der Oberliaszone Karya—Palaeospita—Sinies—Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia einerseits und der Häusergruppe Vligatzuri (oberhalb Glypha) anderseits drei staffelförmige Gehängebrüche beobachten, wodurch der Oberlias-Doggerstreifen von Sinies—Palaeospita—Karya dreimal untereinander wiederkehrt und der liegende Mittellias bei Sinies—Palaeospita—Karya verdeckt wird.

Hierdurch ist zwischen der von der Wasserscheide zwischen den Tälern von Sinies und Perithia bis Karya reichenden Oberliaszone

[1]) In dem Einbruchskessel von Perithia finden sich jurassische Gesteine der Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfazies, bei Perithia selbst auch Oberlias und unterer Dogger, rings umschlossen von den älteren Dachsteinkalken und Hauptdolomiten; im Panagiahochtal über das Joch hinüber zu den Brunnen von Betalia inmitten der mesozoischen Gebirge auch kleine eingebrochene Neogenreste.

und dem N—S verlaufenden Ostabbruch des Pantokratormassives eine dreieckig begrenzte Bruchscholle abgesunken.

Aber auch zwischen dieser Wasserscheide und dem Tal von Lutzes vermißt man eine normale Lagerung, da von oben bis in die Gegend von H. Athanasios der Oberlias infolge Absinkens des Ostflügels der Falte auf der östlichen Außenseite der Dachsteinkalkmasse fehlt[1]). Im Tal südlich Lutzes und bei Lutzes ist wieder Oberlias vorhanden, an der Nordküste schneiden jedoch bei dem Inselchen Fustapidima (II. Spiridion) die Gesteine der oberjurassischen Schiefer-Plattenkalkfazies direkt gegen den Dachsteinkalk der Antinioti-Halbinsel und der östlicher gelegenen Landzunge ab.

Das mit Ölwald bestandene Hügelland zwischen Antinioti und dem Saprovuno besteht aus den Posidonienschiefern und tonigen Ammonitenkalken des Oberlias und den jüngeren Gesteinen der jurassischen Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfazies (darunter die Posidonienschichten mit *P. alpina*), so daß also auch etwa in der Linie von Lutzes gegen Kastello zu ein Abbruch anzunehmen ist.

Das Gebirgsland von Korfu[2]) bietet somit ein recht verwickeltes tektonisches Bild. Ich habe dasselbe etwas ausführlicher zu zeichnen versucht, denn es veranschaulicht auch die wesentlichsten Züge des Gebirgsbaues der ionischen Inseln; intensive Faltung und nachherige Zerstückelung in Schollen.

Eine ähnliche Gebirgsstruktur wie Korfu zeigen auch die südlicheren ionischen Inseln[3]), die Falten und Längsbrüche des westlichen Epirus setzen sich dagegen in Akarnanien, im Gebirgsrumpf des Xeromeros, fort.

Die Grenzzone gegen die Olonos-Pindos-Ketten wird hier durch einen breiten Längsgraben gebildet, der aus dem schon erwähnten, von Messenien bis zum Tsumerka durchstreichenden Flyschband und kleineren, an seiner Westgrenze darunter hervortretenden Nummuliten und Rudistenkalkschollen erfüllt wird. Daneben finden sich aber auf der

---

[1]) Er hat sich dafür an der Ostseite des Einbruchkessels von Perithia erhalten.

[2]) Vergl. hierzu auch J. Partsch, Die Insel Korfu, Petermanns Mitteil. 1887, Ergänz.-Heft Nr. 88 und Petermanns Mitteil. 1897, Literaturber. Nr. 316, ferner Ch. Stefani, Observations géologiques sur l'île de Corfou, Bull. soc. géol. France (3), XXII, 1894, pag. 445.

[3]) Die Insel Ithaka zerfällt in zwei Teile, die durch einen schmalen Isthmus miteinander in Verbindung stehen. Der südliche Inselteil ist eine Antikline, deren Achse beim Fortschreiten von N nach S allmählich von der Nordsüd-Richtung in eine Westost-Richtung umbiegt. Der Kern der Falte besteht aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk, ihr Mantel aus Lias, Dogger, Malm, Kreide und Eocän.

Die nördliche Inselhälfte stellt eine etwa N—S orientierte Synkline dar. Die Muldenachse folgt der Längsrichtung des Flyschzuges von Aphales-Stavros. Auf dessen West- und Ostseite tritt darunter die normale Schichtenfolge, nämlich Nummuliten-, Hippuritenkalk, Oberjura, Dogger, Lias, Dachsteinkalk und Hauptdolomit hervor. Die liassisch-obertriadischen Bildungen von Exogi setzen sich weiter im Süden auf Kephallenia in den Gebirgen von Sami (Avgos, Kokkinirachi) fort.

Am Aufbau der Insel Leukas beteiligen sich dieselben Gesteine und Altersstufen; meine geologische Aufnahme von Leukas ist jedoch noch nicht abgeschlossen. Möglicherweise dürfte hier die Dachsteinkalkmasse des Stavrotas und die jüngeren mesozoischen Schichten als Decke auf dem eocänen Flysch auflagern.

Westseite auch jüngere neogene bis quartäre Bildungen. In diesem Längsgraben liegen mehrere Seen, Agrinion-, Rivios- und Ambrakia-See.

Im Westen dieses Grabens ist zunächst die Flyschzone Astakos-Aetos mit den an ihrem Ostrand hervortretenden, westlich fallenden älteren Nummulitenkalken, Kreide-, Malm-, Dogger-, Liasbildungen und Dachsteinkalken abgesunken, und zwar in entgegengesetzter Richtung, nämlich gegen den Graben zu, während die liassisch-obertriadischen Kalkmassen im Westen des Flyschzuges (Zone Bumisto—Kap Turko-Viglia) wenigstens im Verhältnis dazu stehen geblieben sind.

Gegen denselben liassisch-obertriadischen Gebirgsrumpf, der im Norden im Bumisto endigt[1]), ist auch der zweite westakarnanische, zwischen Bumisto und Hypsili-Koryphi hindurchstreichende Flyschzug herabgebrochen, und zwar in entgegengesetzter, das heißt normaler Richtung. Derselbe deckt jetzt die nunmehr an seiner Westseite darunter erscheinenden Nummulitenkalke, Hippuritenkalke, den hauptsächlich jurassischen bis zum mittleren Dogger hinunterreichenden Schieferhornsteinkomplex, liassische Bildungen und Dachsteinkalke des Hypsili Koryphi-Bergandizuges ein.

Die Senkungsgebiete des Golfs von Arta, des Ambrakia- und Rivios-Sees erklären sich ohne weiteres aus den eben skizzierten tektonischen Bewegungen.

Die korrespondierenden epirotischen und akarnanischen Ketten sind durch die breite Einsenkung des Ambrakischen Meerbusens (Golf von Arta) voneinander getrennt; im Süden werden die akarnanischen Falten, wie schon erwähnt, von dem Querbruch des Korinthischen Golfs (Golf von Patras) abgeschnitten.

Es wäre nicht ausgeschlossen, daß jene Querbrüche des Ambrakischen Golfs auch die Olonos-Pindos-Ketten durchsetzen und auf den Spercheios-Graben und seine Fortsetzung, den Golf von Lamia und die Meerenge von Atalanti (Euripos), treffen. Die Parallelität mit dem südlicheren Quergraben des nur tiefer in das Land eindringenden Korinthischen Golfs ist jedenfalls augenfällig.

Der *Querbruchcharakter des Korinthischen Golfs*, den jede geographische Übersichtskarte zeigt, wird auch durch meine geologischen Untersuchungen im Parnaßgebiet (vergl. das betr. Kapitel) bestätigt.

Die unterrhätischen oder allgemeinen obertriadischen Dachsteinkalke des Parnaßmassivs bilden ein NW—SO streichendes Gewölbe.

Von diesem Triasgewölbe ist an der West—Ost verlaufenden Bruchlinie (Tal von Salona—Daulis) der Rudistenkalk und Flysch von Krysso, Delphi und Arachova abgesunken. Eine weitere tiefere Bruchstaffel bildet die Küste des Korinthischen Golfs. Auch hier klingen die noch nicht zur Ruhe gekommenen tektonischen Bewegungen in häufigen Erdbeben aus.

Die Feststellung jener Staffelbrüche auf der Südseite des Parnaßmassivs ist insofern auch von Bedeutung, als Issel den Golf

---

[1]) Seine südliche Fortsetzung liegt größtenteils unter Wasser, nur einige aus Dachsteinkalk bestehende Inselchen (wie Dragonara, Sophia, Provati, Pontikonisi, Karlonisi, Kaloiro etc.) erheben sich noch über den Meeresspiegel.

von Korinth ebenso wie einige andere derartige tief in das Festland eingreifende schmale Meeresarme Griechenlands für untergetauchte Erosionstäler erklärt[1]), eine Ansicht, die ich nicht akzeptieren kann und die auch bereits von Philippson abgelehnt wurde[2]).

Auch auf der entgegengesetzten Seite des Korinthischen Golfs gewahrt man längs der Bahnlinie Patras—Ägion zwischen den Stationen Psatopyrgos und Lambiri sehr deutlich ausgeprägte Rutschflächen.

Nach Osten zu strahlt der korinthische Graben in mehrere grabenförmige Einbrüche aus.

Die Fortsetzung der nördlichen Staffelbrüche des korinthischen Grabens bildet den schroffen Südabsturz des besonders aus Wettersteinkalk bestehenden Kithaeronzuges und die Einsenkung zwischen Kithaeron und Karydigebirge.

Ihre weitere Verlängerung streicht durch das Becken von Mazi, an dessen Nordseite unter der Trias das Paläozoikum (Fusulinenkalk etc.) hervortritt, und folgt dem Südabsturz des Parnes zur attischen Ebene. Am Aufbau des eigentlichen Parnesstockes beteiligen sich in der Hauptsache ebenfalls die ältere Trias (u. a. mitteltriadische Diploporenkalke) und das jüngere Paläozoikum (besonders oberkarbonische Fusulinenkalke und die sie begleitenden Schiefer- und Grauwackengesteine).

Ein zweiter Grabenbruch ist zwischen Karydi- und Geraneiagebirge eingesenkt, während ein dritter den korinthischen Isthmus bildet.

Jenseits des korinthischen Grabenbruches läßt sich die Fortsetzung der Ionischen Zone höchstens noch in Fragmenten erkennen. Nur die westlichsten Äste durchziehen noch Zante; die kleinen Strophadeninseln sind vielleicht ihr letzter südlicher Ausläufer. Der Lage der Isobathen nach könnte man in den Strophaden aber auch einen unterseeischen Vulkan vermuten[3]). Eruptivgesteine sind indessen, wie gesagt, auf der südwestlichen Balkanhalbinsel nur untergeordnet entwickelt, Spuren einer jungen eruptiven Tätigkeit fehlen überhaupt, es sei denn, daß auf den Strophaden noch anstehender Basalt festgestellt wird.

In Anbetracht des Interesses, das sich an diese Frage knüpft, versuchte ich die Strophaden von Zante aus auf einem kleinen Dampfer zu erreichen. Infolge eines hereinbrechenden Sciroccosturmes konnte ich jedoch an den schwer anzusegelnden, ungeschützt im offenen Ionischen Meer gelegenen und von Klippen umgebenen Inselchen nicht anlanden und mußte leider unverrichteter Dinge in die Bucht von Keri auf Zante zurückflüchten.

Der Ionische Hauptrandbruch entspricht etwa der Richtung der 500 *m*-Linie und dürfte dann von Zante gegen die Strophaden zu in die der 3000 *m*-Linie übergehen. Die 3000 *m*-Linie läuft hart

---

[1]) Petermanns Mitteil. 1894, Lit.-Ber. 371.

[2]) A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. für Erdkunde, Berlin 1895, Bd. XXX, pag. 222.

[3]) Vergl. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteil., Ergänz.-Heft 134, Gotha 1901, pag. 168.

an der Südwestecke Messeniens vorüber und markiert hier einen außerordentlich steilen Absturz.

Wir haben auf der südwestlichen Balkanhalbinsel zwei zu den Dinariden zu rechnende Gebirgszonen kennen gelernt, die Ionische- und die Olonos-Pindos-Zone. In der Ionischen Zone sind eine Reihe paralleler, in der Hauptsache aus älteren mesozoischen Kalken, Schiefern und Hornsteinen bestehende, teilweise nach Westen liegende Falten zu unterscheiden, zwischen denen sich langgestreckte, muldenbildende Flyschbänder hinziehen.

In der Olonos-Pindos-Zone werden wohl die auf eine Flyschunterlage überschobenen und zusammengefalteten, gleichfalls aus Obertrias und jüngerem Mesozoikum zusammengesetzten Decken vorherrschen, kleinere Decken können natürlich auch in der Ionischen Zone vorkommen.

Der Flysch (vergl. unten Abschnitt II) wird durch eine Diskordanz vom Neogen geschieden. Dazwischen fällt eine Faltung; die weiteren tektonischen Bewegungen müssen indessen in das jüngere Pliocän verlegt werden, da auch das vorhandene westgriechische Pliocän, soweit ich bis jetzt erkennen konnte, gefaltet ist.

In Westgriechenland, so auf Korfu und in Akarnanien findet sich auch das jüngere Tertiär vielfach in stark aufgerichteter, bisweilen senkrechter Stellung.

Die tertiären Falten wurden jedoch nach ihrer Aufwölbung wieder in Schollen zertrümmert.

Nach den vorangegangenen Faltungen und sonstigen tektonischen Bewegungen zeichnete dann die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode mit scharfem Griffel die Grundzüge der heutigen Landschaftsformen.

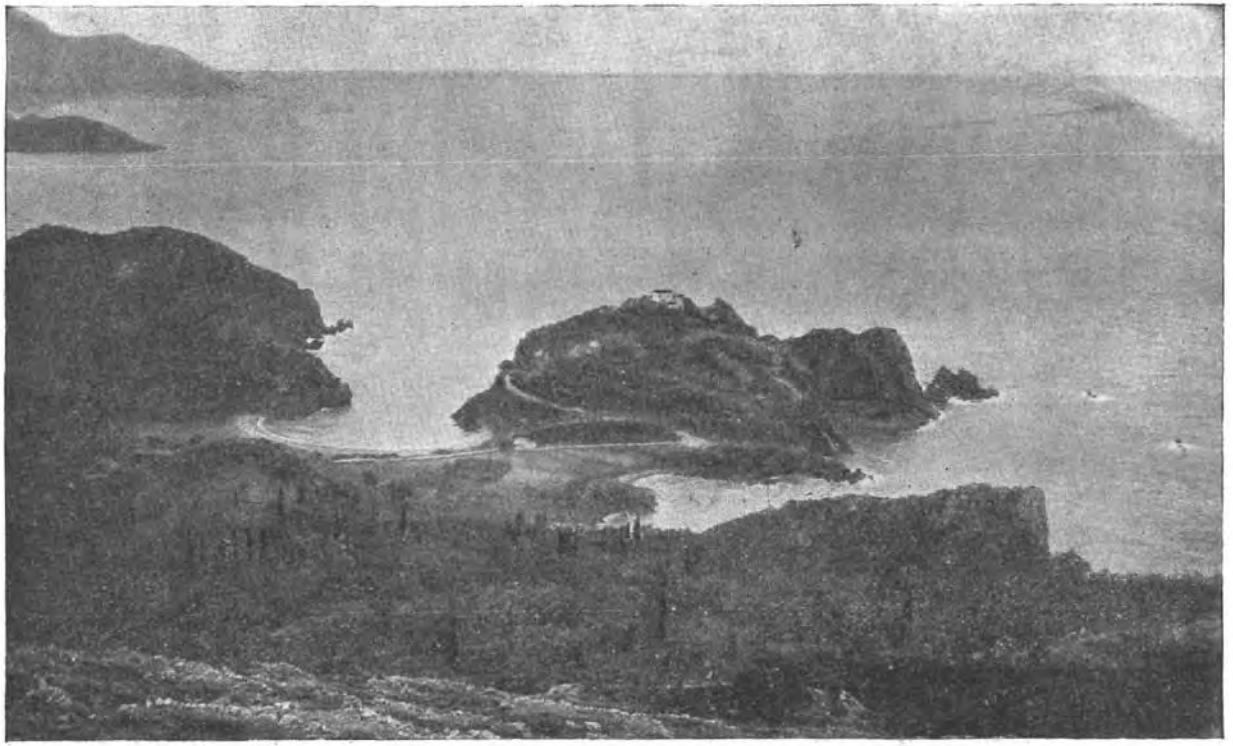
Diese tektonischen Ereignisse formten jene reiche Gliederung der Küsten, jene enge Verbindung, jenes Ineinanderfließen von blauem Meer und alpinem Hochgebirge, was den Hauptreiz der hellenischen Landschaft ausmacht. Sie schufen ferner den regional oft so raschen Wechsel der verschiedenartigsten Gesteine, der die schroffen Kontraste der Oberflächengestaltung bedingt. Hier die mit einer üppigen mediterranen Vegetation bestandenen fruchtbaren tertiären Mergel- oder mesozoischen und paläozoischen Schieferböden, daneben die verkarsteten Kalkgebirge verschiedenen Alters in ihrer abschreckenden Öde.

Die Faltenketten der Olonos-Pindos-Zone und ihre über Kreta nach Osten umbiegende Fortsetzung umschlingen nun mit leichten Beugungen und Knickungen in weitem Bogen die alten Gebirgsmassen Ostgriechenlands nebst ihren mehr oder minder entwickelten sedimentären Randzonen.

Im europäischen **Gebiet des Ägäischen Meeres** treten drei kristalline Gebirgsrümpfe hervor.

Die kristallinen Gesteine des rumelischen Schollenlandes, die den Nordosten der südosteuropäischen Halbinsel einnehmen, dringen in Griechenland im Olympmassiv über den Olymp bis nach Nordeuboea vor, wobei nach J. Deprat allerdings das eigent-

Fig. 3.



Palaeokastritza an der Westküste Korfus.

(Photographie von C. Renz.)

liche Olympmassiv von einem besonderen nordeuboeischen Massiv zu trennen wäre.

Auf griechischem Boden bestehen die ältesten bis jetzt paläontologisch fixierten normalen Gesteine der Sedimenthülle des Olympmassivs aus Oberkarbon, nämlich schwarzen Kalkschiefern mit Fusulinen und *Cyathophyllum*, die im östlichen Othrys, in der Umgebung von Gavrini, auftreten.

Diese paläozoischen Gesteine des östlichen Othrys sind durch eine scharf ausgeprägte Verwerfung (besonders deutlich zwischen H. Joannis und Gavrini) von den westlich davon vorherrschenden kretazischen und älteren mesozoischen Bildungen des hohen Othrys getrennt[1]).

Ähnliche Schiefergesteine, bisher aber noch ohne die bezeichnenden oberkarbonischen oder sonstigen paläozoischen Fossilien kehren auch jenseits der alten Kernmassen auf der erst jüngst von mir besuchten Insel Skiathos wieder.

In engerer Verbindung mit der rumelischen Scholle, der sich im Osten die devonischen Schiefer des Bosporus angliedern, steht ferner noch das mysische Zentralmassiv.

In südlicher und südöstlicher Richtung treten die alten Gesteine des rumelischen Schollenlandes wieder in dem kykladischen und lakonischen Zentralmassiv hervor.

Das größtenteils untergetauchte kristalline Grundgebirge der Kykladen greift nach Norden noch auf Euboea und das mittelgriechische Festland über und umfaßt das südöstliche Drittel dieser Insel, sowie die archäischen Gesteine Attikas.

J. Deprat trennt die kristalline Masse der Kykladen durch eine über Andros verfolgbare Sedimentzone von dem südeuboeischen Zentralmassiv ab.

Die diese alte kristalline Kernmasse umgebende Sedimenthülle ist nur in Fragmenten erhalten.

An den durch Dynamometamorphose unverändert gebliebenen paläozoischen Ablagerungen Attikas beteiligt sich besonders die Karbonformation, deren obere Abteilung fossilführend entwickelt ist, sowie vermutlich auch das Devon.

Auf Hydra und wohl auch in der östlichen Argolis findet sich ebenfalls Oberkarbon, auf Hydra außerdem Dyas und vermutlich auch Unterkarbon.

Amorgos dürfte sich in erster Linie aus altkarbonischen Schiefern und Kalken mit eingebrochenen oberkarbonischen (oder noch jüngeren) Fragmenten zusammensetzen, während auf Kos, Chios und Euboea ebenfalls karbonische Sedimente nachgewiesen sind. Normal sedimentär, aber unsicheren Alters sind ferner Anaphi und der Osten von Santorin (Iliasberg).

Das fossilführende Karbon Attikas (Kithaeron–Parnes–Beletsizug) und Hydras besteht nach meinen Feststellungen aus oberkarbonischen

[1]) Nach V. Hilber treten auch im westlichen Othrys kristalline Gesteine auf (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1896, Bd. CV, pag. 518).

Schiefern und Grauwacken mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken, sowie aus schwarzen Brachiopoden- und Cephalopodenkalken.

Die Dyas habe ich vorerst nur auf Hydra ermittelt, und zwar dürften hierzu die an der Ostküste dieser Insel auftretenden schwarzgrauen Brachiopodenkalke mit *Lyttonia* und *Oldhamina* zu rechnen sein.

Die Entwicklungsgeschichte des älteren Mesozoikums dieser Gebiete sei wenigstens auch an dieser Stelle kurz gestreift und vor allem das Vorkommen alpin ausgebildeter Untertrias in Attika und auf Hydra hervorgehoben.

In der Argolis treten nach meinen Funden unterkarnische Kieselkalke mit *Lobites ellipticus* (H. Andreas), sowie rote Cephalopodenkalke (Asklepieion) auf, die eine von den *Trinodosus*-Schichten an aufwärts bis zu den *Aonoides*-Schichten einschließlich reichende ununterbrochene Folge von Ammoneenzonen enthalten und sich durch diese einzig dastehende kontinuierliche Entwicklung besonders auszeichnen; auf Hydra kommen Bulogkalke vor.

Im Parnes und Kithaeron habe ich dagegen mitteltriadische Diploporenkalke aufgefunden, die auffallend an die äquivalenten Wettersteinkalke der Ostalpen erinnern, während auf Hydra und in der Argolis auch die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten entwickelt sind, die ich in der Olonos-Pindos-Zone vom Süden Messeniens in nahezu ununterbrochenem Zuge bis hinauf zum Tsumerka und Prosgóligebirge nachgewiesen habe.

Den Abschluß der Trias nach oben bilden auch in Osthellas Dachsteinkalke, ebenso schließt sich der Lias der Argolis den in einem speziellen Kapitel (vergl. unten) skizzierten gleichalten Bildungen im Westen des Landes an.

Der Steilabsturz des unterseeischen Kykladenmassivs zu dem tiefen kretischen Meeresbecken ist durch die bekannte Vulkanlinie Nysiros, Santorin, Milos bezeichnet. Dann folgt nordwestwärts der Einbruch des saronischen Golfs mit teilweise erloschenen, teilweise auch im Altertum noch tätigen Vulkanen oder jungen Ausbrüchen (Methana, Aegina, Poros, Krommyonia), die wohl mit der eben erwähnten Vulkanlinie innerlich zusammenhängen und auf eine Fortsetzung des korinthischen Grabenbruchs nach Südost schließen lassen.

Im Gegensatz zum ionischen Küstengebiet sind junge Vulkandecken ebenso wie ältere mesozoische und paläozoische Eruptivgesteine im östlichen Hellas recht verbreitet. (Mesozoische Serpentine, devonische Quarzkeratophyre, ferner Amphibolite, wohl vorwiegend triadische Diabase etc.)

Im Westen der Kykladen liegt ein weiteres Zentralmassiv, das ich als das lakonische bezeichnen möchte. Hierzu gehören die Mani, größere Teile des Parnons und Kytheras.

Parnon und Taygetos stellen einen durch den Längsgraben des Eurotas getrennten Zwillingshorst dar.

Das weite, mit jüngeren Gesteinen erfüllte Einbruchsbecken von Tripolitza grenzt es im Norden ab, jenseits dieses Kessels findet sich zwischen Chelmos und Zyria (Kyllene) nochmals ein eng begrenzter Aufschluß von kristallinen Gesteinen.

Derartige tektonische, rings umschlossene und unterirdisch ent-

wässerte Einbruchsbecken sind eine in den hellenischen Gebirgen weit verbreitete Erscheinung und werden Liwadis genannt.

Die Erforschung der Sedimenthülle des lakonischen Zentralmassivs beabsichtige ich erst jetzt in Angriff zu nehmen; ihre Beschreibung muß daher einem späteren Kapitel vorbehalten bleiben.

Was nun das Alter der ostgriechischen Faltungen betrifft, so wäre nach den in Attika und auf Amorgos gewonnenen Erfahrungen (vergl. die betr. Kapitel) bereits mit präkarbonischen Dislokationen zu rechnen.

J. Deprat nimmt auf Euboea eine zwischen Karbon und Trias gelegene Faltung an.

Man muß jedenfalls eine weitere Klärung der Stratigraphie des osthellenischen Paläozoikums abwarten, ehe man die genaue Zeit dieser alten Faltungsperiode mit Sicherheit definieren kann.

Erwiesen ist dann die allgemeine posteocäne und präneogene Aufwölbung, sowie die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode; die jüngere Faltung dürfte im Osten aber weniger intensiv gewesen sein als im Westen.

Die oberkretazische Transgression im östlichen Hellas, durch die zum Beispiel im Othrys auch obertriadische Korallen aufgearbeitet wurden, spricht ferner noch für eine der Oberkreide vorangegangene Dislokatiosperiode.

Wie schon erwähnt, wurden die alten kristallinen Gebirgsrümpfe der Aegäis mit ihren sedimentären Randzonen noch in dem jüngst erschienenen IV. Bande des „Antlitz der Erde“ durchweg zu den jungen Faltenzonen der Dinariden gerechnet.

Ebensowenig wie man die Alpen mit den alten mitteleuropäischen Rümpfen zu einer tektonischen Einheit vereinigen kann, so wenig stellt auch die südosteuropäische Halbinsel eine solche Einheit dar, wie aus der vorangehenden kurzen tektonischen Skizze Griechenlands hervorgeht.

Es soll dies natürlich kein Vorwurf gegen den Verfasser des zitierten Werkes sein, da eine Berücksichtigung der jüngsten, teilweise noch in der Entwicklung begriffenen Arbeiten bei der langen Dauer der Drucklegung des Sueß'schen Buches ausgeschlossen war.

Eine vom Verfasser entworfene Karte der geologischen Leitlinien von Hellas wird am Schlusse dieser Abhandlung eingefügt werden.

Dieselbe kann natürlich keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben und stützt sich, ebenso wie die zugehörige Beschreibung, in denjenigen Teilen Griechenlands, die ich noch nicht besucht habe, auf die Untersuchungen der verschiedenen, schon oben genannten Autoren, namentlich auf die Arbeiten von A. Philippson[1]) und J. Deprat[2]), auf die hiermit noch besonders verwiesen sei.

---

[1]) A. Philippson, La Tectonique de l'Égéide, Annal. de Géographie 1898, Bd. VIII, Nr. 32, pag. 112 ff. Ferner A. Philippson, Der Peloponnes, pag. 418 ff.

[2]) J. Deprat, Note sur la géologie du massiv du Pélion et Tectonique de l'Égéide. Bull. soc. géol. France (4), 1904, IV, pag. 324.

I. Der sedimentäre Mantel des Zentralmassivs der Kykladen.

A. Karbon und Trias in Attika.

In einem auf dem X. Internationalen Geologenkongreß zu Mexiko gehaltenen Vortrag hatte ich bereits auf die Existenz mitteltriadischer Diploporenkalke bei Tatoi am Parnesgebirge hingewiesen [1]).

Inzwischen habe ich meine geologischen Arbeiten in Attika weitergeführt und es ist mir jetzt nicht allein gelungen, die Untersuchung der Trias nach verschiedenen Richtungen hin zu erweitern, sondern vor allem auch fossilführendes Oberkarbon nachzuweisen.

Oberkarbonische Ablagerungen habe ich außerdem noch im östlichen Othrys und auf Hydra (Peloponnes) festgestellt. Auf letzterer Insel konnte ich auch den Nachweis von Dyas erbringen.

Die Feststellung von unverändertem Oberkarbon in Attika und im östlichen Othrys ist in doppelter Hinsicht wichtig.

Erstens rücken hierdurch weit verbreitete, früher zur Kreide gezählte Sedimente [2]) aus dem jüngsten Mesozoikum ins Paläozoikum.

Zweitens können die metamorphischen Bildungen Attikas und des östlichen Othrys nicht kretazisch sein, nachdem die normalen Gesteine, aus deren Umwandlung sie hervorgegangen, nunmehr ein karbonisches oder noch höheres Alter besitzen müssen.

Die durch Dynamometamorphose entstandenen kristallinen Schiefer und Marmore Attikas und des östlichen Othrys nehmen demnach keine Sonderstellung ein; ihr nunmehr berichtigtes Alter [2]) stimmt mit den auch in anderen Ländern gemachten Erfahrungen überein.

In Attika finden sich oberkarbonische Ablagerungen am Südabhang des Beletsi, einem östlichen Ausläufer des Parnesgebirges.

Parnes und Kithaeron können sowohl in orographischer wie in geologischer Hinsicht als einheitliches Gebirge gelten.

Die Entwicklung des Karbons ist infolgedessen nicht allein auf den Beletsi beschränkt, sondern die Ablagerungen dieser Formation, sowie der älteren Trias erstrecken sich nach meinen Untersuchungen auch weiter nach Westen über den Parnes zum Kithaeron.

Oberhalb der Kapelle Hagia Triada, etwa halbwegs zwischen dem Albanesendorf Kiurka [3]) und dem Wachhaus von Hagios Merkurios [4])

---

[1]) Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Comptes rendus X. Congrès géol. Internat. Mexico 1906, pag. 203.

[2]) Vergl. 1. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., Wien 1880, Bd. XL, besonders A. Bittner, Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassis, ferner Bittner, Neumayr u. Teller, Überblick über die geologischen Verhältnisse eines Teiles der ägäischen Küstenländer. 2. R. Lepsius, Geologie von Attika. 3. A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nordgriechenland, I, Zeitschr. der Ges. für Erdkunde, Berlin 1895, Bd. XXX, pag. 139 ff.

[3]) Station der Larissabahn.

[4]) An der Straße Tatoi—Malakassa.

liegt auf der Südseite des Beletsi ein Zug dunkler Schiefer und Grauwacken, die mich in ihrem Aussehen sogleich lebhaft an die Schiefer von Minoa auf Amorgos (siehe unten) erinnerten. Lokal finden sich in dem Schieferkomplex von Hagia Triada gleichfalls Quarzkonglomerate und etwas östlich einer oberhalb der Kapelle entspringenden Quelle auch mergelige glimmerhaltige Sandsteine voll von oberkarbonischen Fusulinen, die verschiedenen Arten angehören. In demselben Gestein liegen zusammen mit den Fusulinen auch massenhaft Crinoidenstielglieder. In den Quarzkonglomeraten und Schiefern treten ferner Einlagerungen von schwarzem Kalk auf, der gleichfalls die oberkarbonischen Fusulinen enthält. Die im Detail recht verschiedenen, aber eng alliierten Gesteine gehören daher sämtlich dem Oberkarbon an. Die schwarzen Fusulinenkalke sind namentlich nach oben zu stärker entwickelt und führen neben den Fusulinen untergeordnet auch Bryozoen und Korallen, wie *Lonsdaleia*.

Ein hier aufgesammelter Einzelkelch von *Lonsdaleia* ist mitten unter den Fusulinen in demselben Gestein eingebettet.

In einem sonst fossilfreien Block von schwarzem tonigem Kalk habe ich als vorerst einzigen karbonischen Cephalopoden einen *Paralegoceras* angetroffen. Es handelt sich um eine neue Art (*Paralegoceras atticum Renz nov. spec.*), die äußerlich dem *Paralegoceras Newsoni Smith* aus dem Oberkarbon von Arkansas ähnlich sieht, sich davon aber bei etwas größerer Involution und Dicke hauptsächlich durch den fortgeschritteneren Lobenbau unterscheidet. Hierin weicht die attische Art auch von *Paralegoceras Tschernyschewi Karpinski* aus den Artinsk-Schichten ab, dem sie sonst im Querschnitt der Windungen gleicht. (Paläont. Anhang zu Abschnitt A, pag. 464.) *Paralegoceras atticum (Pericleites) Renz* vermittelt daher den Übergang zwischen den Gattungen *Paralegoceras* und *Agathiceras*. Wenn auch die Spezies neu ist, so spricht doch der allgemeine Typus und das Abwägen der Verwandtschaftsverhältnisse dieser einer charakteristischen paläozoischen Gattung angehörigen Art ebenfalls für Oberkarbon, und zwar für die jüngsten Partien dieser Formation.

Trotz eifrigem Suchen gelang es nicht, oberhalb Hagia Triada noch ein zweites Exemplar des *Paralegoceras* oder weitere Cephalopoden zu finden.

Die oberkarbonischen, Fusulinenkalk enthaltenden Schiefer und Grauwacken ziehen sich als ein nicht sehr breites Band unterhalb des Beletsikammes hin. Sie wurden sowohl von Hagia Triada gegen NW verfolgt, als auch im Südosten und Osten des Beletsigipfels angetroffen. Graue und schwarze Fusulinenkalke lassen sich hier noch allenthalben beobachten, so zum Beispiel unterhalb der Sesioquelle oder an der Kronisaquelle.

Die Sesioquelle ist im SO, die Kronisaquelle etwa im OSO vom Beletsigipfel gelegen.

Hinsichtlich der habituellen Übereinstimmung der oberkarbonischen Schiefer und Quarzkonglomerate Attikas mit den petrographisch sehr ähnlichen Gesteinen der Inseln Hydra und Amorgos sei auf die betreffenden späteren Kapitel hingewiesen.

Der Gipfel des Beletsi wird aus weißgrauen, mitteltriadischen Diploporenkalken gebildet, die ebenso südlich und westlich von Hagia Triada anstehen.

Die oberkarbonischen Schiefer und Grauwacken von Hagia Triada sind demnach, abgesehen von den häufigen tektonischen Störungen, in einem Aufbruch dieser Triaskalke bloßgelegt.

Im NW von Hagia Triada fallen die oberkarbonischen Schiefer etwa nach Westen ein.

Zwischen dem Oberkarbon von Hagia Triada und den mitteltriadischen Diploporenkalken des Beletsigipfels tritt die Untertrias hervor.

Oberhalb der oberkarbonischen Schiefer und Kalke fand ich beim Aufstieg von Hagia Triada zu dem ungefähr 840 *m* hohen Beletsigipfel einen Aufschluß von untertriadischen Bildungen (Werfener Schichten).

Man betritt zunächst gelbgraue, sandige, glimmerhaltige Schiefertone mit dunklen kalkigen Lagen, die an einzelnen Punkten massenhaft Zweischaler und kleine Gastropoden führen.

Die Erhaltung der Fossilien läßt zu wünschen übrig und nur einige wenige Typen, wie *Holopella gracilior Schaur.*, *Anoplophora fassaensis Wiss.*, *Myophoria praeorbicularis Bittner*, *Gervilleia spec.* konnten spezifisch genauer erkannt werden.

In Verbindung damit stehen rote, glimmerige, tonige Sandsteine mit *Pseudomonotis inaequicostata Benecke*, *Pecten cf. discites Schloth. var. microtis Bittner*, *Lingula tenuissima Bronn*, *Holopella gracilior Schaur.*

Genau dieselben Gesteine, jedoch bis jetzt noch ohne entscheidende Fossilien, wurden auch in der Argolis angetroffen, und zwar die roten tonigen Sandsteine, wie auf pag. 476 und 477 erwähnt, an der östlichen Steilküste Hydras, die gelbgrauen Schiefertone im Norden des Asklepieions.

Die roten Sandsteine und gelbgrauen Schiefertone des Beletsi sind tektonisch stark gestört[1]); eine auf die Lagerungsverhältnisse basierte Gliederung der attischen Untertrias blieb daher bis jetzt erfolglos. Meine Fossilfunde garantieren gleichwohl das Vorkommen von Werfener Schichten, und zwar spricht der paläontologische Befund sowohl für die Entwicklung der Seiser- wie der Campiler-Äquivalente.

In der Nähe der Werfener Ablagerungen fanden sich einige rote Kalkblöcke, die mich in ihrer habituellen Erscheinung lebhaft an die von mir beim Hieron von Epidauros (Asklepieion) und auf Hydra nachgewiesenen *Trinodosus*-Kalke erinnerten[2]). Leider konnten keine bestimmbaren Fossilien daraus gewonnen werden, obwohl sich an manchen Stellen Durchschnitte kleiner Ammoniten beobachten ließen.

---

[1]) Das obs. Streichen schwankt von N 10 O (Fallen sehr steil nach Ost) bis West—Ost (Fallen 20° nach Nord).

[2]) Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Zentralblatt für Min., Geol. und Pal. 1906, Nr. 9, pag. 270—271 und Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis, Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 386 und 396, sowie Bull. Soc. géol. de France 1907 (4), Bd. VII, pag. 136.

Die weicheren untertriadischen Gesteine entsprechen dem Waldstreifen oberhalb Hagia Triada, während der kahle, nach Norden zu jäh abstürzende Gipfel des Beletsi, wie schon erwähnt, von weißen bis hellgrauen dickgebankten mitteltriadischen Diploporenkalken gebildet wird [1]), die scheinbar der Untertrias diskordant auflagern.

Diese Diploporenkalke (mit *Diplopora herculea Stopp.*, *Diplopora porosa Schafh.* etc.) gehören zu den verbreitetsten Triasgesteinen des Parnes- und Kithaerongebietes. In den gleichen Kalken fand ich am Kithaerongipfel ein gut ausgewittertes und tadellos erhaltenes Exemplar der auch im Wetterstein- und Esinokalk häufigen *Diplopora porosa Schafh.*

Auch sonst steht das Vorkommen der Wettersteinkalke der Zugspitze den attischen Diploporenkalken am nächsten, sowohl was die Gesamtentwicklung des halb marmorartigen Gesteins, als auch die Größe und der Habitus der darin enthaltenen Fossilien anlangt.

Neben den verschiedenen Diploporen enthält der mitteltriadische Kalk auch manchmal Riesenoolithe [2]) und Korallen (nicht näher bestimmbare Thecosmilien).

Die gleichen Diploporenkalke wie am Beletsigipfel stehen auch südlich und westlich von Hagia Triada an und gehen hier zum Teil in Dolomite über. Sie erstrecken sich von Hagia Triada bis zur Straße Katzimidi—Hagios Merkurios und bilden auch teilweise den Untergrund des Waldes von Tatoi.

In meinen von Tatoi [3]) stammenden Handstücken des Diploporenkalkes habe ich in Breslau gemeinschaftlich mit Herrn Prof. Frech neben anderen Arten ebenfalls die typische *Diplopora porosa Schafh.* bestimmen können. Das Original Salomons von Esino zeigt im Durchschnitt etwas kleinere Röhren und bessere Erhaltung, läßt aber sonst keinerlei Unterschiede von den Exemplaren von Tatoi und den gleichfalls vorliegenden Stücken der Zugspitze erkennen. Der Vergleich aller drei beweist ihre vollkommene Identität.

Zwischen dem oberkarbonischen Schiefer-Kalkkomplex von Hagia Triada und den untertriadischen Bildungen des Beletsi wurde bis jetzt weder die Existenz von Dyas noch das sonst an der Basis der Trias auftretende Grundkonglomerat ermittelt. Es dürfte daher zwischen dem Oberkarbon und der Untertrias eine Verwerfungslinie hindurchgehen, wie denn überhaupt die Sedimente der verschiedenen Perioden in Schollen zerstückelt an den Flanken des Beletsi—Parnes-Zuges herabgebrochen zu sein scheinen.

Anfänglich hatte ich in Attika eine Diskordanz zwischen Oberkarbon und Untertrias angenommen.

Die Dyas, die ich dann später auf Hydra (Peloponnes) aufgefunden hatte und die hier durch schwarzgraue Kalke mit den bezeichnenden Lyttoniiden (*Lyttonia Richthofeni Kayser*) gekennzeichnet wird, dürfte indessen auch in Attika kaum fehlen. Anderseits gibt aber J. Deprat in einem auf Euboea (Liriquelle) aufgenommenen

---

[1]) Streichen N 20 W, Fallen steil West.

[2]) Bei dem zweiten Chan in der Einsenkung zwischen der Paßhöhe oberhalb Tatoi und Hagios Merkurios.

[3]) Zwischen Tatoi und der Maria-Alexandraquelle.

Profil über dem Oberkarbon direkt ein untertriadisches Grundkonglomerat (Verrucano) an. Auch in Süddalmatien (Budua), wo ebenfalls Oberkarbon und Untertrias vorkommt, ist keine Dyas bekannt.

Außer den bereits angegebenen Bildungen treten in dieser Region noch weitere Ablagerungen auf, deren Alter teils, wie bei den dunklen Rudistenkalken von Chassia, durch paläontologische Altersbeweise feststeht, teils aber nur vermutet oder bestenfalls durch Vergleich mit analogen Gesteinen benachbarter Gebiete annähernd bestimmt werden kann.

So wurden in dem am Südabsturz des Beletsi herabgesunkenen Schollenland Quarzkeratophyre und keratophyrische Tuffe angetroffen, die ebenfalls paläozoisches Alter besitzen dürften.

Diese mir schon von Hydra und der Argolis (Asklepieiontal) bekannten Quarzkeratophyre und grauen keratophyrischen Tuffe treten sowohl zwischen Katzimidi und Hagia Triada, als auch oberhalb Kiurka hervor.

Die Quarzkeratophyre und grünen Tuffe der Argolis, Hydras und Attikas entsprechen nun den devonischen Lenne-Keratophyren Westfalens und den sie begleitenden Tuffen.

Diese petrographische Identität legt die Vermutung nahe, daß die attischen Keratophyre und keratophyrischen Tuffe, die zweifellos älter sind als das von mir paläontologisch fixierte Oberkarbon, gleichfalls devonisch sein möchten.

Die mit den Diploporenkalken zusammen eine einheitliche Masse bildenden weißen bis hellgrauen Dolomite wurden bereits erwähnt und nehmen, wie es scheint, ein etwas tieferes Niveau ein.

Oben am Paß von Katzimidi treten darunter violettrote, stark glimmerhaltige, tonige Sandsteine und Schiefer hervor, die wohl der Untertrias (Werfener Schichten) angehören dürften, anderseits aber eine gewisse petrographische Ähnlichkeit mit den den amorginischen Dolomiten zwischengelagerten violettroten Schiefern von Kryoneri (vergl. unten) nicht verkennen lassen. Ferner treten die Werfener Schichten als rote Tone und Schiefer auch an einer eng begrenzten Stelle oberhalb Kiurka zutage.

Das Fehlen irgendwelcher paläontologischer Anhaltspunkte schließt natürlich auch hier, wie bei den Dolomiten, vorerst eine genaue Horizontbestimmung aus.

Die jungpaläozoischen und vermutlich auch devonischen Schichten decken die östlicher gelegenen kristallinen Bildungen ein, wie dies auch die Fernsicht auf den Pentelikon vom Meer aus zeigt.

Es handelte sich für mich nun darum, diese paläozoisch altmesozoischen Bildungen auch am Parnes und Kithaeron wiederzufinden, da Parnes und Kithaeron die westliche Fortsetzung des Beletsi bilden. Zur Feststellung dieser Frage unternahm ich in diesem Herbst (1909) folgende Exkursionen: Athen — Eleusis — Mandra—Palaeo-Kundura—Mazi—Kasa — Vilia — Kithaerongipfel (Elatea) — Vilia — Kasa—Pyrgos Mazi — Hagios Meletios — Portaes — Kakonisiri — Kawasala — Krora — Boschi — Drasa — Molaquelle — Koromiliaquelle — Hagios Georgios — Menidi—Athen sowie eine Besteigung des Parnesgipfels (Karawolo) über Koromiliaquelle—Kandalidiquelle und direkt zurück nach Menidi.

Auf diesen Reisen habe ich noch weitere Karbonvorkommen sowohl im Parnes- wie im Kithaerongebiet aufgefunden und ferner die weite Verbreitung der mitteltriadischen Diploporenkalke und paläozoischen Keratophyrtuffe festgestellt,

Der Gebirgsstock des Kithaeron besteht, wie die Besteigung des Hauptgipfels (Prophit Ilias) zeigte, ausschließlich aus jenen vom Beletsi bekannten weißgrauen, dünner oder dicker gebankten Kalken, die auf dem Gipfel selbst und an dem südlichen Abhang des Berges spärliche Diploporen und Korallen (*Thecosmilia*) enthalten. Unter den Diploporen erkannte ich *Diplopora porosa Schafh.*; die Thecosmilien ließen sich nicht näher bestimmen.

Der Kalk enthält merkwürdige strahlige Kalkspatkonkretionen oder eigentümlich gebogene und auch in sich geschlossene Bänder von Kalkspat.

Der Gipfelkalk streicht N—S bis N 20 W (obs.) und fällt steil nach West (annähernd senkrecht).

Der gleiche Kalk setzt auch den ganzen Kithaeronkamm zusammen.

Weiter unten an der Südwand des Kithaeron traf ich ebenso wie am Beletsi und Parnes jenen hellgrauen Dolomit, der dort mit den Diploporenkalken in Verbindung zu stehen pflegt und hier gegen Vilia zu auch plattige Struktur annimmt.

Oberhalb Vilia, westlich und NW der Quelle Vrysi Zeras stehen wieder die grauen Diploporenkalke an. In der Umgebung der Quelle selbst lagen auch einige rote Kalkblöcke umher, die in ihrem äußeren Aussehen an Bulogkalke erinnerten.

An der Straße gegen Vilia zu liegen auch kleine Aufschlüsse von graugrünem und braunem Schiefer und Kalkschiefer.

Im Norden wird der Kithaeronkamm von dem böotischen Einbruch begrenzt.

Die Fortsetzung der nördlichen Staffelbrüche des korinthischen Grabens bedingt dagegen den Südabbruch des Kithaeronkammes und die Einsenkung zwischen Kithaeron- und Karydigebirge. Die weitere Verlängerung dieses Bruches streicht durch das Becken von Mazi und folgt dem Südabsturz des Parneszuges zur attischen Ebene.

Ein zweiter Grabenbruch ist zwischen Karydi- und Geraneiagebirge eingesenkt, während ein dritter den korinthischen Isthmus bildet.

Der korinthische Graben löst sich demnach nach Osten zu in mehrere grabenförmige Einbrüche auf.

Südlich der Bruchlinie Vilia—Mazi findet sich etwa bis zum Tal des Sarantapotamos (bis *km* 37 an der Straße Vilia—Athen) wieder derselbe Triaskalk des Kithaerongipfels, während weiter im Süden bei Mandra graue Rudistenkalke herrschen, die mit denen von Chassia auf eine Stufe zu stellen sind. Dazwischen kommen vor Palaeo-Kundura (an der Straße von Mazi) auch senkrecht aufgerichtete, schwarze, dünngeschichtete Kalke mit wenig Hornsteinknollen vor.

Auf der Nordseite des Beckens von Mazi treten dagegen die bekannten oberkarbonischen Schiefer und Grauwacken unter der

Triasdecke des wasserscheidenden Gebirgskammes hervor. Diese Schiefer und Grauwacken, die vollkommen denen des Parnes und Beletsi gleichen, enthalten gleichfalls Einlagerungen von schwarzem Kalk, in dem bei Pyrgos Mazi, nordöstlich des Dorfes Mazi, Fusulinen vorkommen. Zusammen mit den schwarzen Fusulinenkalken treten auch gleiche Crinoidenkalke auf, während in einem Grauwackengestein ein *Spirifer* angetroffen wurde. Hier nordöstlich von Mazi haben die schwarzen dichten Fusulinenkalke äußerlich genau dasselbe Aussehen wie etwa die schwarzen Nummulitenkalke bei Tripolitza, wieder ein Beispiel, wie vorsichtig man in Griechenland bei der Einschätzung petrographischer Ähnlichkeiten für stratigraphische Zwecke sein muß.

Der Weg von dem Fusulinenkalkfundort bei Pyrgos Mazi bis nach Hagios Meletios führt in Kiefernwald durch graugrüne Grauwacken und durch ebensolche oder auch gelbliche und schwarze Schiefer aufwärts bis zum Kloster. Oben bei Hagios Meletios Streichen der Schiefer N—S bis N 20 W; Fallen etwa 30 Ost (obs.).

Die karbonischen Schiefer und Grauwacken mit ihren Fusulinenkalken werden bei Hagios Meletios durch eine schon von weitem sichtbare Mauer von dickgebankten Kalken (obs. Streichen etwa N—S Fallen 45° nach Ost) von einer Reihe verschiedenartiger Gesteine getrennt, die zwischen diesem Kalk und der Kammhöhe bei Portaes bloßgelegt und in der Hauptsache älter zu sein scheinen als das durch die Fusulinen gekennzeichnete Oberkarbon.

Auf dem Wege von Hagios Meletios nach Portaes sind eigentümliche rote, dünnplattige Knollenkalke aufgeschlossen, die höchst spärliche Ammonitenspuren oder Abdrücke enthalten und zum Teil auch vollkommen schiefrig werden.

Gewisse Partien dieses roten Knollenkalkes erinnerten mich an die schlesischen Ebersdorfer Clymenienkalke, wie denn auch ein vorliegender Ammonitenabdruck in seinen Umrissen ganz gut etwa zu *Clymenia undulata* passen würde (obs. Streichen N 20 W; Fallen steil nach West).

Weiter aufwärts folgen scheinbar darüberliegend wenig gelbe Schiefer (obs. Streichen N 50 W [bis W—O]; Fallen steil nach Nord) und hellgrüne Keratophyrtuffe, die mir schon aus der Argolis von Hydra und vom Beletsi bekannt waren.

Über die Lagerungsverhältnisse dieser Keratophyrtuffe und etwas oberhalb liegender, senkrecht stehender, schwarzer Plattenkalke (obs. Streichen N—S) zu den bei Portaes auftretenden Werfener Schichten konnte ich bei meiner eiligen Durchquerung infolge der Bewaldung und des das Untergrundgestein vielfach verhüllenden Gehängeschuttes leider noch keine genügende Klarheit erlangen.

Ich kann daher die auf dieser Route anstehenden, oft wechselnden Bildungen nur kurz registrieren, ohne daß es mir möglich geworden wäre, eine Horizontierung vorzunehmen.

Kurz vor der Paßhöhe tritt auch nochmals ein Fleck gelbgrauer und grauer Karbonschiefer und Grauwacken hervor (obs. Streichen W—O; Fallen 45° nach Nord).

Immerhin bin ich aber am Parnes zu der Überzeugung gelangt, daß die Quarzkeratophyre und ihre Tuffe älter sind als die ober-

karbonischen Schiefer und Grauwacken. Am Parnes lagern sie unter ziemlich mächtigen, tieferen, meist rot gefärbten Quarzkonglomeraten, Konglomerate in denen ich an manchen Punkten auch Brocken dieses Keratophyrtuffes bemerkt habe.

Es ist daher anzunehmen, daß die Quarzkeratophyre einer zum mindesten altkarbonischen, höchst wahrscheinlich aber schon devonischen Eruptionsperiode angehören. In Westfalen wie im Fichtelgebirge treten derartige Eruptivgesteine ebenfalls im Devon auf.

Oben bei Portaes stehen nun rote, untergeordnet auch gelbe, sandige, glimmerhaltige Schiefer und Sandsteine an (obs. Streichen W—O, Fallen 30° n. N.), die wohl den bereits beschriebenen Werfener Schichten des Beletsi gleichzustellen sind.

Darüber lagert, durch eine Lücke in der Schichtenfolge getrennt, der den Kamm bildende weißgraue Diploporenkalk, der vom Kithaeron herüberstreicht. Bemerkenswert sind hier die Verwitterungsformen des Triaskalkes, der schwammartig durchlöchert ist (Schwammkalk).

Unser Weg führt zuerst längs des Kammes und an dessen Südabhang weiter und biegt dann wieder in den im Süden bleibenden Schieferkomplex zurück nach Kakonisiri und nach Kawasala.

Im Nordwesten von Kakonisiri geht zwischen dem Triaskalk und dem Schiefer eine Verwerfung hindurch. Gegen Kakonisiri zu enthalten die Schiefer auch Linsen von grünlichem Marmor. Auf dem Wege zum Dorf ließen sich ferner Epidot-Chloritschiefer (NW von Kakonisiri) und in diesem selbst wieder jene roten, dünnplattigen, vermutlich devonischen Knollenkalke beobachten.

Ich halte den Schieferkomplex von Kakonisiri, in dem gegen den Pyrgos zu auch schwarze Kieselschiefer auftreten, entschieden für älter als wie Oberkarbon.

Auf einem Acker in der Nähe der Brunnen von Kakonisiri fanden sich Tuffe eines basischen Ergußgesteines, untermischt mit viel sedimentärem Material. Infolge der Verwitterung und Umackerung des Feldes ist allerdings wenig mehr davon zu sehen; nur die schwärzliche Farbe des Bodens und die zahlreichen Tuffbrocken verraten das Anstehen des Ergußgesteines in der Tiefe. Hier gehen, wie ich bereits oben bemerkte, die östlichen Ausläufer der nördlichen Staffelbrüche des korinthischen Grabens hindurch.

Von Kawasala in östlicher Richtung gegen Krora am Fuße des Megalovuni, ebenso wie zwischen Kawasala und Kakonisiri herrschen dagegen Quarzkonglomerate vor, dieselben Gesteine, die im Fundamente des Parnes unter den oberkarbonischen Schiefern und Grauwacken entblößt sind.

Dazwischen wird auch eine in das Becken von Skurta vorspringende Kalkrippe überschritten.

Der von Krora nach Boschi und Drasa führende Weg hält sich am Südrand des Beckens von Skurta; oben am Gebirgsrand müssen dem Geröll nach zu urteilen auch Keratophyrtuffe vorkommen.

Unvermittelt tritt dann dunkelgrauer Rudistenkalk und der darunterliegende rote Hornstein auf, ohne daß in dem bewaldeten

Gelände eine scharfe Grenze gegen die südlicher gelegenen altmesozoischen und paläozoischen Bildungen verfolgt werden könnte.

An der oberen Grenze der Schiefer-Hornsteinformation wurde sowohl auf dieser Route, wie oberhalb Kakosialesi (Megali-Vrysi) und zum Teil auch im Othrys ein eigenartiges, teils grob-, teils feinkörnigeres Konglomerat beobachtet, das sich aus Quarz, kieseligen Substanzen und oxydischem Erz (wohl in der Hauptsache Mangan) zusammensetzt.

Der weitere Weg führt dann ständig in den oberen Kreidekalken oder dem darunterliegenden Schieferhornsteinkomplex über Boschi—Drasa nach dem Hirtenlager Limiko.

Die grauen Rudistenkalke und die darunterliegenden älteren, meist kalkigen Schiefer, Hornsteine und Serpentine bilden die nördliche Außenzone des Parnesmassivs.

Rudisten habe ich in den grauen Kalken von Panagia H. Dimitrios, Kapso Spitia bei H. Dimitrios, Drasa und Limiko gefunden, aber auch südlich oberhalb Kakosialesi, im Armenigebirge, besonders deutlich in der Talmulde Sakkuli. Unter dem Rudistenkalk sind auch hier rote Hornsteine und Serpentine bloßgelegt.

Von Panagia H. Dimitrios bis Boschi (H. Paraskewi) herrscht grauer Rudistenkalk vor, bei Boschi treten auch gelbliche und rote Kalkschiefer auf.

Von Boschi bis Drasa führt der Weg hauptsächlich in den tieferen bunten Schiefergesteinen, während der graue Kalk meist links oben vom Pfade bleibt. Die vorwiegend kalkigen Schiefer sind ebenso wie der höhere Kalk vielfach zerquetscht und von Kalkspatadern durchschwärmt. Vor dem Hirtenlager Drasa finden sich auch graugrüne und braune Sandsteine, in dem hellgrauen Kalk bei Drasa traf ich, wie gesagt, auch Rudistenfragmente.

Von Drasa bis Limiko durchschreitet man teils graue Rudistenkalke, teils die Gesteine des darunterliegenden Schieferkomplexes. Im Grunde einer vom Parnes herabkommenden großen Talschlucht gewahrt man, daß das Fundament des Berges aus dunklen Schiefergesteinen besteht, auf denen der helle Kalk des Gipfels als Kappe aufsitzt.

Diese karbonischen Schiefer des Parnesfundamentes sind aber von den eben skizzierten mesozoischen Bildungen wohl zu scheiden, obwohl die lithologische Ähnlichkeit zwischen den paläozoischen und mesozoischen Schiefergesteinen diese Trennung in den Grenzdistrikten manchmal sehr erschwert.

Die Gesteine der sogenannten Schiefer-Hornsteingruppe Attikas und des Othrys dürften in der Hauptsache jurassisch, aber zum Teil auch triadisch und unterkretazisch sein. Inwieweit die letzteren Formationen daran beteiligt sind, konnte noch nicht festgestellt werden. Ich verweise hierbei auf meine Beobachtungen im Othrys, in der Argolis und im westlichen Griechenland. (Vergl. die betr. Kapitel.)

Die Ablagerungen der Kreide und wohl vorwiegend auch des Juras, die hier vollständig den gleichalten Bildungen des hohen Othrys entsprechen, sind gegen die altmesozoisch-paläozoischen Gesteine des Parnes abgebrochen.

Oberhalb Limiko gegen die Molaquelle zu sieht man deutlich den Abbruch der Rudistenkalke und darunterliegenden Kalkschiefer gegen die Diploporenkalke, die zum Parnesgipfel hinaufziehen.

Der Hauptgipfel des Parnes (Karawolo) besteht ebenso wie der ganze Gipfelkamm aus den weißgrauen Diploporenkalken der Mitteltrias [1]), die, wie am Kithaeron und Beletsi, auch abwärts vom Karawolo (bei einer Doline) in Dolomite übergehen. Es sei hierzu bemerkt, daß auch die Esinokalke der Südalpen nach unten zu dolomitisch werden.

Unter dem aus mitteltriadischem Diploporenkalk und Dolomit bestehenden Gipfelkamm des Parnes treten Schiefer- und Grauwackengesteine hervor, die das Fundament des Berges bilden und durch die Erosion der sich zur attischen Ebene, wie gegen Norden öffnenden, tief eingesägten Talschluchten gut aufgeschlossen sind.

Die Lage dieses Schieferbandes wird etwa durch die Verbindungslinie der Mola-Koromilia- und Kantalidiquelle bestimmt.

Das Alter der dunklen (schwarzen und graubraunen) Schiefergesteine und Grauwacken ist im wesentlichen oberkarbonisch, wie die häufigen Einlagerungen von grauen oder schwarzgrauen Fusulinen- und Schwagerinenkalken beweisen.

Fusulinen- und Schwagerinenkalke habe ich bisher angetroffen zwischen der Mola- und Koromiliaquelle, sowie im Westsüdwesten der Koromiliaquelle.

Der erstere Fundort liegt etwa eine Viertelstunde von der Koromiliaquelle entfernt auf dem Wege zur Molaquelle; der zweite in der nächst westlicheren Erosionsrunse von der Koromiliaquelle aus gerechnet.

Auch Crinoidengesteine sind nicht selten, so namentlich unterhalb der Kandalidiquelle, wie zwischen der Mola- und Koromiliaquelle. In letzterem Gestein (schwarzer Kalk) fanden sich auch vereinzelte Korallen, wie *Cyathophyllum spec.*

Die schwarzen, Fusulinenkalk und Schwagerinenkalk enthaltenden Schiefer streichen zwischen der Mola- und Koromiliaquelle W—O und fallen 40° nach Süd (obs.).

Unter den karbonischen Schiefern liegen rötliche, verfestigte Quarzkonglomerate, wie sie in ähnlicher Ausbildung auch zwischen Kawasala und Krora vorkommen, so namentlich beim Abstieg von der Kandalidiquelle zu der nördlich von Menidi mündenden Talschlucht, besonders jedoch an deren jenseitigem Hang.

Diese Konglomerate sind also mit die ältesten Bildungen des Parnesprofiles und dürften voraussichtlich altkarbonisch sein.

Es sei hier noch erwähnt, daß auch auf der Insel Amorgos ähnliche Quarzkonglomerate auftreten (Quarzkonglomerate von Arkesine und Kapsala vergl. Kapitel *C.*), die dort vorläufig einmal ebenfalls für Unterkarbon gehalten wurden.

Wenn mich die Fernsicht nicht trügte, so treten unterhalb der Kandalidiquelle unter den Quarzkonglomeraten am Grunde der Schlucht die schon öfters genannten Keratophyrtuffe auf.

---

[1]) Obs. Streichen, soweit es sich beobachten ließ, N 45 West; Fallen steil nach West.

Wie erinnerlich wurden am Beletsi zwischen dem Oberkarbon und den Diploporenkalken die Werfener Schichten ermittelt.

Petrographisch ähnliche Schichten fehlen auch am Parnes nicht, so am Wege von der Koromiliaquelle nach Hagios Georgios, sind aber bis jetzt noch nicht paläontologisch fixiert.

Diese Bildungen werden diskordant von einer Scholle des dolomitischen Kalkes überlagert, der an der Basis der weitverbreiteten mitteltriadischen Kalke aufzutreten pflegt.

Im WNW der Koromiliaquelle lagert ebenfalls eine mitteltriadische Kalkscholle dem Schieferstreifen auf; es ist die Kuppe im SO vom Hauptkamm. Dazwischen führt der Weg von Menidi—Hagios Georgios, beziehungsweise von der Koromiliaquelle nach der Kandalidiquelle hindurch, und zwar in demselben Schieferzug, der die Fusulinen- und Schwagerinenkalke zwischen Mola- und Koromiliaquelle enthält und nach der Kantalidiquelle hinüberstreicht.

Die gleichen Kalke, die den langgezogenen Gipfelkamm bilden, verkleiden auch die Südflanken des Parnesstockes, auch hier zum Teil dolomitisch.

An diesem Abhang finden sich am Wege von der Koromiliaquelle nach Hagios Georgios—Menidi nochmals dunkle Schiefer und Grauwacken mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken, und zwar westlich oberhalb von Tatoi, sowie oberhalb der Felsen von Warybopi.

Die Aufschlüsse oberhalb Warybopi (NNO von Hagios Georgios und Menidi) sind die Athen zunächst gelegenen Oberkarbonvorkommen Attikas.

Es ist auffallend, daß dieses, sozusagen vor den Toren Athens gelegene Vorkommen von Fusulinen- und Schwagerinenkalken nicht schon früher aufgefunden wurde.

Karbonische Schiefer und Grauwacken finden sich ferner noch an dem direkten Wege von Tatoi nach Warybopi, sowie auch im Walde von Tatoi.

Abgesehen von den zahlreichen Verwerfungen stellt daher der Parnes ein Gewölbe dar, als dessen Kern die paläozoischen Schichten bloßgelegt sind.

Dieselben schwarzgrauen Fusulinenkalke wie am Parnes habe ich ferner noch auf dem Wege von Chassia nach Kastron Phile ermittelt, und zwar oberhalb des Klosters Panagia (allerdings nur in losen Stücken). Unterhalb dieses Klosters stehen wieder die grünen Keratophyrtuffe an, während sich vor Kastron Phile selbst ein Schieferzug findet. Aber nicht weit nördlich vom Kastron wurden im Kalkgeröll auch Rudisten beobachtet. Die ganze Region ist jedenfalls eine starken tektonischen Störungen unterworfene Bruchzone am Südabsturz des Parneszuges.

Es fragt sich nun, inwieweit die Auffindung von unverändertem Oberkarbon und von normaler Untertrias im Beletsi—Parnes—Kithaeronzug die bisherige Altersbestimmung der metamorphen Gesteine Attikas beeinflußt.

A. Bittner nahm an, daß sämtliche kristallinischen Gesteine Attikas mit Ausnahme des Granits von Plaka (Lauriongebiet) kretazisch seien, da die kristallinischen Schiefer und Kalke an der

Grenze in die normalen Kreidegesteine petrographisch und stratigraphisch übergehen.

Die Auffassung Bittners wurde von R. Lepsius auf Grund sehr eingehender, zehnjähriger Aufnahmen dahin modifiziert, daß er die kristallinischen Gesteine in ein der azoischen Periode angehörendes kristallines Grundgebirge und in kristallin umgewandelte Kreideschiefer und Kreidekalke teilt.

Im laurischen Berglande sollen die Athener Kreideschiefer und stellenweise auch die Kreidekalke einer ähnlichen Regionalmetamorphose unterworfen sein, wie die Schichten des kristallinen Grundgebirges, und zwar wurden die Tonschiefer in Glimmerschiefer, die Kalksteine in grobkörnige Marmore umkristallisiert.

Beide Autoren, A. Bittner, sowohl wie R. Lepsius, sind von der irrtümlichen Voraussetzung ausgegangen, daß sämtliche präneogenen Sedimente Attikas der Kreideformation angehören.

In meinem auf dem X. Internationalen Geologen-Kongreß zu Mexiko gehaltenen Vortrag[1]) hatte ich bereits die Ansicht ausgesprochen, daß die metamorphen Gesteine Attikas teilweise der Trias angehören dürften, und zwar in Anbetracht der Existenz von mitteltriadischen Diploporenkalken am Parnes.

Nachdem ich jetzt auch noch am Parnes völlig unverändertes Oberkarbon nachgewiesen habe, dürfte es natürlich erst recht ausgeschlossen sein, daß die viel jüngere Kreide in das kristalline Stadium der Marmore und kristallinen Schiefer übergeführt sein sollte.

Ich nehme daher an, daß die von Lepsius als metamorphe Kreide gedeuteten kristallinen Gesteine Attikas im wesentlichen paläozoisch sind. Im Allgemeinen dürfte an den metamorphen Schichten Griechenlands allerdings auch die Trias beteiligt sein, wie die triadischen Fossilfunde von Cayeux in metamorphischen Gesteinen der Insel Kreta erweisen.

Hieraus folgt nun aber umgekehrt, daß auch den Athener Schiefern paläozoisches Alter zukommen muß. Petrographisch ist zwischen den Athener Schiefern und den Karbonschiefern des Parnes kein nennenswerter Unterschied wahrnehmbar, die Athener Schiefer stehen sogar den metamorphen Schiefern noch eine Nuance näher. Ferner finden sich zwischen Athen und Hagios Markos in diesen Schiefern Kalklinsen, die dem Kalk von Chozoviotissa auf Amorgos vollkommen entsprechen.

Ich würde die Athener Schiefer daher ohne weiteres gleichfalls als Paläozoikum (etwa Unterkarbon) ansprechen, wenn nicht von verschiedenen Autoren das Vorkommen von Rudisten in den überlagernden Lykabettoskalken angegeben werden würde.

Ich selbst habe allerdings weder in den Kalken des Lykabettos, noch in denen der Akropolis und des Philopapposhügels Fossilreste gesehen, die als Rudisten hätten gedeutet werden können.

Sollten diese Kalke, die übrigens nicht konkordant, sondern diskordant und durch eine rötliche Breccie getrennt auf den Schiefern

---

[1]) Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Compt. rend. X. Congrès géol. Internat., Mexiko 1906, pag. 203.

von Athen aufliegen, dennoch kretazisch sein, so ließe sich diese Lagerung nur durch kompliziertere tektonische Vorgänge erklären. Ich beabsichtige diese Frage demnächst an Ort und Stelle noch weiter zu studieren.

Es sei hier nur noch kurz auf die Korallenführenden Dolomite am Westabhang des Hymettos zwischen Kloster Caesariani und Hagios Markos hingewiesen. An der Grenze gegen die schwarzen Schiefer von Caesariani finden sich darin Korallenhaltige Lagen, die einige Ähnlichkeit mit den jetzt ebenfalls als triadisch erkannten Korallenkalken des Parnaß und der Insel Hydra besitzen. Ein näherer Vergleich der Korallen des von Lepsius für Kreide erklärten Hymettosdolomites mit den prachtvollen, wohl definierten Korallenfaunen des Parnaß wird durch die dürftige Erhaltung der attischen Funde vereitelt. Anderseits treten aber auch in den mitteltriadischen, nach unten zu dolomitischen Kalken des Parnes—Kithaeronzuges Korallenführende Partien auf. Die von mir am Westabhang des Hymettos gesammelten Stücke gehören vermutlich in der Hauptsache zur Gattung *Thecosmilia*, ohne daß indessen eine spezifische Bestimmung möglich wäre.

Zusammenfassung.

Zusammengefaßt kann daher gesagt werden, daß sich die durch weite räumliche Unterbrechungen getrennten paläozoischen Sedimente von Attika, Hydra und Amorgos um ein kykladisches Zentralmassiv herumlegen und sich jenseits in den Inseln der kleinasiatischen Seite fortsetzen, auf denen ebenfalls Karbon auftritt.

Am Aufbau von Chios und Kos beteiligen sich ebenfalls triadische Ablagerungen.

Die ältesten, bis jetzt paläontologisch fixierten Glieder der unveränderten, nicht metamorphischen Schichtenfolge Attikas gehören dem Oberkarbon an.

Das Oberkarbon des Kithaeron—Parnes—Beletsizuges besteht aus dunklen Schiefer- und Grauwackengesteinen in Verbindung mit schwarzen und grauen Kalken, die oberkarbonische Fusulinen, Schwagerinen und Crinoiden enthalten. Daneben kommen auch mergelige, glimmerhaltige Sandsteine mit Fusulinen vor. Zusammen mit den Fusulinen und Schwagerinen treten ferner vereinzelte Korallen der Genera *Lonsdaleia* und *Cyathophyllum* auf. In einem Fusulinenfreien schwarzen Kalk bei Hagia Triada am Beletsi fand sich auch ein vereinzelter Ammonit, *Paralegoceras atticum Renz* (*Pericleites*), der eine Zwischenform zwischen *Paralegoceras* und *Agathiceras* darstellt, während aus dem Kithaerongebiet ein nicht näher bestimmbarer *Spirifer* vorliegt.

Die Basis des Oberkarbons bilden Quarzkonglomerate, die also mit den wohl gleichfalls unterkarbonischen Quarzkonglomeraten der Insel Amorgos auf eine Stufe zu stellen wären.

Vielleicht schon devonischen Alters sind die Quarzkeratophyre Attikas, die in petrographischer Hinsicht mit den Lennekeratophyren Westfalens übereinstimmen.

Zum Devon wurde vorläufig noch der dünngeschichtete rote

Knollenkalk von Hagios Meletios und Kakonisiri gerechnet, ebenfalls natürlich mit der erforderlichen Reserve, da noch vollgültige paläontologische Altersbeweise ausstehen. So bleibt das Oberkarbon zunächst noch die älteste, auch paläontologisch absolut sicher bestimmte Bildung der unveränderten und normalen Schichtenfolge Attikas.

Die nächsthöheren, durch Fossilfunde charakterisierten Ablagerungen Attikas gehören bereits der Untertrias an.

Auf Grund meiner ersten Untersuchungen nahm ich zwischen Oberkarbon und Untertrias eine Lücke an. Nachdem ich aber neuerdings auf Hydra die Dyas in Form der schwarzen Lyttonienkalke von Episkopi nachgewiesen habe, ist die Möglichkeit gegeben, daß sich auch in Attika dyadische Absätze niedergeschlagen haben.

Die Untertrias Attikas setzt sich aus gelbgrauen, sandigen, glimmerhaltigen Schiefertonen mit dunklen kalkigen Lagen und aus roten, tonigen, glimmerigen Sandsteinen zusammen.

Bis jetzt sind folgende Arten bekannt:

Holopella gracilior Schaur.
Anoplophora fassaensis Wiss.
Myophoria praeorbicularis Bittner
Gervilleia spec.
Pseudomonotis inaequicostata Ben.
Pecten cf. discites Schloth. var. microtis Bittner
Lingula tenuissima Bronn,

so daß vermutlich die Seiser- und Campilerschichten in Attika vertreten sind.

Über den Werfener Äquivalenten lagert eine mächtige, in ihren unteren Partien dolomitische, helle Kalkmasse, die sich durch ihren reichlichen Gehalt an Diploporen, wie *Diplopora porosa Schafh.* und verschiedenen weiteren Spezies, im wesentlichen als Mitteltrias erweist.

Obertrias und Jura sind bis jetzt in Attika paläontologisch noch nicht festgestellt, dürften aber in der mesozoischen, auch Serpentin führenden Schiefer-Hornsteinformation enthalten sein, die, wie die höhere Rudistenkreide, besonders in der nördlichen Außenzone des Parnesmassivs entwickelt ist.

Die attischen Kreidekalke und Kreideschiefer früherer Autoren lösen sich demnach in eine ganze Reihe verschiedener Altersstufen auf. Die sich aus dieser stratigraphischen Berichtigung ergebenden Veränderungen in der Altersbestimmung der metamorphischen Gesteine Attikas wurden schon im voranstehenden Text ausführlich besprochen.

Paläontologischer Anhang zu Abschnitt: A. Karbon und Trias in Attika.

Oberkarbon.

Paralegoceras (Fericleites) atticum Renz (nov. spec.).

(Taf. XVIII [I], Fig. 5.)

Die neue Art zeigt die Unmöglichkeit, *Agathiceras* und *Paralegoceras* in befriedigender Weise zu trennen.

Die äußere Form der Schale erinnert an *Paralegoceras Newsoni Smith* [1]) aus dem Oberkarbon von Arkansas; nur ist das griechische Stück involuter und etwas dicker. Hinsichtlich der Schalengestalt ähnelt meine Art ferner dem *Paralegoceras Tschernyschewi* Karpinsky aus der Artinsk-Stufe [2]), namentlich ist der Querschnitt der Windungen ziemlich übereinstimmend; die Art des Urals ist jedoch ebenfalls evoluter.

Die teilweise erhaltene Schale des attischen Stückes ist mit vorwärts geschwungenen Anwachsstreifen versehen, eine Spiralstreifung fehlt jedoch vollkommen, ebenso Einschnürungen.

Paralegoceras Newsoni Smith zeigt drei deutliche Lobenelemente auf der Außenseite der Seitenfläche.

Die Loben der attischen Art unterscheiden sich davon durch Einschiebung eines weiteren Zackens zwischen Externlobus und ersten Seitenlobus, beziehungsweise durch eine Verdoppelung des ersten Seiten-

Fig. 4.



Suturlinie von *Paralegoceras atticum Renz* (*Pericleites*) aus dem Oberkarbon von Hagia Triada am Beletsi in Attika.

lobus. Der Zacken zwischen Externlobus und erstem Seitenlobus ist weniger lang und eigentlich nicht als vollwertiges Suturelement zu deuten.

Die neue Art besitzt, falls man diesen Zacken als selbständiges Gebilde ansieht, vier spitze Loben und vier runde Sättel, so daß damit die Minimalzahl der vier bei *Agathiceras* beobachteten Lobenelemente erreicht ist (vergl. Fig. 4).

Jedoch zeigt *Agathiceras* die verschiedenen Lobenelemente stets in ungefähr gleicher Höhenabstufung, während bei der neuen Art eine größere Ungleichheit zu beobachten ist.

Es ergibt sich daher die Notwendigkeit, innerhalb von *Paralegoceras* eine gewisse Mannigfaltigkeit anzunehmen oder aber für jede wohlbegrenzte Spezies eine neue Gattung aufzustellen.

Eine weitere Fassung des Gattungsbegriffes dürfte der empfehlenswertere Ausweg sein.

---

[1]) J. Perrin Smith, The carboniferous Ammonoids of America. Monogr. of the United States Geological Survey 1903, Bd. XLII, pag. 101, Taf. XII, Fig. 4—9.

[2]) A. Karpinsky, Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe. Mém. Acad. d. sciences, de St. Petersbourg, VII. Sér., Bd. 37, Nr. 2 (1889), pag. 62, Taf. III, Fig. 1*a*—*c*.

Paralegoceras wäre demnach eine selbständige Gattung mit drei, respektive vier Loben, je nachdem man den ersten Seitenlobus bei der neuen Art als zweispitzig oder in zwei Elemente zerfallen ansieht.

Paralegoceras vermittelt den Übergang zwischen *Gastrioceras* mit zwei und *Agathiceras* mit mindestens vier selbständigen Lobenelementen. Die neue Art ist als das *Agathiceras* zunächst stehende letzte Glied der erweiterten Gattung *Paralegoceras* zu betrachten und stellt somit eine besondere Gruppe — *Pericleites* — innerhalb dieser Gattung dar.

a) Drei Loben auf der Seitenfläche zeigen *Paralegoceras iowense Meek* und *Worthen*, *Paralegoceras Newsoni Smith* und *Paralegoceras Tschernyschewi Karp.*

b) Drei, beziehungsweise vier Loben auf der Außenseite besitzt die neue Art, je nachdem man, wie oben erwähnt, den ersten Lateral-lobus als zweigezackt bezeichnet oder in zwei Loben zerlegt.

c) Vier annähernd gleiche Loben auf der Außenseite haben die nah verwandten, eine besondere Gruppe bildenden Arten:

Agathiceras Hyatti Smith
Hildrethi Morton
fultonense Miller und *Gurley*
missuriense Miller und *Faber*

und unterscheiden sich damit in der Lobatur nicht mehr von *Agathiceras*. Auch ist ihre Schale neben den Querstreifen bereits mit feinen Spirallinien versehen (Perrin Smith, l. c. Taf. XX, Fig. 7).

J. Perrin Smith rechnet diese vier Formen zu einer von Hyatt[1]) aufgestellten Gattung *Schistoceras* und macht damit den Versuch, dieses Genus aufrechtzuerhalten, obwohl, wie er selbst bemerkt, der Autor weder eine Abbildung gibt, noch eine für seine neue Gattung bezeichnende Art nennt.

Man muß ein solches Verfahren, schon seiner schlimmen Konsequenzen wegen, entschieden mißbilligen.

Es würde eine hoffnungslose Konfusion in der Nomenklatur einreißen, wenn es möglich wäre, eine Gattung aufzustellen, ohne Abbildung, ohne Angabe des Namens und des Fundortes der zugrunde liegenden Spezies. Man wird somit *Schistoceras* als eine von Hyatt völlig ungenügend charakterisierte Gattung ablehnen können.

Wenn man für die Gruppe der von Perrin Smith unter *Schistoceras* ausgeschiedenen Arten eine besondere Gattung beibehalten würde, so müßte auch für meine neue Art eine neue Gattung kreiert werden, was sich, wie ich schon hervorhob, nicht empfehlen dürfte, da sonst die Zersplitterung zu große Dimensionen annehmen würde.

Ich bin daher dafür, die Bezeichnung *Schistoceras* ebenfalls nur als Gruppennamen beizubehalten.

---

[1]) Proc. Boston Soc. Nat. Hist., Bd. XXII, pag. 336, ferner J. Perrin Smith, The carboniferous Ammonoids of America, Monogr. of the United States Geological Survey 1903, Bd. XLII, pag. 104—111. Haug rechnet die vier zitierten Arten (beziehungsweise zwei davon) zu *Agathiceras*: Etudes sur les Goniatites, Mémoire de la Soc. géol. de France, Bd. VII, 1896, Nr. 18, pag. 105, Taf. XX, Fig. 40 *a*, *b*, *c* (*Agathiceras Hildrethi*).

Alle Abgrenzungen innerhalb der Formenreihe *Gastrioceras*, *Paralegoceras*, *Agathiceras* sind überhaupt rein künstlich; man könnte die Schnitte ebensogut anders durchlegen, je nachdem man die Lobatur oder die Schalenskulptur (Spiralstreifung) und die Labialwülste in den Vordergrund stellen möchte.

Wenn man mehr Wert auf die Labialwülste, als auf die Zahl der Suturelemente legte, so könnte man anderseits die vierspitzigen karbonischen Formen noch zu *Paralegoceras* rechnen und die Gattung *Agathiceras* auf die dyadischen, mit Labialwülsten und vier und mehr Loben versehenen Formen beschränken.

Die Gruppe der vier von Smith unter *Schistoceras* zusammengefaßten Arten vermittelt eben auch den Übergang zwischen *Paralegoceras* und den dyadischen Agathiceren.

Innerhalb *Paralegoceras* sind auch die Loben größeren Modifikationen unterworfen, das heißt sie entwickeln sich weiter zu den *Agathiceras*-Loben. Eine ähnliche Lobenteilung wie mein Stück zeigt auch die Smith'sche Gattung *Shumardites*, wo sich der erste Seitenlobus in drei Zacken spaltet.

Man kann jedenfalls sagen, daß sich die neue attische Art sowohl den oberkarbonischen Typen des *Paralegoceras* mit drei, als auch den Agathiceren mit vier Loben und ohne Labialwülste (= Gruppe *Schistoceras Smith*) anschließt, indem sie zwischen den beiden Gattungen eine vermittelnde Stellung einnimmt. Die dyadischen Agathiceren, welche Labialwülste und Spiralstreifung besitzen, stehen ihr jedenfalls ferner.

Wichtiger als die nomenklatorischen Haarspaltereien ist jedenfalls die Erkenntnis des Zusammenhanges, der von *Glyphioceras* über *Gastrioceras* und *Paralegoceras* zu *Agathiceras* hinüberführt; eine neue Reihe geht über *Shumardites* zu *Popanoceras*.

Die neue Art *Paralegoceras atticum Renz* ist in einem schwarzen Kalk erhalten und tritt in dem durch Fusulinen und Korallen gekennzeichneten Oberkarbon Attikas (Hagia Triada am Südhang des Beletsi) auf; aber auch ein Abwägen der Verwandtschaftsverhältnisse allein würde dazuführen, ihr ein gleiches Alter (oberstes Karbon) zuzusprechen.

B. Die Insel Hydra.

Die ersten meiner, die ägäische Inselwelt behandelnden Studien betrafen die Insel Hydra, wo ich an Stelle der dort bisher angenommenen Kreideformation im wesentlichen Trias, Dyas und Karbon festgestellt habe.

Der einzige geologische Bericht über Hydra findet sich in dem Werke der Expédition scientifique de Morée[1]), deren Geologen die Insel in den Jahren 1829—1830 im Anschluß an eine Durchforschung

[1]) Expédition scientifique de Morée, Paris 1833, Bd. II, Geologie, pag. 159.

des Peloponnes untersucht haben. Seit jener Zeit war Hydra von keinem Geologen mehr betreten worden; auch A. Philippson, der den ganzen Peloponnes bereiste, hat diese argolische Küsteninsel nicht in den Bereich seiner Aufnahmen einbezogen. Auf der dem Philippson'schen Buche „Der Peloponnes" beigegebenen Karte [1]) wurde Hydra, ebenso wie das benachbarte kleine Dokos, gemäß den Angaben der Expédition scientifique de Morée als Tripolitzakalk (Kreide-Eocän) verzeichnet.

Die geologische Kenntnis der Insel Hydra erschien mir nun wegen ihrer geographischen Zwischenstellung zwischen der hauptsächlich mesozoischen Argolis und dem kristallinen Massiv der Kykladen besonders wichtig.

Im Februar 1907 besuchte ich daher zum erstenmal die Insel, mußte mich aber bei einem nur kurz bemessenen Aufenthalt damit begnügen, vorläufig einen allgemeinen Überblick über ihren Aufbau und das Alter der daran beteiligten Sedimente zu gewinnen. Zu einer genaueren Aufnahme reichte meine beschränkte Zeit nicht aus.

Immerhin war es mir jedoch möglich, das nach meinen vorangegangenen Untersuchungen in der Argolis auch auf Hydra erwartete ältere Mesozoikum festzustellen und die Hauptmasse der die Insel zusammensetzenden Gesteine der Trias zuzuteilen.

Bei einem späteren Aufenthalt auf Hydra (Herbst 1909) gelang es mir, an der Südostküste dieser Insel auch Karbon und Dyas nachzuweisen, und zwar die letztere Formation überhaupt zum erstenmal auf der südosteuropäischen Halbinsel.

Einer der kleinen Lokaldampfer, die den Verkehr zwischen dem Piräus und den argolischen Häfen vermitteln, brachte uns über Ägina und Poros nach Hydra. Wie auf vielen meiner griechischen Exkursionen war ich auch hier von meiner Frau begleitet.

Als Dragoman fungierte, wie auf allen meinen Reisen in Griechenland, Trasybulos Langer aus Athen (Hotel Grande Bretagne), der sich seiner Aufgabe auch auf diesen Exkursionen zur Zufriedenheit entledigte.

Nach Umschiffung des Kaps Skyllaeon taucht die lang hingestreckte, kahle Felseninsel aus den Fluten des Hermionischen Golfes auf.

Die einförmigen und tristen Höhen scheinen von hier aus gesehen einheitlich aus grauem Kalk aufgebaut zu sein. Beim Näherkommen gewahrt man mehrere, weiße, über die Insel verstreute Klöster, aber außer der Stadt keinerlei größere Ansiedlung.

Der Dampfer hält vor dem kleinen, aber wohl geschützten, von Seglern belebten Hafen, um den sich die Stadt an den Höhen hinauf herum gruppiert. Das Ganze macht einen recht stattlichen Eindruck, gleichwohl nimmt die Bevölkerung ab, da viele Hydrioten ihre Insel verlassen, um nach dem aufstrebenden Piräus überzusiedeln.

---

[1]) A. Philippson, Der Peloponnes, Berlin 1892.

1. Exkursion in den nordöstlichen Teil der Insel.

Ausgeführte Route: Von Hydra (Stadt = Chora) an der Küste entlang bis zur Talschlucht vor Mandraki, auf deren SW-Seite hinauf zum Weg von der Stadt nach H. Triada, auf diesem Pfad weiter bis zum Kloster H. Nicolaos, bezw. einem nördlich hiervon gelegenen Gehöft und dann direkt zurück zur Stadt.

Bei der Einfahrt in den inneren Hafen und oberhalb der Häuser steht bereits der auf der Insel weit verbreitete graue Kalkstein an, hier scheinbar noch fossilfrei. Bei einer Wanderung längs des Meeresufers gegen die Schiffsbauwerft Mandraki zu fand ich darin zahlreiche wohlerhaltene Zlambachkorallen, wie *Thamnastraea fenestrata Reuss, Thecosmilia Oppeli Reuss, Coccophyllum acantophorum Frech.* Diese Korallen führende Partie der grauen Kalkmassen Hydras stellt also Äquivalente der alpinen obernorischen (= oberjuvavischen) Zlambachschichten dar. Hierzu paßt auch die petrographische Ausbildung der grauen hydriotischen Korallenkalke, die den Riffkalken des Donnerkogels und besonders den grauen Korallenkalken des Parnaß [1]) sehr ähnlich sehen. Die auf dem Parnaßplateau und der Likerispitze von mir gesammelten Korallen (vergl. unten) weisen indessen — ausgenommen die eine Zlambachform *Montlivaltia gosaviensis Frech* — auf Rhät hin, während aus den grauen Korallenkalken Hydras bis jetzt noch keine rhätischen Formen bekannt sind. Immerhin käme aber eine eventuelle spätere Entdeckung rhätischer Äquivalente keineswegs unerwartet.

Bei der zwischen Mandraki und der Stadt herabkommenden Talschlucht fallen die grauen Korallenkalke mit zirka 60° Neigung gegen die See zu ein (Streichen N 70—80 O). Beim Aufwärtsschreiten in dieser Schlucht sollte man demnach, eine regelmäßige Lagerung vorausgesetzt, in stets ältere Schichten gelangen. Die Talwände bestehen zunächst noch aus den grauen Kalken, deren Korallenführung jedoch bald verschwindet.

Unten in dem Trockenbett mehren sich hingegen die anfangs vereinzelten Blöcke eines roten Kalkes, sowie Gerölle grüner, mir schon vom Asklepieiontal her bekannter Tuffe.

Weiter oben stehen dann auch diese roten Kalksteine an und überqueren das dort sich weitende Tal. Etwas oberhalb auf der SW-Seite erhielt ich daraus einen Gymniten, den ich als *Gymnites Humboldti Mojs.* betrachte (vergl. Paläont. Anhang zu Abschnitt *B.* und Textfigur 8).

Nach den geringmächtigen roten Kalken gelangt man in die sich schon unten durch Rollstücke ankündigenden grünen Keratophyrtuffe. Diese weicheren, leichter der Verwitterung und Erosion erliegenden Gesteine bedingen eine Erweiterung der hier auch terrassierten und angebauten steilen Hänge.

Von diesen Terrainformen heben sich die roten Kalke scharf ab und bilden eine schroffe Mauer, der entlang ich in der Richtung gegen die Stadt zu aufwärts stieg. Oben auf der Höhe (im SW von H. Triada) gelang es mir nach längerer Arbeit, mehrere bestimmbare und charakteristische Cephalopoden aus den roten Kalken zu gewinnen.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Bd. LX, Monatsber. Nr. 12, pag. 329. Siehe ferner unten das den Parnaß betreffende Kapitel.

Die Ammoniten sind meistens stark zerquetscht und lassen sich nur mit großer Mühe aus dem harten Gestein isolieren.

Der Kalk ist hier oben in mächtige Felsklötze zerspalten, die Blöcke zeigen eine rote und graue Bänderung und knollige Struktur. Der Fossilgehalt des roten Kalkes beschränkt sich auf spärlich verteilte Cephalopoden und Crinoiden.

Unter den erhaltenen Cephalopoden bestimmte ich schon an Ort und Stelle neben dem üblichen *Orthoceras campanile* die drei Arten: *Monophyllites sphaerophyllus Hauer* (= *Monophyllites Wengensis Klipst.*

Fig. 5.



Rote Bulogkalke der Insel Hydra zwischen Hydra und H. Triada.
Im Vordergrund grüne Keratophyrtuffe.
(Photographie von Helene Renz.)

var. sphaerophylla Hauer emend. Renz, pag. 491), *Sturia Sansovinii Mojs.* und *Arcestes* (*Proarcestes*) *quadrilabiatus Hauer*, lauter Typen, die ich schon früher auch in den *Trinodosus*-Kalken der benachbarten Argolis nachgewiesen hatte.

Ich betrachtete daher auch die roten Kalke Hydras im wesentlichen als *Trinodosus*-Schichten[1]), war jedoch noch im Zweifel, ob daran nicht ebenso oder ähnlich wie beim Asklepieion auch noch höhere Horizonte beteiligt sein könnten, obwohl

[1]) Carl Renz, Bull. soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 136. Vergl. ferner Carl Renz, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1906. Bd. 58, pag. 395.

die geringere Mächtigkeit der hydriotischen roten Kalkfazies dagegen sprach.

Immerhin war diese Frage nur auf Grund einer genaueren Prüfung des auf Hydra gesammelten Cephalopodenmaterials zu entscheiden. Eine gemeinschaftlich mit Herrn Prof. Frech zu Breslau ausgeführte paläontologische Bearbeitung[1]) ergab dann, daß auf Hydra entsprechend der bosnischen Entwicklung auch einige jüngere Faunenelemente, wie *Gymnites bosnensis Hauer*, *Ceratites bosnensis Hauer* und *Hungarites cf. Mojsisovicsi Roth*, mit den bereits oben zitierten bezeichnenden *Trinodosus*-Arten vergesellschaftet sind. Dazu kommen noch von demselben Fundort *Gymnites cf. incultus Beyr.* und ein weiterer *Gymnites* aus der Verwandtschaft des *Gymnites Humboldti Mojs.*

Es steht daher fest, daß die roten hydriotischen Cephalopodenkalke nur den *Trinodosus*-Kalken in der für Bosnien bezeichnenden Ausbilduug der Bulogkalke entsprechen, während die beim Asklepieion in der Argolis in gleicher Fazies bis zu den *Aonoides*-Schichten durchlaufenden höheren Horizonte auf Hydra andersartig entwickelt sind.

Ein faunistischer Vergleich mit dem zunächstliegenden argolischen Fundpunkt beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) ergibt nach dem bis jetzt vorhandenen Material eine annähernd vollständige Übereinstimmung der Bulogkalke Hydras mit dem äquivalenten Kalk des argolischen Vorkommens.

Allerdings sind *Ceratites bosnensis* und *Gymnites bosnensis* beim Asklepieion noch nicht ermittelt worden, während anderseits mehrere bezeichnende Bulogformen des Asklepieions unter den hydriotischen Arten fehlen. Ich zitiere hier nur die teils von da schon bekannten, teils aber auch neu bestimmten Spezies *Ptychites pusillus Hauer*, *Ptychites seroplicatus Hauer*, *Hungarites costosus Mojs.*, *Hungarites arietiformis Hauer*, *Proteites decrescens Hauer* usw.

Von Hydra liegt außerdem bis jetzt, abgesehen von den Crinoiden, eine reine Cephalopodenfaunula vor, während in der an und für sich schon weit reicheren Tierwelt der argolischen *Trinodosus*-, beziehungsweise Buchensteiner Kalke die Gastropoden durch ein typisches Exemplar des *Coelocentrus heros Koken* und die Zweischaler durch einen spezifisch allerdings nicht näher bestimmbaren *Pecten* vertreten sind.

Ähnliche rote, vermutlich gleichalterige Kalke wurden auch auf der kleinasiatischen Insel Chios gefunden, sie haben aber vorerst nur unbestimmte Monophylliten und Ceratiten geliefert.

Was die Lagerungsverhältnisse betrifft, so sind dieselben auf Hydra etwas klarer aufgeschlossen als im Asklepieiontal.

Die roten Bulogkalke werden hier durch ein geringmächtiges Konglomerat aus roten Schieferbrocken und Kalkstücken, verbunden durch ein gleichfalls rotes Bindemittel, von den grünen Keratophyrtuffen getrennt. Über diesem Konglomerat, das seinerseits, wie ein Aufschluß beim Kloster Hagios Nikolaos zeigt, selbst über roten, mit grünen Lagen wechselnden Tonschiefern folgt, lagert dann der rote Bulogkalk.

---

[1]) Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. 1907, Beil.-Bd. XXV, pag. 443.

Es sei hierzu bemerkt, daß die grünen Tuffe Hydras nach der chemischen und mikroskopischen Untersuchung von Herrn Prof. L. Milch keratophyrische Tuffe sind, die mit denen des Asklepieiontales in der Argolis übereinstimmen. Diese grünen Tuffe der Argolis und Hydras erinnern durchaus an die umgewandelten Tuffe, die den keratophyrischen Lenneporphyr (Quarzkeratophyr) begleiten. Im Asklepieiontal habe ich auch zahlreiche Brocken eines unveränderten Quarzkeratophyrs gefunden, der den devonischen Lenne-Keratophyren Westfalens entspricht. Dasselbe Gestein habe ich neuerdings auch im Parnes-Kithaeron-Zug an mehreren Punkten angetroffen.

Da nun die Quarzkeratophyre Attikas einer Eruptionsperiode angehören, die älter sein muß, als die dortigen karbonischen Grauwacken- und Schiefergesteine mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken (vergl. pag. 455, 457 und 458) und ferner die gleichen karbonischen Sedimente, sowie dyadische Schichten auch auf Hydra in ganz geringer Entfernung von den grünen Tuffen auftreten (vergl. pag. 474, 475 und 484), so ist es naheliegend, die attischen und hydriotischen Keratophyrtuffe auf eine Altersstufe zu stellen. Es würde dann zwischen den Keratophyrtuffen einerseits und den Bulogkalken und ihrem Liegenden anderseits eine Verwerfung hindurchgehen.

Eine parallele Bruchlinie scheidet ferner den Bulogkalk von den westlich davon gelegenen, obernorischen, grauen Zlambachkalken, da die karnische Stufe auf Hydra von hornsteinreichen Plattenkalken mit *Daonella styriaca Mojs.*, *Daonella cassiana Mojs.* etc. eingenommen wird (vergl. pag. 474, 477, 478 und 482).

Wie schon das Meeresbecken zwischen Hydra und dem argolischen Festland einem grabenartigen Einbruch entsprechen dürfte, so besteht auch die Insel im allgemeinen aus einer Reihe von Längsschollen, wodurch natürlich eine genauere Horizontierung sehr erschwert wird.

In einiger Entfernung südlich von dem Fundort der fossilführenden Bulogkalke (auf der Höhe zwischen der Chora und der westlich Hagia Triada und Mandraki zur Nordküste herabziehenden Talschlucht) führt der Weg von der Stadt Hydra nach dem Kloster Hagios Nikolaos vorüber, dem wir etwa parallel der Bulogkalke und längs des Tuffkomplexes folgen.

Ein Zug dieser weicheren Gesteine streicht annähernd quer durch die Insel.

Die Verbindungslinie der Punkte Hydra Stadt—Hagia Triada—Hagios Nikolaos markiert etwa die Richtung des Tuffzuges und speziell den Verlauf des Bulogkalkes.

In den roten Kalken beim Kloster Hagia Triada habe ich dagegen ebensowenig, wie in jenen bei Hagios Nikolaos Fossilien ermitteln können. Beim Kloster Hagios Nikolaos ist das Streichen N 50—60 West; das Fallen 45° und auch steiler nach NO gerichtet.

Etwas nordöstlich vom Kloster Hagios Nikolaos stehen die schon genannten roten und grünlichen Schiefer an, die nach oben zu graue Kalkknollen einschließen und von den grauen und rot gebänderten Bulogkalken überlagert werden.

Der Kontakt der roten Schiefer mit dem Keratophyrtuff wird durch eine Breccie dieses Gesteines verhüllt.

Von Hagios Nikolaos weiter gegen NNO steht wieder der graue undeutlich geschichtete Kalk an, der die Nordküste der Insel bildet und vermutlich den ganzen nordwestlichen Teil Hydras zusammensetzt.

Bei einem Gehöft, etwa eine halbe Stunde nördlich vom Kloster Hagios Nikolaos, gewann ich hieraus zwei typische Zlambachkorallen, *Spongiomorpha acyclica Frech* und *Thecosmilia norica Frech.* Die Bestimmung der hydriotischen Zlambachkorallen wurde von Herrn Prof. Frech in Breslau ausgeführt.

Die beiden eben zitierten, früher schon beschriebenen Arten[1]) sind allerdings in meiner Kollektion von Mandraki nicht enthalten, sämtliche bisher aus Hydra bestimmte Korallen gehören jedoch zu der Korallenfauna der obernorischen, beziehungsweise oberjuvavischen Zlambachschichten. Die nördlich vom Kloster Hagios Nikolaos anstehende Korallenführende Partie des grauen Kalkes entspricht demnach den gleichalten grauen Korallenkalken von Mandraki.

Wie schon erwähnt streichen die Bulogkalke und der Tuffkomplex an Hagios Nikolaos vorbei zum jenseitigen Meer hinunter. Die Südgrenze der grünen, hier äußerst dichten Keratophyrtuffe dürfte nun mit einer Verwerfungslinie zusammenfallen, die die Insel ebenfalls quer durchsetzt.

Im Süden des Tuffes von Hagios Nikolaos betritt man nacheinander dunkelgrauen Kalk, rote Hornsteine und dann wieder schwarzgraue hornsteinreiche Plattenkalke von karnischem Alter (Streichen W—O, Fallen steil nach Süd).

Infolge einer tektonischen Störung treten die (teilweise auch gelblichen) Hornsteine zwischen Hagios Nikolaos und Hagia Triada bis an den Tuffkomplex heran.

Weiter gegen die Chora zu, steht im Süden des Weges wieder grauer Kalk an. Auf der Höhe zwischen dem Fundort der Bulogfauna und der Stadt Hydra setzen die Tuffe unterhalb H. Patronas, jedenfalls infolge einer Querverwerfung, auf eine ziemliche Entfernung hin aus und stehen erst beim Abstieg gegen die Stadt zu und unten wieder an. Oben auf der Höhe finden sich statt dessen neben den grau und rot gebänderten Bulogkalken nur graue plattige Kalke (Streichen W—O, Fallen 80° Nord) und an dem Talhang abwärts gegen Süden weiße Dolomite.

Unten in diesem Tal, das sich nach der Stadt zu öffnet und im S und SO derselben tritt wieder der Zug der roten Hornsteine auf, von den grünen Keratophyrtuffen, auf denen die Stadt größtenteils erbaut ist, ebenfalls durch einen Kalkzug getrennt.

Bei der Chora und beim Kloster Hagios Nikolaos sind die grünen Keratophyrtuffe äußerst dicht, die dazwischenliegenden Partien in der Gegend des Fundortes der Bulogarten zeigen ein etwas gröberes Korn.

Oberhalb der Chora streichen die Tuffe N 60 West und fallen mit etwa 60° gegen NO (obs.).

---

[1]) Neues Jahrb. für Min. etc. 1907, Beil.-Bd. XXV, pag. 443.

2. Exkursion zur östlichen Meeresküste in den nördlichen Teil der Landschaft Klimaki.

Zurückgelegte Route: Von Hydra Stadt über Hagia Triada — Kloster Hagios Nikolaos nach der Landschaft Klimaki; über die Kapelle Hagios Nikolaos — Panagia ὁ Χριστος nach Hagios Taxiarchis und über die Paßeinsattelung von Klimaki direkt zurück nach Hydra (Chora).

Die Route von Hydra nach dem Kloster Hagios Nikolaos wurde bereits im vorhergehenden Abschnitt beschrieben.

Von dem Tuffkomplex beim Kloster Hagios Nikolaos zweigt dann der Weg nach Osten ab und wendet sich über einen ziemlich breiten Vorsprung zur steilen östlichen Meeresküste in die Landschaft Klimaki.

Nach Überquerung des schon oben erwähnten schwarzgrauen Kalkes und der roten, kieseligen, zum Teil auch kalkigen Schichten betritt man schwarze, hornsteinreiche Plattenkalke, die auf der Höhe bei einem einzelnen Haus annähernd senkrecht stehen und etwa von W nach O streichen (obs.).

Die Hornsteinlagen, die besonders etwas weiter abwärts in einer Schlucht überwiegen, sind ebenfalls dunkel und verwittern gelb, haben aber hier noch keine Halobien und Daonellen geliefert, obwohl sie dem breiten Komplex der karnischen Plattenkalke und Hornsteinplatten angehören, die in anderen Querprofilen, so bei Hagia Marina (pag. 482) oder am Prophit Ilias (pag. 478) wohl bestimmbare Halobien und Daonellen führen. (*Daonella styriaca Mojs.*, *Daonella cassiana Mojs.*, *Halobia Hoernesi Mojs.*)

Ebenso, wie an dem Profil von Hagia Marina, gelangt man dann auch auf dem hier beschriebenen Wege in rötlichen Breccienkalk, aus dem mir ein nicht näher bestimmbarer *Orthoceras* vorliegt und dann in den lichten, weißgrauen Kalk, der den Kamm des mittleren Inselteiles zusammensetzt.

Ich halte diesen Kalk, aus dem bis jetzt noch keine Versteinerungen bekannt sind, seiner Stellung nach für äquivalent mit den mitteltriadischen Kalken des Parnes, mit denen er auch eine große petrographische Ähnlichkeit besitzt.

Dieser Kalk bricht dann an der Ostküste in steilen Klippen, an denen die Brandung der offenen See hoch aufschäumt, zum Ägäischen Meere ab.

Etwas weiter südlich lagert sich diesem Kalk, der, wie gesagt, hier den Kamm der Insel bildet, eine schmale Scholle jungpaläozoischer Gesteine vor.

Diese langgestreckte, jungpaläozoische Scholle setzt den etwas weniger steil geneigten Küstenstrich des mittleren Drittels der Insellänge, die Landschaft Klimaki, zusammen.

Eine deutlich ausgeprägte Verwerfung trennt das Paläozoikum von den lichten Kalkmassen.

Die paläozoischen Ablagerungen, die hier meist weicher sind und leichter der Verwitterung unterliegen, werden in Klimaki teilweise dem Ackerbau nutzbar gemacht, während die unfruchtbaren, von den Triaskalken eingenommenen Flächen Hydras sich höchstens zu dürftiger Ziegenweide eignen. Dies Vorherrschen der Triaskalke

verschuldet auch die Wasserarmut der Insel, auf der es keine Quellen gibt.

Wir betreten auf unserem Wege das nördliche Ende der jungpaläozoischen Längsscholle bei einigen Häusern, die oberhalb der unten am Meeresufer gelegenen Kapelle Hagios Nikolaos (nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen, schon öfters genannten Kloster H. Nikolaos) in geringer Entfernung von der Bruchgrenze gegen den Triaskalk bereits auf paläozoischem (karbonischem) Boden erbaut sind.

Hier stehen graugelbe Sandsteine und Grauwacken, sowie gelbliche, graue und graugrüne Schiefer mit Lagen von schwarzem Kalk an.

Das Streichen der steil nach Nord geneigten Schiefer verläuft etwa W—O (obs.).

In den dazwischenliegenden schwarzen Kalken finden sich ziemlich reichliche Fossilreste; gute Exemplare sind aber nur schwer zu erlangen.

In meinen, von dieser Lokalität stammenden, Aufsammlungen befinden sich ein gut erhaltener

Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.

(Taf. XVIII [I], Fig. 4, 4*a* und 4*b*)

und einige, weitere Angehörige der Gattungen *Productus*, *Orthothetes*, *Spirifer*, *Dielasma*, darunter die auch spezifisch erkannten *Productus semireticulatus Martin* und *Orthothetes crenistria Phill.*

Die Cephalopoden sind durch ein nicht näher bestimmbares Mündungsbruchstück der Gattung *Discites* vertreten. Leider sind eben die meisten Stücke dieses Fundortes nur generisch sicher zu deuten.

Der auf Taf. XVIII (I), Fig. 4, 4*a* und 4*b* abgebildete hydriotische *Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.* entspricht der Fig. 14 auf Taf. 35 von Th. Davidson (British fossils Brachiopoda Bd. II, Permian and Carboniferous Spezies) und stellt die längliche, tief sinuierte Varietät des *Productus longispinus* dar.

Die beiden Arten der Gattung *Productus*, *Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.* und *Productus semireticulatus Martin* kommen vom Kalk von Visé ab bis zu den Auerniggschichten vor. *Orthothetes crenistria Phill.* ist dagegen eine unterkarnische Art. Obwohl nun das hydriotische Vorkommen in mancher Hinsicht an die mir persönlich bekannten Auerniggschichten von Süddalmatien [1]) erinnert, dürfte hier auf Grund des *Orthothetes crenistria* doch wohl mit der Existenz von Unterkarbon zu rechnen sein.

Der Fossilfundort, von dem die hier zitierten Arten stammen, liegt auf den Äckern im Norden und Nordnordwesten der bereits erwähnten Kapelle Hagios Nikolaos; unmittelbar dahinter verläuft die das Karbon von den lichten Triaskalken trennende Verwerfung.

Unterhalb der karbonischen Schiefer und Kalke liegen schwarze gebankte Kalke, die bei der Häusergruppe N 80 West streichen und 45° nach Norden einfallen (obs.).

---

[1]) Vergl. Carl Renz, Zur Altersbestimmung des Karbons von Budua in Süddalmatien. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., 1903, Monatsberichte, Bd. LV, pag. 17—22.

Auch diese Kalke sind mit Fossiltrümmern erfüllt, ohne daß es möglich gewesen wäre, näher bestimmbare Arten aus dem harten Gestein zu isolieren.

Von dem Karbonfundort ab führte unser Weg zuerst abwärts, dann ziemlich in gleicher Höhe, meist durch kalkigen Gehängeschutt, über die Kapelle Panagia ὁ χριστος hinauf nach Hagios Taxiarchis.

Vor Hagios Taxiarchis finden sich wieder Karbonschiefer und Grauwacken meist von Gehängeschutt überdeckt. Darüber steht schwarzer oder grauer, dickgebankter, unten meist dolomitischer Kalk an, dessen Verwerfungsgrenze gegen den hellen Triaskalk sich auch von unten gesehen sehr deutlich abhebt.

Oberhalb Hagios Taxiarchis finden sich fossilführende Lagen dieses schwarzen Kalkes, vollkommen erfüllt mit kleinen, kugeligen Foraminiferen, die offenbar nicht zu den Fusuliniden gehören und mit keiner bis jetzt bekannten Gattungen verglichen werden konnten. Darunter befinden sich jedoch auch vereinzelte Fusulinen, so daß über das oberkarbonische oder vielleicht auch noch unterdyadische Alter dieser schwarzen Kalke kein Zweifel obwalten kann.

Die allgemeine Erfahrung spricht dafür, daß derartige Nebenformen vorwiegend in der Dyas auftreten.

Westlich von Hagios Taxiarchis und oberhalb von Hagios Konstantinos ist der aus dem hellen Triaskalk bestehende Rücken der Insel ziemlich tief eingekerbt.

Durch diese Einsattelung, die ich hier Paß Klimaki nennen möchte, führt der direkte Weg von der Chora in die Landschaft Klimaki.

Der Pfad von Hagios Taxiarchis zum Paß Klimaki tritt westlich dieser Kapelle in rote, glimmerige Sandsteine ein und bleibt darin fast ständig bis zur Paßeinsattelung.

Oberhalb und rechts des Weges ziehen die grauen dolomitischen Kalkbänke und schwarzen Foraminiferenkalke entlang, in denen auch hier den überwiegenden kugeligen Foraminiferen spärliche Fusulinen beigemengt sind (im NO—N—NNW von Hagios Konstantinos).

Im NNW von Hagios Konstantinos streichen diese Schichten W—O und fallen 40° nach Nord (obs.).

Proben des von hier stammenden schwarzgrauen Dolomites zeigen das spezifische Gewicht 2·832 und setzen sich folgendermaßen zusammen:

	Prozent
CaO.	31·018
MgO	19·855
CO_2.	45·959
C.	0·572
SiO_2	0·562
Al_2O_3	0·197
FeO.	0·225
Na_2O	0·472
SO_3.	0·060
P_2O_5	0·084
H_2O	0·414
	99·425

Im Spektroskop sind ferner Spuren von Strontium wahrnehmbar.

Es handelt sich also hier, wie auch sonst in Griechenland, nicht um reine Dolomite, sondern um dolomitische Kalke.

Die wohl dem Oberkarbon angehörenden dolomitischen Kalke wechsellagern unterhalb des Passes Klimaki mit gelbgrünen Schiefern und erinnerten mich sogleich in ihrem ganzen petrographischen Habitus und ihren Verwitterungsformen an die Dolomite, beziehungsweise dolomitischen Kalke von Kryoneri auf Amorgos (vergl. auch die beiderseitigen Analysenwerte pag. 502 u. 514), die roten, glimmerigen Sandsteine dagegen an die Werfener Schichten des Beletsi in Attika (pag. 453).

Der rote, glimmerige Sandstein Hydras hat unterhalb des Passes Klimaki noch keine entscheidenden Fossilien geliefert.

Es wäre aber immerhin denkbar, daß auch er der Untertrias angehört und eine eingebrochene Scholle im Karbon darstellt.

So findet sich auch links des Weges, etwa in der Mitte zwischen Hagios Taxiarchis und der Paßhöhe, eine aus dem weißen Triaskalk des Kammmes bestehende Kuppe.

Von der Paßhöhe Klimaki ab bleibt der direkte Weg zur Stadt zunächst in dem weißgrauen Kalk des Kammes, indem er sich an den oberen Hängen des nach Vlicho hinabziehenden Tales, beziehungsweise eines Seitentales desselben, hält und überschreitet dann die Bergrippe zwischen diesem Tal und dem nächst nördlicheren Paralleltal.

Vor dem Joch steht wieder der rote brecciöse Kalk an, der der Schicht 3 im Profil Palamida-Episkopi entspricht und ebenfalls keine Fossilien ergeben hat.

Es ist auch derselbe Kalk, der östlich vom Kloster Hagios Nikolaos, am Wege nach Klimaki einen *Orthoceras spec. ind.* und östlich vom Kloster Prophit Ilias einen *Arcestes spec. ind.* enthielt.

Am Joch zwischen den beiden Tälern stehen zuerst rote (Schicht 2 im Profil Palamida—Episkopi) und dann weiter abwärts dunkle, gelb verwitternde Hornsteinplatten an in Verbindung mit dunklen Plattenkalken (Schicht 1 in demselben Profil).

Beim Abstieg in den Grund der nördlich von Vlicho mündenden Talschlucht fand ich darin zahlreiche Daonellen, darunter *Daonella styriaca Mojs.* und *Daonella cassiana Mojs.* Es handelt sich also auch hier um karnische Äquivalente.

Der jenseitige Hang der Schlucht besteht aus denselben, teilweise senkrecht stehenden Schichten, in denen der Weg auch bis nach Umgehung eines zweiten Tälchens bleibt (obs. Streichen N 60 Ost; Fallen steil nach Nord).

Kurz bevor man auf den Steilabhang oberhalb der Chora heraustritt, streichen die Plattenkalke W—O und fallen etwa 30° nach Nord (obs.).

Oberhalb der Stadt steht dann der schon erwähnte rote Hornstein (pag. 473) an, der scheinbar über den hornsteinreichen karnischen Plattenkalken liegt, wohl aber auch durch eine Verwerfung davon getrennt ist.

3. Exkursion in den Südwestteil der Insel.

Ausgeführte Route: Von Hydra Stadt über den Prophit Ilias—Paß von Klimaki nach Hagia Irene—Palamida und zurück nach Hydra.

Der größte Teil der Stadt steht, wie schon erwähnt, auf den grünen keratophyrischen Tuffen, die in den engen steilen Gassen bisweilen zum Vorschein kommen. Von oberhalb der Stadt ab führt der Weg zum Prophit Ilias, dem höchsten Punkt der Insel, zunächst durch roten Hornstein aufwärts, der gegen schwarzen dünngeplatteten Kalk mit Hornsteineinschaltungen ohne Übergang abschneidet. Die Lagerungsverhältnisse sind also dieselben wie im Süden von Hagios Nikolaos. In diesem dunklen karnischen Plattenkalk geht es in Serpentinen aufwärts bis zu dem die Höhe krönenden Gipfelkloster.

Südwestlich des Klosters wird der bisher untergeordnet in den Kalken auftretende Hornstein vorherrschend und bildet eine kleine Einsenkung. Dort habe ich auf den gelben Verwitterungsflächen der schwärzlichen Hornsteine mehrfach Halobien oder Daonellen bemerkt, leider aber kein einziges spezifisch näher bestimmbares Exemplar. Es handelt sich um eine der feingerippten Arten.

Das Alter der betreffenden Schichten kann jedoch gar nicht zweifelhaft sein. Es ist derselbe breite Komplex von karnischen Plattenkalken und Hornsteinplatten, der von Hagia Marina (pag. 482) herüberstreicht und in dem dort, sowie zwischen der Chora und Paß Klimaki die bezeichnenden karnischen Halobien- und Daonellenspezies vorkommen, wie *Daonella styriaca Mojs.*, *Daonella cassiana Mojs.*, *Halobia Hoernesi Mojs.*, *Halobia austriaca Mojs.* usw.

Derselbe Zug von Plattenkalken und Hornsteinplatten wird auch weiter im Nordosten von dem Wege vom Kloster Hagios Nikolaos nach Klimaki durchschnitten.

Karnisch unternorische Halobienschichten sind in gleicher Fazies im westlichen Peloponnes sehr verbreitet, aber auch in dem südlich der Ruinenstätte des Asklepieions gelegenen Hornsteinkomplex fanden sich Halobien, beziehungsweise Daonellen, die jedoch infolge mangelhafter Erhaltung hier nicht näher bestimmt werden konnten. In Verbindung damit stehen auch im Süden des Hierons dunkle plattige Kalke, die die Höhen zwischen dem Asklepieiontal und dem Tal von Adami zusammensetzen.

Am jenseitigen Rand der erwähnten Einsenkung, durch die vielleicht auch eine Bruchlinie hindurchgeht, finden sich rote Kalke, die ihrem petrographischen Aussehen und ihrer stratigraphischen Stellung nach ebenfalls den gleichen Kalken von Hagia Marina (pag. 483) entsprechen. Leider konnte ich trotz eifrigen Suchens darin nur einen *Arcestes spec. ind.* ermitteln.

Mein Weg führte nach SW weiter, entlang an dem Bergrücken, der das von hier oben nach WSW hinunterziehende Tal von dem offenen östlichen Meer trennt. Durch dieses Tal[1]), das bei Vlicho zwischen der Chora und Palamida mündet, führt der direkte Weg

[1]) Es handelt sich um das dem Palamidatal zunächst gelegene, weiter nordöstlich bei Vlicho herabkommende Paralleltal.

Hydra—H. Irene. Anfangs steht noch der rote Kalk an, dann die grauen Kalke, die den Kamm dieses mittleren Inselteils bilden und mit den mitteltriadischen Kalken des Parnes verglichen wurden. Diese Kalke halten an bis zu der im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Paßeinsattelung von Klimaki zwischen dem genannten Tal von Vlicho und dem Südostabsturz der Insel. Dieselben grauen Kalke streichen weiter nach SW.

Anstatt jedoch den bereits beschriebenen direkten Weg von der Paßhöhe Klimaki in die Stadt zu wählen, stieg ich dieses Mal meist ohne Pfad nach dem Frauenkloster Hagia Irene hinab.

Dieser Weg kreuzte die eben beschriebenen Schichten bis Hagia Irene wieder in umgekehrter Reihenfolge, und zwar rote Kalke und dann karnische Hornsteinplatten und Plattenkalke.

Hagia Irene liegt am Ursprung einer sich nach SW zum Tal von Palamida hinabsenkenden Mulde.

Auf der Höhe zwischen dem schon mehrfach genannten Tal von Vlicho und jenem von Palamida steht zunächst etwas weißer Dolomit an, jedenfalls derselbe Dolomit, der früher schon vom NO-Hang des bei der Chora herabkommenden Tales erwähnt wurde.

Am Abhang nördlich von Hagia Irene ließ sich wieder das gleiche Profil beobachten wie am Wege von Hydra nach Hagios Nikolaos.

Oberhalb der sehr dichten grünen keratophyrischen Tuffe (Streichen W—O bis N 80 O, Fallen 60° nach Nord) betritt man rote Kalke, die vielfach mit roten Konglomeraten verbunden sind, während der darüber aufragende schroffe Gipfel aus den bekannten grauen Kalken besteht, die bei Mandraki und nördlich von Hagios Nikolaos auch Zlambachkorallen enthielten.

Der rote Kalk im Norden von Hagia Irene ist hier zum Unterschied von den oben beschriebenen Bulogkalken nicht gebändert und an manchen Stellen ganz erfüllt von Cephalopoden und Orthoceren, an anderen Punkten aber wieder fossilfrei.

Aus Mangel an Zeit konnte ich bei meinem ersten Besuch die roten Cephalopodenkalke nicht genügend absuchen und habe neben dem häufigen *Orthoceras campanile Mojs.* nur noch eine *Sturia Sansovinii Mojs.* und ein Wohnkammerfragment des *Gymnites bosnensis Hauer* erhalten und bestimmt.

Bei einer späteren Fahrt von Athen in die östliche Argolis verwendete ich daher nochmals einige Stunden zur paläontologischen Ausbeutung dieses wichtigen Fundortes.

Neben einem gut erhaltenen Exemplar des *Arcestes* (*Proarcestes*) *quadrilabiatus Hauer* und einem sicher bestimmbaren Bruchstück des charakteristischen *Ceratites bosnensis Hauer* habe ich nunmehr noch zwei Cladiscitenarten bei Hagia Irene festgestellt, nämlich *Procladiscites Griesbachi Mojs.* und *Psilocladiscites molaris Hauer*, beides Formen, die auch in den Bulogkalken Bosniens heimisch sind.

Während *Psilocladiscites molaris* auf die Bulogkalke beschränkt zu sein scheint, besitzt *Procladiscites Griesbachi Mojs.* eine größere Vertikalverbreitung und wird außerdem noch aus den roten Wengener Kalken des Monte Clapsavon angegeben. In einigen kleinen, nicht einmal Variationsunterschiede bedingenden Eigentümlichkeiten schließt

sich mein hydriotisches Stück des *Procladiscites Griesbachi* jedoch gleichfalls den Formen des Bulogkalkes an. (Vergl. Paläontol.-Anhang pag. 489). *Procladiscites Griesbachi Mojs.* ist neuerdings auch in den roten Buchensteiner-Kalken des Asklepieions gefunden worden.

Schließlich sind noch zwei nicht näher bestimmbare Fragmente der Gattungen *Sageceras* und *Syringoceras* zu erwähnen, vermutlich handelt es sich aber bei dem ersteren Exemplar um einen *Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz.*

Aus den roten Kalken von Hagia Irene sind demnach alles in allem nach meinen Bestimmungen bis jetzt die folgenden Arten bekannt:

Procladiscites Griesbachi Mojs. (Taf. XVIII [I], Fig. 3)
Psilocladiscites molaris Hauer
Gymnites bosnensis Hauer
Arcestes (Proarcestes) quadrilabiatus Hauer
Ceratites bosnensis Hauer
Sturia Sansovinii Mojs.
Sageceras spec.
Orthoceras campanile Mojs.
Atractites spec.
Syringoceras spec.

Die Gesamtfauna von Hagia Irene spricht daher ebenfalls für eine Vertretung der Zone des *Ceratites trinodosus* in der für Bosnien bezeichnenden Ausbildung der Han-Bulogkalke.

Procladiscites Griesbachi Mojs. und *Psilocladiscites molaris Hauer* sind an dem anderen hydriotischen Fundort der Bulogarten auf der Höhe zwischen der Chora und Hagia Triada noch nicht ermittelt worden, während anderseits *Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz, Gymnites Humboldti Mojs.* und *Hungarites Mojsisovicsi Roth* in den Aufsammlungen von Hagia Irene fehlen.

Ceratites bosnensis Hauer, Gymnites bosnensis Hauer, die Arcesten und Orthoceren sind dagegen beiden Vorkommen gemeinsam. Mit Ausnahme des *Psilocladiscites molaris Hauer*, des *Gymnites bosnensis Hauer* und des *Ceratites bosnensis Hauer* treten die Arten von Hagia Irene auch in der gleichalten Fauna der roten Cephalopodenkalke beim Asklepieion auf.

Aus den die Bergspitze nördlich Hagia Irene zusammensetzenden grauen Kalkmassen habe ich beim Abstieg auf dem direkten Pfad vom Sattel oberhalb Hagia Irene zum Tal von Vlicho und der von Palamida nach der Chora führenden Straße einen grauen Kalkbrocken erhalten, der mit Daonellen oder Halobien vollständig erfüllt ist. Leider war weder ein Schalenumriß noch eine Schloßpartie bloßzulegen, so daß ich bei der Bestimmung lediglich auf die Berippung der Schalen angewiesen war. In diesem Merkmal ähneln die hydriotischen Formen der *Halobia subreticulata Gemmellaro*. Jedenfalls handelt es sich auch hier wieder um die obertriadischen grauen Kalke, die aus vermutlich etwas höheren Partien die Zlambachfauna geliefert haben.

In der Richtung gegen NO erfahren die roten Bulogkalke eine Unterbrechung.

Ich ging von Hagia Irene in entgegengesetzter Richtung nach Palamida hinunter, das an der Mündung der von Hagia Irene nach SW herunterziehenden Mulde liegt. Dort trifft der Weg auf das Sträßchen, das von der Chora nach Episkopi führt.

Auch in dieser Richtung setzen die Bulogkalke augenscheinlich aus; weiter unten erscheinen manganbeschlagene rote Hornsteine.

Die roten Hornsteine scheinen daher, ähnlich wie im Asklepieiontal, die roten Kalke teilweise zu ersetzen.

Bei Palamida durchbrechen die von Hagia Irene und südwestlich davon herabkommenden Trockenbäche nach ihrer Vereinigung in einer Schlucht den grauen obertriadischen Kalk, der eine Barriere gegen das Meer zu bildet. Im Hintergrund des Talbeckens von Palamida steht roter Hornstein mit untergeordnetem roten Schiefer an. Weiter aufwärts folgt dann der mächtige Komplex von dunklen Plattenkalken in Wechsellagerung mit Hornsteinlagen (vergl. unten).

Von Palamida ab nach Hydra führt die Straße am Meer entlang, überquert bei Vlicho das nördlich von Hagia Irene vom Prophit Ilias herabkommende Tal und zieht sich dann am nördlichen Hang des nächstfolgenden Trockenbettes über die Höhe hinüber nach der Stadt.

Zwischen Palamidatal und Vlichotal, sowie etwas weiter von diesem steht direkt am Meeresstrand eine schmale, zum Teil jedenfalls untergetauchte Zone steil aufgerichteter roter Hornsteine an.

Von dem folgenden Trockenbett ab schwenkt der Weg landeinwärts in den roten Hornsteinkomplex[1]) der Chora, der auch untergeordnet roten Schiefer enthält und im Westen an einen Zug grauer, ungeschichteter Kalkklippen grenzt, die ihn vom Meer scheiden und auch weiterhin die Küste zusammensetzen.

Dieses Trockenbett bezeichnet jedenfalls auch ungefähr die Richtung einer Querverwerfung, denn die roten Bulogkalke und Tuffe von Hagia Irene gehören jedenfalls einer östlicheren Bruchstaffel an, als die gleichen Schichten der Zone: Höhe oberhalb Hydra, Hagia Triada, Kloster Hagios Nikolaos. Sonst ist aber hier, wie dort dieselbe Reihenfolge der Schichten und dasselbe tektonische Bild zu verzeichnen.

4. Exkursion an die Südostküste Hydras, in den südlichen Teil der Landschaft Klimaki.

Zurückgelegte Route: Von Hydra Stadt über Vlicho—Palamida nach Episkopi; zurück über Hagios Joannis und den Paß Klimaki nach Hydra.

Von Palamida ab ritten wir auf dem von der Chora kommenden Sträßchen nach Episkopi hinauf. (Weg Chora—Palamida siehe vorhergehendes Kapitel.)

Der Weg wendet sich von der Küste ab in der Schlucht, die hier den Wall der obertriadischen grauen Kalke durchbricht, aufwärts.

Die kurze Schlucht weitet sich bald zu einem Talkessel, in dessen Hintergrund der schon erwähnte rote Schiefer und Hornstein ansteht.

[1]) In der südlich des Weges nach der Straßenbrücke hinunterziehenden Schlucht wurde ein westöstliches Streichen der roten Hornsteinplatten beobachtet (Fallen 40° Nord).

Bis dahin überschreitet unser Weg, der sich auf der Südseite des Talkessels hält, einen Zug dunkler Plattenkalke, die jedenfalls mit den weiter oben, gegen Episkopi zu, anstehenden karnischen Halobien- und Daonellenschichten einen einheitlichen Komplex bilden (siehe unten).

Ihr Streichen beträgt bei einer südlich der Straße bleibenden Häusergruppe, an der ein den weiten Bogen der Straße kürzender Reitpfad vorüberführt, N 40 O; ihr Fallen 40° nach Südost; unmittelbar oberhalb erfolgt ein Umschlag des Fallens in die entgegengesetzte Richtung.

Die Straße führt, wie schon gesagt, in einem Bogen an der Rückwand des Kessels in rotem Schiefer und Hornstein aufwärts bis zur Einmündung der Abkürzung oberhalb der genannten Häusergruppe.

Auch in dieser Region sind beträchtliche, querverlaufende tektonische Störungen eingetreten.

Eigentlich hätte man auf diesem Wege die Fortsetzung der roten Bulogkalke und Keratophyrtuffe von Hagia Irene überqueren müssen.

Statt dessen erschienen unter den obertriadischen grauen Kalken, die mit den die Zlambachkorallen führenden Kalken eine zusammenhängende Masse bilden, die karnischen Plattenkalke, wohl als nächsttieferes Glied der normalen Schichtenfolge.

Längs der Straße wurde nun oberhalb der erwähnten Gehöfte bis Episkopi nachstehende Aufeinanderfolge der verschiedenen Schichtenglieder festgestellt, und zwar gelangt man bei einem im allgemeinen nach Norden gerichteten Einfallen der Schichtenfolge gegen Episkopi zu in immer älter werdende Bildungen.

1. Schwarze Plattenkalke mit dunklen, gelb verwitternden Hornsteinschnüren und Hornsteinlagen (1 *a*). Die Oberfläche der letzteren ist etwas unterhalb (nördlich) der Kapelle Hagia Marina mit zahlreichen Halobien und Daonellen bedeckt, unter denen nach meinen Bestimmungen besonders *Daonella styriaca Mojs.*, *Daonella cassiana Mojs.*, *Halobia Hoernesi Mojs.*, *Halobia austriaca Mojs.* und *Halobia insignis Gemm.* stratigraphische Bedeutung zukommt.

Diese Arten sprechen im allgemeinen für eine Vertretung der beiden karnischen Zonen.

Petrographisch und faunistisch genau dieselben Halobien- und Daonellenschichten finden sich nach meinen früheren Untersuchungen auch im westlichen Peloponnes, im westlichen Mittel- und Nordgriechenland und repräsentieren dort karnisch-unternorische Äquivalente.

Im Westpeloponnes waren im Zuge der „kretazisch-eocänen Olonoskalke“ Philippsons schon 1903 vom Verfasser karnisch-unternorische Halobien- und Daonellenschichten nachgewiesen worden.

Diese vom Süden Messeniens über die Ithome und das Olonosgebirge bis zum Golf von Patras durchstreichenden karnisch-unternorischen Daonellenschichten setzen sich in nördlicher Richtung noch in den ätolischen Kalkalpen, im Tsumerka- und Prosgoligebirge fort.

Das Streichen der hydriotischen Daonellen- und Halobien-Hornsteinplatten von Hagia Marina verläuft von Westen nach Osten; ihr Fallen ist mit 60° nach Norden gerichtet (obs.).

2. Darunter stehen bei Hagia Marina geringmächtige rote Hornsteinplatten an, die ihrerseits

3. von roten, brecciösen Kalken unterlagert werden, auf denen die Kapelle Hagia Marina erbaut ist. In vertikaler Richtung besitzen sie ebenfalls nur eine geringe Ausdehnung.

Es sind dies ihrer Stellung nach dieselben roten Kalke, die auf dem Prophit Ilias einen *Arcestes spec.* und zwischen dem Kloster Hagios Nikolaos und Klimaki einen *Orthoceras spec.*, aber nirgends spezifisch näher bestimmbare Arten geliefert haben.

Ihre petrographische Beschaffenheit unterscheidet sich indessen in nichts von der der roten Bulogkalke von Hagia Irene.

Ihr genaues Alter steht jedoch noch nicht fest; jedenfalls dürften sie aber, wenn auch tektonische Störungen die Horizontierung erschweren, zwischen die karnischen Hornsteinreichen Plattenkalke und die darunter folgenden grauen Kalke einrücken.

4. Weißgraue, halb marmorartige Kalke vom Habitus der mitteltriadischen Diploporenkalke des Parnes, jedoch bis jetzt noch ohne Fossilien.

Es ist jener, auch auf den anderen Quertouren angetroffene Kalk, der den Kamm des mittleren und vermutlich auch südlichen Inseldritteils bildet.

Oben auf der Höhe und weiter bis vor Episkopi schließen sich nun an diese Kalke graue, schwarze und rötliche Oolithkalke an (4 *a*).

5. Durch eine Verwerfung hiervon getrennt, treten bei Episkopi hellgraue Quarzite oder quarzitische Sandsteine auf, die ebenfalls W—O streichen und 70° nach Nord fallen (obs.).

6. Darunter liegen südöstlich vom Endpunkt der Straße bei den Häusern Episkopi gelbliche Schiefer und Grauwacken mit schwarzen kalkigen Einlagerungen.

7. Schwarzgraue und am Absturze zur See tiefschwarze gebankte Kalke.

Ihre oberen, etwas tonigen, schwarzgrauen Partien am Rande des Kiefernwaldes enthalten zahlreiche Fossilien, die ein dyadisches Alter des sie umschließenden Gesteins erweisen, wie:

Lyttonia Richthofeni Kayser (Taf. XVIII [I], Fig. 6)
Oldhamina decipiens Kon.
Orthothetes persicus Schellw.
Enteletes spec.

Die bezeichnenden Lyttonien (*Lyttonia Richthofeni Kayser*) sind hier recht häufig, ebenso auch weitere Brachiopoden und Cephalopoden, nur konnte ich in Anbetracht der Härte der Kalke bei meiner beschränkten Zeit keine größere Sammlung herauspräparieren und mußte mich daher hauptsächlich auf die Bestimmung der aufgefundenen ausgewitterten Stücke beschränken.

Trotzdem genügen die vorliegenden Arten, insbesondere die Lyttonien vollkommen, um auch auf Hydra die Existenz von Dyas zu garantieren, wenigstens wurden die merkwürdigen aberranten Brachiopodenformen der Lyttoniiden (*Lyttonia* und *Oldhamina*) sonst nur in dyadischen Ablagerungen angetroffen, so im mittleren *Productus*-Kalk

(Zone des *Xenodiscus carbonarius*) der Salt Range, in der mittleren Dyas von China und Japan, in den *Productus*-Schiefern des Himalaja und in den Sosiokalken Siziliens.

Es liegt somit nicht der mindeste Grund vor, im Gegensatz zu der allgemeinen Erfahrung für die Lyttonienkalke Hydras ein anderes als dyadisches Alter anzunehmen.

Es fragt sich nun, welches Alter den Oolithkalken (4*a*) und Quarziten (5) zukommt.

Paläontologische Anhaltspunkte fehlen und außerdem liegen in dem verrutschten Terrain am Südostabsturz der Insel Schollen vor, denn bei normaler Lagerung müßten ja die in den früheren Kapiteln beschriebenen roten Bulogkalke auch bei Episkopi wieder zum Vorschein kommen.

Es sei nur bemerkt, daß sich sowohl in Bosnien, wie im westlichen Balkan (Stara planina) und in der Dobrudscha auch an der Dyas-Triasgrenze quarzitische Sandsteine und Quarzite einstellen. Ebenso läge es nicht fern, die Oolithkalke von Episkopi als Äquivalente der oberskythischen alpinen Gastropodenoolithe zu deuten; stützt sich ja doch auch der Vergleich der grauen Kalke des Kammes mit den mitteltriadischen Diploporenkalken Attikas bis jetzt lediglich auf die rein petrographische Ähnlichkeit.

Beim Abstieg von Episkopi zu der Kapelle Hagios Joannis stehen rote, steilgestellte Schiefer an (Streichen N60Ost obs.), die jedenfalls den gleichartigen Gesteinen zwischen dem Paß Klimaki und Hagios Taxiarchis (pag. 476 und 477) anzureihen sind.

Diese roten Schiefer und glimmerigen roten Sandsteine an der Ostküste Hydras wurden bereits mit den Werfener Schichten des Beletsi in Attika verglichen; paläontologische Beweise stehen allerdings noch aus.

Ob zwischen diesen roten, schieferig-sandigen Bildungen von Hagios Joannis und den weißgrauen Kalken des Kammes die Quarzite von Episkopi weiterziehen, oder ob sich, wie oberhalb Hagios Taxiarchis auch Dolomite mit den sie begleitenden Gesteinen einschieben, konnte aus der Ferne nicht beurteilt werden.

Im Südsüdosten und Südosten von Hagios Joannis, also zwischen dieser Kapelle und dem Meere, stehen jedenfalls graue Fusulinenkalke an. Auch Schwagerinen kommen hier vor. Somit habe ich auch in diesem Teil Hydras Oberkarbon festgestellt und möchte noch bemerken, daß die Oberkarbonvorkommen Hydras überhaupt die ersten Karbonfunde darstellen, die im Peloponnes gemacht wurden.

Eine Fortsetzung der dyadischen Lyttonienkalke konnte dagegen hier nicht beobachtet werden.

Der Pfad von Hagios Joannis zum Paß Klimaki zieht meist durch kalkigen, teilweise verkitteten Gehängeschutt am Ostabhang der Inselmitte hin[1]) und steigt dann zum Paß Klimaki hinauf.

[1]) Hier wurde etwa halbwegs zwischen den beiden Fusulinen- und Schwagerinen-Kalkvorkommen eine abgerollte *Martinia* aufgesammelt, in deren Füllmasse sich Fusulinen und einige der kugeligen Foraminiferen befinden, die zwischen Paß Klimaki und Hagios Taxiarchis vorkommen.

Bei diesem Aufstieg stehen im Westen und oberhalb der von unten heraufleuchtenden weißen Kapelle Hagios Konstantinos graue bis schwarze Schwagerinen- und Fusulinenkalke an. Dabei findet sich auch etwas Karbonschiefer.

Die Fusulinen- und Schwagerinen (darunter *Schw. princeps*) sind in diesen Kalken ganz ausgezeichnet erhalten.

Zwischen den Schwagerinen- und Fusulinenkalken westlich oberhalb Hagios Konstantinos und der Paßhöhe Klimaki tritt wieder der rote Schiefer auf, derselbe, der auch zwischen Paß Klimaki und Hagios Taxiarchis beobachtet wurde.

Es ist natürlich die Möglichkeit gegeben, daß in diesem Schollenland später noch weitere, bis jetzt unbekannte und vielleicht auch ältere Bildungen aufgefunden werden.

Der Weg vom Paß Klimaki zur Chora ist schon am Schlusse des zweiten Abschnittes beschrieben worden; es sei daher hier auf jenen Passus verwiesen.

5. Die Insel Dokos.

Einen Tag meines Aufenthaltes auf Hydra verwendete ich zu einer Barkenfahrt nach der Nachbarinsel Dokos, deren nördliche Region ich auf diese Weise kennen lernte.

Wir landeten an der Nordostspitze von Dokos, wo grauer typisch entwickelter Rudistenkalk ansteht und überquerten die kleine Halbinsel von Kastelli.

Auf derselben folgen über den eine Synkline bildenden grauen Rudistenkalken flyschartige Gesteine, darunter auch rote Schiefer und geschieferte Kalke, die mich lebhaft an gleichartige Bildungen bei der Kastaliaquelle (Delphi) erinnerten.

Der Felsklotz des Kastelli selbst besteht aus dunklem Kalk, während auf der Nordseite der Halbinsel wieder der graue Rudistenkalk hervortritt. Im Westen der Kastellihalbinsel öffnet sich eine kleine geschützte Bucht, an deren Grunde das einzige Gehöft der Insel liegt.

Die ganze Süd- und Westseite des Hafens besteht aus grauem Rudistenkalk, der hier auch eine teilweise brecciöse Struktur annimmt. Die einzelnen Kalkpartikel sind durch ein dunkelrotes Bindemittel verkittet. Poliert sieht dieser Breccienkalk sehr hübsch aus und wird in einem am Meeresstrand befindlichen Steinbruch abgebaut. Neben typischen Rudisten bemerkte ich bei dem oben genannten Gehöft in den grauen oder brecciösen Kalken auch Nerineen, die sich jedoch aus dem harten Gestein nicht isolieren ließen.

Die brecciösen Rudistenkalke auf Dokos erinnerten mich lebhaft an gewisse Rudistenkalke, die ich auch in Serbien gesehen habe. Geschliffen zeigen sie eine große Übereinstimmung mit den Platten, die in Belgrad teilweise zum Belegen der Straßen benutzt werden. Ein ähnlicher Rudistenkalk findet sich ferner in der Argolis an der Straße Nauplion—Lygurio bei ΣΤ. Stein 6.

Wir fuhren vom Hafen noch an der Nordküste weiter bis zu dem im westlichen Teil der Insel Dokos mündenden Trockenbett des

Xeropotamos, wo ebenfalls die typisch entwickelten grauen Rudistenkalke anstehen.

Zwischen Hafen und Xeropotamos wird die Küste auf eine ziemliche Erstreckung hin jedoch von andersartigen Gesteinen gebildet. Es wurden stark gestörte violettrote plattige Kalke mit untergeordnetem rotem Hornstein, sowie rote tonige Kalke und Schiefer in Wechsellagerung mit graugrünen flyschartigen Sandsteinen beobachtet (Streichen N 70 W bis West—Ost, Fallen 40—60° nach Nord). Diese Bildungen ähneln denen der Kastellihalbinsel, scheinen aber gegen die dahinterliegenden, die Hauptmasse der Insel zusammensetzenden Rudistenkalke abgebrochen zu sein.

Ich habe den südlichen Teil der Insel Dokos allerdings nicht besucht. Von der Ferne gesehen schien es, als ob die grauen Rudistenkalke den ganzen Hauptkörper der Insel bilden würden; immerhin bleibt es aber ungewiß, ob nicht etwa im Süden durch eine Längsverwerfung von den Rudistenkalken getrennt, auch ältere Kalke auftreten.

Zusammenfassung.

Unter den mannigfachen Sedimenten, die Hydra zusammensetzen, konnte als bis jetzt älteste, einwandfrei festgestellte Bildung das Karbon ausgeschieden werden.

Es handelt sich, wie in der Regel im östlichen Hellas, vorzugsweise um oberkarbonische Schiefer und Grauwacken mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken, die einen großen Teil der Landschaft Klimaki einnehmen. An einem Punkte fanden sich auch schwarze Brachiopodenkalke mit *Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.* (Taf. XVIII [I], Fig. 4, 4*a* und 4*b*), *Productus semireticulatus Mart.*, *Orthothetes crenistria Phill.*, *Spirifer* etc., die demnach womöglich schon dem Unterkarbon angehören. Das Karbon Hydras ist das erste, bekannt gewordene Karbonvorkommen des Peloponnes.

Die Dyas Hydras wird durch die schwarzgrauen Lyttonienkalke (*Lyttonia Richthofeni Kayser* usw.) von Episkopi erwiesen, ist aber im einzelnen noch nicht näher horizontiert. Ebenso steht noch nicht fest, ob sie vollständig oder nur teilweise entwickelt ist.

Die dyadischen Lyttonienkalke Hydras sind bis jetzt die einzigen dyadischen Ablagerungen nicht nur Griechenlands, sondern überhaupt der südosteuropäischen Halbinsel.

Die größte Fläche der Insel Hydra wird von triadischen Sedimenten eingenommen.

Zur Untertrias gehören vermutlich die roten Schiefer und Sandsteine der Landschaft Klimaki, die in ihrer petrographischen Beschaffenheit den paläontologisch fixierten skythischen Bildungen Attikas (Beletsi) ähneln.

Die sicher nachweisbare triadische Sedimentreihe Hydras beginnt indessen mit roten *Trinodosus*-Kalken in der für Bosnien bezeichnenden Ausbildung der Han-Bulogkalke.

Die roten Bulogkalke Hydras, die eine zwar kleine, aber typische Cephalopodenfauna geliefert haben, sind wenig verbreitet und auf zwei getrennte Vorkommen beschränkt. Ein Fundort der Bulogarten

liegt nördlich oberhalb Hagia Irene; ein zweiter auf der Höhe zwischen der Stadt Hydra und dem Kloster Hagia Triada.

Die zwischen den Bulogkalken und den nächstfolgenden paläontologisch festgelegten Sedimenten, den karnischen Daonellenschichten, liegenden Horizonte werden aller Wahrscheinlichkeit nach durch helle Kalke vertreten.

Die dunklen Plattenkalke und Hornsteinplatten mit Halobien und Daonellen erweisen durch die Führung von *Daonella styriaca Mojs.*, *Daonella cassiana Mojs.*, *Halobia Hoernesi Mojs.* etc. ihr im wesentlichen karnisches Alter.

Sie schließen sich auch in fazieller Hinsicht vollkommen an die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten der Olonos-Pindos-Zone an.

Die karnischen Halobien- und Daonellen führenden Plattenkalke und Hornsteinplatten ziehen in breitem Zuge durch den mittleren und wohl auch südlichen Teil der Insel, und zwar schräg zu deren Längsachse.

Die nächst höheren Bildungen sind graue massige Kalke, die an mehreren Punkten typische Zlambachkorallen enthalten, also teilweise oberjuvavisches (= obernorisches) Alter besitzen und vermutlich bis in den Rhät hinaufgehen.

Sie nehmen als jüngstes Glied der triadischen Schichtenfolge Hydras in der Hauptsache den nordwestlichen Teil der Insel ein und setzen auch sonst die Westküste zusammen.

Daneben finden sich noch einige andere Bildungen, bei denen paläontologische Beweise noch ausstehen, deren Alter aber infolge ihrer großen habituellen Übereinstimmung mit bereits bekannten Ablagerungen benachbarter Gebiete einigermaßen gesichert erscheint.

Hierher gehören vor allem die grauweißen, marmorartigen Kalke, die den Kamm des mittleren und wohl auch südlichen Drittels der Insellänge bilden und die vermutlich als vollständige, oder teilweise Äquivalente der mitteltriadischen Diploporenkalke Attikas, die Lücke zwischen den Bulogkalken und den karnischen Hornsteinschichten ausfüllen dürften. Die karnischen Hornsteinplatten können ja auch noch in die ladinische Stufe hinunterreichen.

Hier sind ferner die roten Schiefer und Sandsteine der Landschaft Klimaki, die als Analoga der Werfener-Schichten Attikas betrachtet wurden, sowie die Quarzite bei Episkopi zu nennen, die ich vorläufig einmal an die Dyas-Triasgrenze stellte. Ebenso wurden die Oolithkalke der gleichen Lokalität unter dem nötigen Vorbehalt mit den alpinen Gastropodenoolithen der Campiler-Schichten verglichen.

Unbestimmt ist im wesentlichen noch das genaue Alter der lokal sehr eingeschränkten weißen Dolomite bei Hagia Irene und zwischen der Chora und H. Patronas, sowie des roten Hornstein-Schieferzuges oberhalb der Chora.

Beide Gesteine sind wohl triadisch, wo sie aber innerhalb der durch die paläontologisch fixierten Glieder gegebenen Leitlinien der triadischen Schichtenfolge einzurangieren sind, bleibt vorläufig noch unentschieden.

Zu den älteren, vielleicht ältesten Bildungen Hydras gehören ferner die grünen keratophyrischen Tuffe, die auch im Asklepieiontal und in Attika vorkommen, deren genauer Horizont aber noch nicht feststeht. Petrographisch gleichen diese keratophyrischen Tuffe und Quarzkeratophyre vollständig den devonischen Lennekeratophyren Westfalens. Es ist daher die Möglichkeit gegeben, daß auch die hydriotischen, argolischen und attischen Quarzkeratophyre und die sie begleitenden Tuffe devonisch sein könnten, um so mehr, nachdem ich jetzt in der Region ihres Auftretens in höherem Niveau meistens auch Karbon nachgewiesen habe. Einen strikten Beweis für ein devonisches Alter der hydriotischen Vorkommen vermag ich jedoch nicht zu liefern.

Für die nicht paläontologisch fixierten Schichtenglieder fehlen daher meist noch vollgültige Altersbeweise und auf die Lagerungsverhältnisse allein möchte ich in Anbetracht meiner nur flüchtigen Orientierungsreise und der vielfachen tektonischen Störungen keine Horizontierung basieren.

Hydras Nachbarinsel Dokos ist in der Hauptsache aus kretazischen Ablagerungen zusammengesetzt.

Das tektonische Streichen verläuft auf Hydra, bei einem im allgemeinen nördlichen Einfallen, etwa W—O, also etwas schief zu dem orographischen Streichen.

Vermutlich stellt Hydra den in mehrere parallele Längsschollen zerstückelten Westflügel eines Gewölbes dar, dessen Ostflügel im Ägäischen Meere untergetaucht ist.

An dem Ostabsturz Hydras treten demnach gegen den Kern des Gewölbes zu die alten paläozoischen Bildungen, Oberkarbon und Dyas auf.

Diese Längsschollen werden durch mehrere Quer- oder Diagonalverwerfungen (u. a. bei H. Patronas, in der Schlucht nördlich Vlicho, im Palamidatal) in weitere Fragmente zerbrochen.

Paläontologischer Anhang zu Abschnitt: B. Die Insel Hydra.

Cephalopoden der roten Bulogkalke.

Die roten Bulogkalke Hydras haben an dem lokal ziemlich beschränkten Vorkommen von Hagia Irene und den ausgedehnteren Aufschlüssen auf der Höhe zwischen der Chora und Hagia Triada bis jetzt insgesamt die in der Tabelle auf pag. 489 angegebenen Arten geliefert.

Die in einer früheren Abhandlung[1]) gegebene Liste der hydriotischen Bulogformen wird daher nach meinen neueren Bestimmungen durch mehrere wichtige Arten ergänzt, von denen die folgenden noch eine nähere Beschreibung erfordern.

Die eigentliche paläontologische Bearbeitung sämtlicher triadischer Cephalopoden und Zweischaler Hydras findet sich in meiner Monographie der griechischen Triasfaunen. (Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands. Palaeontographica Bd. LVIII ff.)

---

[1]) Neues Jahrbuch für Min. etc. Beil.-Bd. XXV, pag. 446.

Oberhalb Hagia Irene	Zwischen Hydra und Hagia Triada
Procladiscites Griesbachi Mojs.	—
Psilocladiscites molaris Hauer	—
Arcestes quadrilabiatus Hauer (Proarcestes)	*Arcestes quadrilabiatus Hauer (Proarcestes)*
Sturia Sansovinii Mojs.	*Sturia Sansovinii Mojs.*
—	*Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz*
Gymnites bosnensis Hauer	*Gymnites bosnensis Hauer*
—	*Gymnites Humboldti Mojs.*
—	*Gymnites spec. aff. Humboldti Mojs.*
—	*Gymnites cf. incultus Beyr.*
Sageceras spec.	—
Ceratites bosnensis Hauer	*Ceratites bosnensis Hauer*
—	*Hungarites cf. Mojsisovicsi Roth*
Syringoceras spec.	—
Orthoceras campanile Mojs.	*Orthoceras campanile Mojs.*
Atractites spec.	—

Procladiscites Griesbachi Mojsisovics.

Taf. XVIII [I], Fig. 3.

1882. *Procladiscites Griesbachi Mojsisovics*, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, pag. 172, Taf. XLVIII, Fig. 3 und 4.

1887. *Procladiscites Griesbachi Hauer*, Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LIV, pag. 31.

Die von Mojsisovics als *Procladiscites Griesbachi* abgebildeten Procladisciten stammen aus den roten Kalken mit *Trachyceras Archelaus* vom Monte Clapsavon, während Hauer dieselbe Art aus den Bulogkalken Bosniens beschreibt.

Procladiscites Griesbachi Mojs. unterscheidet sich von dem nahe verwandten schlanken *Procladiscites Brancoi Mojs.* (Taf. XIX [II], Fig. 4) durch die bedeutendere Breite seiner langsamer wachsenden Windungen, sowie seinen abgeplatteten Rücken, der zu den nur schwach gewölbten Seitenflächen eine annähernd rechtwinkelige Lage einnimmt.

Die Spirallinien sind nach Mojsisovics etwas gröber, als bei *Procladiscites Brancoi.*

In meinen Aufsammlungen aus den roten Bulogkalken Hydras befindet sich ein etwas deformiertes, sonst aber gut erhaltenes Stück, teils Steinkern und teils Schalenexemplar, das alle in Betracht kommenden Merkmale gut erkennen läßt. Auch die Loben stimmen, soweit sie freigelegt werden konnten, mit denen des Mojsisovics'schen Originales überein.

Der letzte Umgang meines hydriotischen Stückes besteht bei einem Durchmesser von 38 *mm* schon zum größten Teil aus der Wohnkammer, paßt also in den Größenverhältnissen zu den von Hauer beschriebenen Exemplaren aus den Bulogkalken Bosniens.

Fig. 6.



Querschnitt von *Procladiscites Griesbachi Mojs.* aus den roten Bulogkalken von Hagia Irene auf Hydra.

Die bosnischen Stücke sind nach Hauer noch etwas dicker, als die Wengener Typen und auch darin schließt sich mein Exemplar aus Hydra den Formen der Bulogkalke an, wie auch der direkte Vergleich mit einem im Breslauer Museum befindlichen *Procladiscites Griesbachi* von Han Bulog weiter erweist.

Vorkommen: In den roten Bulogkalken von Hagia Irene auf der Insel Hydra.

Einige, lose gefundene Fragmente aus den roten Kalken am Ostabhang des Theokafta beim Asklepieion in der Argolis sind ebenfalls mit Vorbehalt auf diese Art zu beziehen.

Psilocladiscites molaris Hauer.

1887. *Procladiscites molaris Hauer*, Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien Bd. LIV, pag. 30, Taf. IV, Fig. 3 *a, b, c.*

Die Schale der bezeichnenden Art besitzt bei gleicher Grundanlage der Lobatur nicht die übliche Spiralstreifung der typischen

Procladisciten, sondern eine glatte Schalenoberfläche, weswegen sie von E. v. Mojsisovics zu einer besonderen, in diesem Merkmal von den eigentlichen Procladisciten abweichenden Gruppe, beziehungsweise Untergattung *Psilocladiscites* gerechnet wurde.

Aus den roten Bulogkalken Hydras (Hagia Irene) habe ich zwei Stücke erhalten, die in Gestalt und Beschaffenheit der Schale mit dem von Hauer abgebildeten Typus übereinstimmen. Die Sutur ist jedoch leider nur unvollkommen zu erkennen.

Monophyllites Wengensis Klipstein var. sphaerophylla Hauer emend. Renz.

1850. *Ammonites sphaerophyllus Hauer*, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien 1850, pag. 113, Taf. 18, Fig. 11.
1869. *Phylloceras sphaerophyllum Mojsisovics*, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 586, Taf. 16, Fig. 2.
1882. *Monophyllites sphaerophyllus Mojsisovics*, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, pag. 206, Taf. 79, Fig. 1—3.
1888. *Monophyllites sphaerophyllus Hauer*, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LIV, pag. 33.
1892. *Monophyllites sphaerophyllus Hauer*, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LVIII, pag. 280.
1901. *Monophyllites sphaerophyllus Diener*, Beitr. zur Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns u. des Orients, Bd. XIII, pag. 21.
1906. *Monophyllites sphaerophyllus Renz*, Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1906, Nr. 9, pag. 271.
1906. *Monophyllites sphaerophyllus Renz*, Trias und Jura in der Argolis, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. LVIII, pag. 386, 387, 395.
1906. *Monophyllites sphaerophyllus Renz*, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands, Compt. rend., X. Congrès géol. Internat. Mexico 1906, pag. 199.
1906. *Monophyllites sphaerophyllus Renz*, in Compt. rend. Acad. d. sciences, Paris, 1906, Bd. CXLIII, pag. 523 und in Bull. Soc. géol. France 1906 (4), Bd. VI, pag. 544.
1907. *Monophyllites sphaerophyllus Renz*, Bull. Soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 136.
1907. *Monophyllites sphaerophyllus Renz*, in N. Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. XXV, pag. 446.

Monophyllites sphaerophyllus Hauer aus den *Trinodosus*-Schichten und *Monophyllites Wengensis Klipstein* aus den Wengener-Schichten sind sehr nahe verwandt und werden auch von manchen Autoren, wie Salomon[1]), vereinigt, während Diener sie in seiner später erschienenen Abhandlung bestehen läßt.

In früheren Arbeiten[2]) habe ich die aus den griechischen *Trinodosus*-Kalken erhaltenen, zu *Monophyllites sphaerophyllus* gehörigen Monophylliten unter diesem Namen zitiert, ich bin jedoch jetzt, nach-

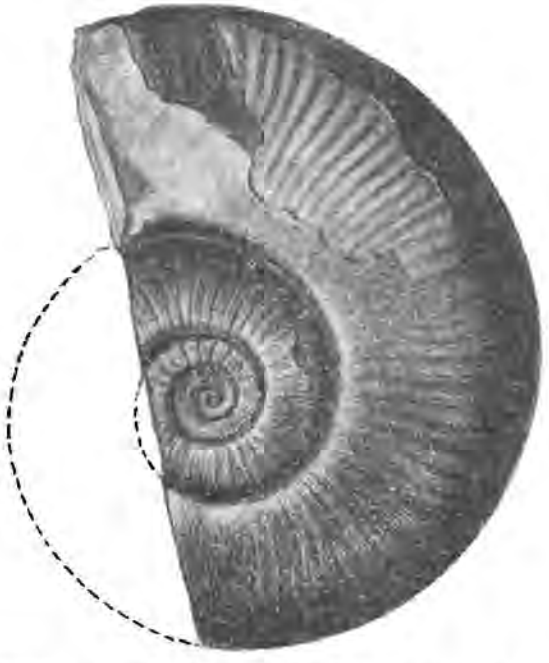
---

[1]) W. Salomon, Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata, Palaeontographica, Bd. XLII (1895), pag. 191 u. 210.

[2]) Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis, Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1906, Nr. 9, pag. 271. — Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 386, 387, 395. — Carl Renz, Bull. Soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 136. — Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands, Compt. rend. X. Congrès géol. Internat. Mexico 1906, pag. 199.

dem ich durch weitere Aufsammlungen in der Argolis ein größeres, sehr schönes Material besitze, das mir eine eingehendere Untersuchung erlaubte, zu der Auffassung gekommen, den *Monophyllites Wengensis Klipst.* aus den Wengener-Schichten als eine Mutation des *Monophyllites sphaerophyllus* aus den *Trinodosus*-Schichten zu betrachten. Die Wengener Mutation unterscheidet sich von der anisischen Stammform durch ihren bei gleicher Grundanlage etwas differenzierteren Lobenbau. Eine weitere, namhaft gemachte Abweichung betrifft die Stärke und Anordnung der Querfalten.

Fig. 7.



Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz aus den roten *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) in der Argolis.

Schließlich scheinen die aus den Wengener Schichten stammenden Monophylliten, wie ich wenigstens bei meinem griechischen Material beobachten konnte, bei etwas größerer Involution einen etwas breiteren Windungsquerschnitt zu besitzen, als die Formen der *Trinodosus*-Kalke.

Meiner Ansicht nach sind das alles nur Variationsmerkmale und so dürfte es sich empfehlen, den anisischen Vorläufer, der später als *Monophyllites Wengensis Klipst.* aufgestellt wurde, als *Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer* zu bezeichnen.

Vorkommen: In den roten Bulogkalken der Insel Hydra (auf der Höhe zwischen der Stadt Hydra und dem Kloster H. Triada)

und ferner in den roten Kalken mit *Ceratites trinodosus* am Ostabhang des Theokafta beim Asklepieion in der Argolis.

Gymnites Humboldti Mojsisovics.

1882. *Gymnites Humboldti Mojs.*, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. X, pag. 285, Taf. LV, Fig. 1—3.
1888. *Gymnites Humboldti Hauer*, Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LIV, pag. 36.
1901. *Gymnites Humboldti Diener*, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt, Beitr. zur Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XIII, pag. 23.

Das größere, aus den Bulogkalken Hydras stammende Stück ist durch Verdrückung etwas in die Länge gezogen, stimmt aber absolut mit dem auf Taf. LV, Fig. 3, von Mojsisovics dargestellten Exemplar aus den *Trinodosus*-Schichten der Schreyer Alpe überein. Die Loben konnten gleichfalls sichtbar gemacht werden und lassen sich von denjenigen der alpinen Stücke in keiner Weise unterscheiden.

Fig. 8.



Gymnites Humboldti Mojs. aus den Bulogkalken zwischen Hydra und Hagia Triada. Natürliche Größe.

Ein weiteres kleineres Stück meiner argolischen Sammlung, das mit Fig. 2 auf Taf. LV von Mojsisovics zu identifizieren ist, stammt vom Ostabhang des Theokafta (Asklepieion) und wurde dort zusammen mit *Monophyllites Wengensis Klipst.* und *Trachyceras Pseudo-Archelaus Böckh* aus den roten manganhaltigen Wengener Kalken herausgeschlagen.

Gymnites Humboldti Mojs., der sonst nur aus den *Trinodosus*-Schichten, beziehungsweise Bulogkalken bekannt ist, geht demnach in der Argolis bis in den Wengener Horizont hinauf.

Fundort: In den roten Bulogkalken Hydras zwischen der Chora und Hagia Triada.

Gymnites bosnensis Hauer.

1888. *Gymnites bosnensis Hauer*, Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LIV, pag. 37, Taf. VIII, Fig. 1.

1901. *Gymnites bosnensis Diener*, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt, Beiträge zur Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XIII, pag. 24.

1907. *Gymnites bosnensis Renz* in Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis, Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. XXV, pag. 446, 447 u. 459.

Ein vorliegendes Windungsbruchstück aus den roten Bulogkalken Hydras (Hagia Irene) dürfte in den Einrollungsverhältnissen mit dem Typus übereinstimmen und erweist auch namentlich durch eine wie bei *Gymnites bosnensis* auf den Seitenflächen ausgebildete spirale Knotenreihe seine Zugehörigkeit zu der bosnischen Art. Ein zweites, in der Involution ähnliches Fragment, das aus den roten Kalken zwischen Hydra und H. Triada stammt, zeigt ebenfalls die bezeichnende Seitenverzierung und ist jedenfalls zu der gleichen Art zu stellen. Diener hat den *Gymnites bosnensis Hauer* auch in den roten *Trinodosus*-Kalken der Schiechlinghöhe nachgewiesen.

Vorkommen: In den roten Bulogkalken der Insel Hydra, oberhalb des Klosters Hagia Irene, zusammen mit *Ceratites bosnensis Hauer* und *Procladiscites Griesbachi Mojs.*, sowie auf der Höhe zwischen Hydra und Hagia Triada.

Sturia Sansovinii Mojsisovics.

1869. *Amaltheus Sansovinii Mojsisovics*, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna des alpinen Muschelkalkes, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 580, Taf. XVIII, Fig. 1 u. 2.

1882. *Sturia Sansovinii Mojsisovics*, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, pag. 241, Taf. XLIX, Fig. 5—7; Taf. L, Fig. 1.

1887. *Sturia Sansovinii Hauer*, Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LIV, pag. 46.

1892 *Sturia Sansovinii Hauer*, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LIX, pag. 283, Taf. X, Fig. 7.

1895. *Sturia Sansovinii Diener*, Palaeontologia Indica XV. ser., Himalayan Fossils, Bd. II, Pt. 2. The Cephalopoda of the Muschelkalk, pag. 61, Taf. XV.

1896. *Sturia Sansovinii Arthaber*, Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke, Beitr. zur Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. X, pag. 236.

1901. *Sturia Sansovinii Diener*, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt, Beitr. zur Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XIII, pag. 22.

1899. *Sturia Sansovinii Tommasi*, La Fauna dei Calcari rossi e grigi del Monte Clapsavon nella Carnia occidentale, Palaeontographia Italica, Bd. V, 1899, pag. 29.

1902. *Sturia Sansovinii C. Airaghi*, Nuovi cefalopodi del calcare di Esino. Palaeontographia italica, Bd. VIII (1902), pag. 39, Taf. V, Fig. 7.

1906. *Sturia Sansovinii Renz*, Über neue Triasvorkommen in der Argolis, Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1906, Nr. 9, pag. 271.

1906. *Sturia Sansovinii Renz*, Trias und Jura in der Argolis, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 386 u. 387.

1906. *Sturia Sansovinii Renz*, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands, Compt. rend. X. Congrès géol. Internat. Mexico 1906, pag. 199.

1906. *Sturia Sansovinii Renz*, in Compt. rend. Acad. sciences, Paris 1906, Bd. 143, pag. 523 und in Bull. Soc. géol. France 1906 (4), Bd. VI, pag. 544.

1907. *Sturia Sansovinii Renz*, Bull. Soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 186 und in N. Jahrb. für Min. etc. Beil.-Bd. XXV, pag. 446.

Diese, in den *Trinodosus*-Kalken der Alpen und der Dobrudscha, den Bulogkalken Bosniens und den Ptychiten-Schichten Indiens weitverbreitete Art wurde auch in mehreren, zum Teil recht stattlichen Exemplaren aus den roten Bulogkalken Hydras (zwischen Hydra und Hagia Triada und bei Hagia Irene), sowie aus den roten *Trinodosus*-Kalken am Ostabhang des Theokafta im Asklepieiontal (Argolis) erhalten.

Tornquist hat ferner die *Sturia Sansovinii Mojsisovics* in den Buchensteiner Schichten Südtirols nachgewiesen, während Tommasi dieselbe Art aus den roten Wengener Kalken des Monte Clapsavon und C. Airaghi aus den Esinokalken angibt

In meinen Sammlungen von Hydra und dem Asklepieiontal finden sich mehrere typische, aus den *Trinodosus*-Schichten, beziehungsweise den Bulogkalken stammende Exemplare. Ein weiteres sehr schönes Stück von 110 *mm* Durchmesser wurde jedoch auch an letzterer Lokalität zusammen mit den Wengener Sturien (*Sturia semiarata* und *Sturia forojulensis*) erhalten. Bei dieser Form sind auf der vorderen Hälfte des äußeren Umganges die Seitenflächen vollständig mit Spiralstreifen bedeckt, stimmen also in diesem wesentlichen Merkmal mit *Sturia Sansovinii* überein. Bei einem gleich großen Exemplar der *Sturia semiarata Mojs.* aus denselben Kalken sind die Spiralstreifen nur am Externteil und in der Umbilikalregion vorhanden.

In den ostgriechischen Cephalopodenfaunen finden sich überhaupt mehrere Typen, die sowohl in den *Trinodosus*- beziehungsweise Bulogkalken, wie in den Wengener Kalken vertreten sind, zum Beispiel die ebengenannte *Sturia Sansovinii Mojs.* oder die oben schon beschriebenen Arten *Gymnites Humboldti Mojs.* und *Procladiscites Griesbachi Mojs.*

Die beiden Horizonten gemeinsamen Typen werden durch meine neueren Aufsammlungen beim Hieron von Epidauros (Asklepieion) noch vermehrt. Zum faunistischen Vergleich seien aus den dortigen roten *Trinodosus*-, Buchensteiner- und Wengener-Kalken unter anderen Arten auch hier angeführt:

(*Trinodosus*-Kalke).

Ceratites trinodosus Mojs.
Sturia Sansovinii Mojs.
Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz
Procladiscites Brancoi Mojs.
„ *cf. Griesbachi Mojs.*
Balatonites contractus Arth.
Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz.
Ptychites flexuosus Mojs.
„ *eusomus Beyr.*

Ptychites Oppeli Mojs.
„ *progressus Mojs.*
„ *acutus Mojs.*
Celocentrus heros Koken.

(Buchensteiner-Kalke).

Gymnites obliquus Mojs.
Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz
Ptychites pusillus Hauer und *var. evoluta Renz*
Acrochordiceras enode Hauer
Hungarites Mojsisovicsi Roth
Proteites decrescens Hauer.

(Wengener-Kalke).

Anolcites doleriticus Mojs. var. Antigonae Renz
Gymnites Ecki Mojs.
Humboldti Mojs.
„ *Raphaelis Zojae Tommasi (Japonites)*
Arcestes (Proarcestes) Reyeri Mojs. var. Ombonii Tommasi emend. Renz
„ *(Proarcestes) esinensis Mojs.*
„ *(Proarcestes) cf. Boeckhi Mojs.*
Trachyceras (Protrachyceras) Archelaus Laube
Sturia Sansovinii Mojs.
„ *semiarata Mojs.*
„ *forojulensis Mojs. u. var. crassa Renz*
Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz
Monophyllites Wengensis Klipst.
„ *Wengensis Klipst. var. argolica Renz.*
Megaphyllites crassus Hauer (Phyllocladiscites) emend. Renz
„ *macilentus Hauer (Phyllocladiscites) emend. Renz*
Orthoceras campanile Mojs.

Dyas.

Lyttonia Richthofeni Kayser.

Taf. XVIII (I), Fig. 6.

1882. *Leptodus Richthofeni Kayser* in Richthofen, China, Bd. IV, pag. 161, Taf. XXI, Fig. 9—10.
1883. *Lyttonia nobilis Waagen.* Salt Range Fossils I, Productus Limestone Fossils IV. Memoirs of the Geological Survey of India. Palaeontologia Indica Ser. XIII, pag. 398, Taf. XXIX u. XXX, Fig. 1, 2, 5, 6, 8, 10, 11.
1883. *Lyttonia tenuis Waagen.* Productus Limestone fossils IV. Brachiopoda. Palaeont. Indica Ser. XIII, pag. 401, Taf. 30, Fig. 3, 4, 7, 9.
1883. *Lyttonia cf. Richthofeni Waagen.* Productus Limestone Fossils IV. Palaeont. Indica Ser. XIII, pag. 403.
1904. *Lyttonia nobilis Noetling.* Verhandl. d. Deutsch. zoolog. Ges. 1904, pag. 107.
1904. *Lyttonia nobilis Noetling.* Untersuchungen über die Familie der *Lyttoniidae Waagen emend. Noetling.* Palaeontographica, Bd. LI, pag. 141, Taf. XVII, Fig. 1 u. 2; Taf. XVIII, Fig. 1—11.
— *Lyttonia Richthofeni Frech* in Richthofen-Frech. China V (Manuskript).

Nachdem Noetling bereits *Lyttonia tenuis Waagen* eingezogen und der *Lyttonia nobilis Waagen* angegliedert hatte, vereinigte nun-

mehr Frech auch die andere Waagensche Spezies *Lyttonia nobilis* mit *Lyttonia Richthofeni Kayser*, indem er *Lyttonia nobilis* lediglich als Größenvarietät von *Lyttonia Richthofeni* betrachtet.

Lyttonia Richthofeni Kayser, beziehungsweise ihre größere Varietät, war bis jetzt bekannt aus dem mittleren *Productus*-Kalk (Zone des *Xenodiscus carbonarius*) der Salt Range, sowie aus der mittleren Dyas von China (Loping) und Japan (Rikuzen), aus den *Productus*-Schiefern des Himalaja und aus den Sosiokalken Siziliens.

Hier vermitteln meine Funde auf Hydra den Übergang zwischen den indischen und sizilianischen Vorkommen und gewährleisten die Existenz eines weiten Mittelmeeres, das sich zur Dyaszeit von Japan und China über den Himalaja und den Peloponnes bis nach Sizilien erstreckte.

Da sich die Lyttoniiden (*Oldhamina decipiens Kon.* und *Lyttonia Richthofeni Kayser*) in den sonstigen Gebieten der Erde stets nur in dyadischen Ablagerungen — soweit sich deren genaues Alter überhaupt bisher einwandfrei ermitteln ließ — vorfanden, so spricht ihr Auftreten auf Hydra ebenfalls für die Existenz von Dyas auf dieser argolischen Küsteninsel.

Die Organisation der interessanten und stratigraphisch äußerst wichtigen aberranten Brachiopodenformen der Lyttoniiden (*Lyttonia* und *Oldhamina*) wurde bereits von Noetling ausführlich beschrieben (Palaeontographica, Bd. LI, pag. 141).

Meine verhältnismäßig zahlreichen Exemplare aus Hydra unterscheiden sich in nichts von den zum Vergleich vorliegenden typischen indischen und chinesischen Arten und zeigen alle bezeichnenden Merkmale der *Lyttonia Richthofeni Kayser*.

Es ist noch zu erwähnen, daß sich meine hydriotischen Stücke der *Lyttonia Richthofeni Kayser* auch hinsichtlich ihrer Erhaltung sehr gut an die Lyttonien von Loping in China anschließen.

Während *Lyttonia Richthofeni Kayser* in den Kalken von Episkopi, wie gesagt, recht häufig ist, liegt *Oldhamina*, also wohl *Oldhamina decipiens Kon.* aus demselben Kalk bis jetzt nur in einem und dazu keineswegs gut erhaltenen Bruchstück vor. Die letztere Bestimmung ist daher nur mit einiger Reserve aufzunehmen; immerhin wäre aber auch das Vorkommen von *Oldhamina* in den Lyttonienkalken von Episkopi durchaus nicht überraschend.

Vorkommen: Schwarzgraue Lyttonienkalke von Episkopi (Hydra) im Südosten vom Endpunkt der Straße Hydra Stadt—Episkopi.

C. Die Insel Amorgos.

Die zweite Untersuchung sollte der Erschließung der zerstückelten Sedimentzone der südlichen Kykladen gelten, in der nach der geographischen Lage zum Zentralmassiv die Fortsetzung von Hydra erwartet werden konnte.

Die Feststellung von Karbon und Trias in Attika, auf Hydra (hier auch Dyas), Kos und Chios beweist das Vorkommen einer aus-

gesprochen paläozoisch-triadischen Sedimentzone zu beiden Seiten des südägäischen Zentralmassivs. Es lag daher der Gedanke nahe, auf den wenig bekannten südlichen Kykladen nach einem Zusammenhang der beiden Flügel zu forschen.

Von den südkykladischen Inseln hat A. Philippson[1]) Amorgos, Anaphi und Santorin einer, wie er selbst hervorhebt, vorläufigen Untersuchung unterzogen. Die Entdeckung der triadischen, dyadischen und im wesentlichen auch der karbonischen Leitfossilien in Attika, auf Hydra und auf den kleinasiatischen Inseln ist jedoch — abgesehen von Chios[2]) — erst nach Abschluß der Philippsonschen Kykladenarbeit erfolgt.

Ich habe daher zunächst einmal die von R. Lepsius und A. Philippson nur flüchtig besuchte Insel Amorgos, auf deren Wichtigkeit die beiden Autoren besonders verweisen, in der Zeit vom 1. bis 7. November 1908 bereist.

Auf dieser Exkursion wurde ich von Herrn Prof. Frech, der auf der Durchreise nach der Türkei durch Griechenland fuhr, begleitet; ebenso haben Frau Vera Frech und meine Frau die Unbequemlichkeiten dieser Reise geteilt.

Im folgenden werden unsere gemeinsamen Beobachtungen wiedergegeben, und zwar seien zunächst die einzelnen Tagestouren beschrieben.

Von Katapola nach Vrutsi, zurück über Kastri (Arkesine).

Zwischen Katapola, der Paßhöhe Mundulia und Apanovrysi, beobachteten wir zunächst kleine Kalkmassen, die auf dem grauschwarzen und gelblichen Schiefer von Katapola aufsitzen und offenbar Reste einer verschwundenen höheren Lage darstellen. Der hellgraue Kalk macht einen recht zerrütteten Eindruck. Auch am Passe zwischen der Höhe Mundulia und dem höheren Kalkkamm Apanovrysi liegt in der Längsrichtung des Tales ein ähnlicher Zug halbkristalliner Kalke. Außerdem sind auf der ganzen, meist aus dunklem Schiefer zusammengesetzten Höhe Mundulia, die dem alten Minoa entspricht, überall Kalklinsen oder kleinere Einlagerungen desselben Gesteins in den vorherrschenden Schiefern wahrnehmbar.

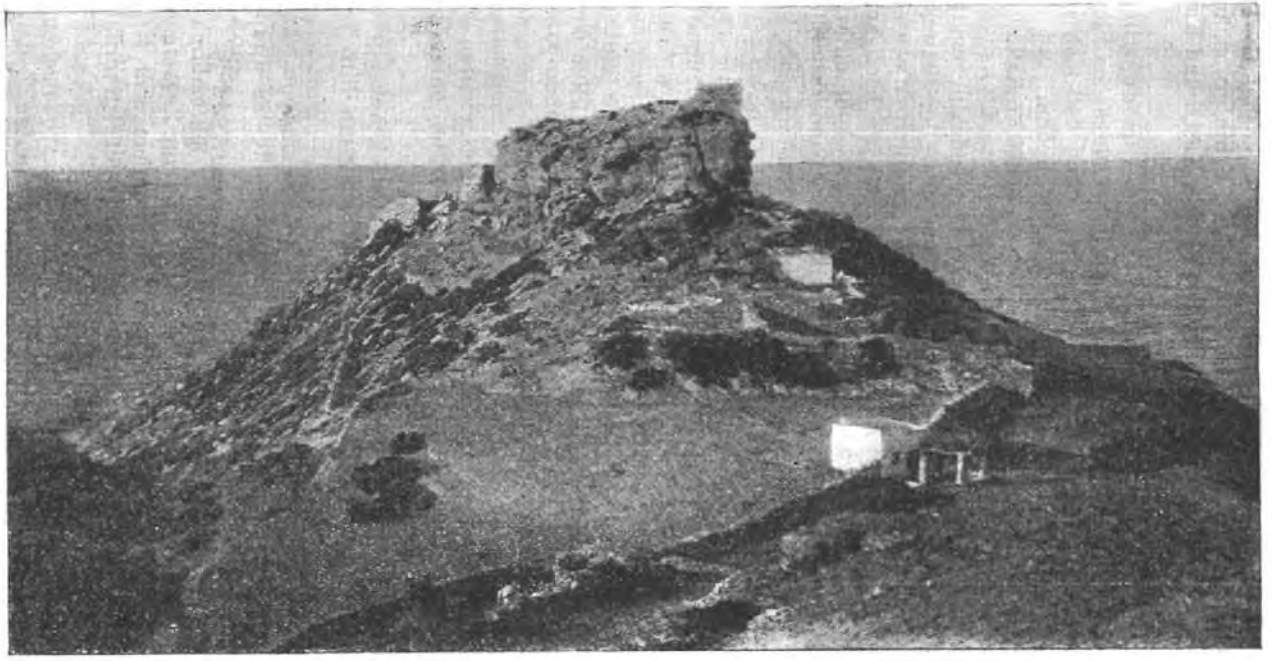
Am direkten Wege von Katapola nach Vrutsi bemerkt man weiterhin herabgebrochene Gehängeschollen von halbkristallinem Kalk mit Hornsteinfladen. Dieselben sind vermutlich von der Höhe Apanovrysi herabgerutscht und stimmen petrographisch mit den später zu erwähnenden Hornsteinkalken des Klosters Chozoviotissa überein. Weiterhin konnte das Streichen der Tonschiefer oberhalb H. Joannis mit ONO bis WSW bestimmt werden (N 22 O; Fallen steil nach WSW oder saiger aufgerichtet).

---

[1]) A. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteilungen 1901, Ergänzungsheft Nr. 134. Eine kurze Mitteilung über Amorgos findet sich ferner bei R. Lepsius, Geologie von Attika, Berlin 1893, pag. 80 u. 81.

[2]) Friedrich Teller, Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1880, Bd. XL, pag. 344.

Fig. 9.



Quarzkonglomerate von Kastri Arkesine auf Amorgos.
Die Kuppe besteht aus einer annähernd flachgelagerten Kalkscholle.
(Photographie von Carl Renz.)

Bei H. Thekla legen sich die Schiefer flach und fallen dann zum Teil sogar östlich mit geringem Winkel ein.

Beim Abstieg nach der kleinen Ingressionsbucht bei H. Thekla wurden grobe und auch feinkörnige Grauwacken, sowie grobe, äußerst quarzreiche Konglomerate beobachtet, die, wie bei Kastri und Kapsala, den Tonschiefer vollständig ersetzen.

Im Tal von Mavrogremna oder Hag. Sarantes (südwestlich von H. Thekla) finden sich hingegen dunkle Kalkeinlagerungen im Schiefer, die im Habitus an Crinoidengesteine erinnern, ohne daß sich jedoch organische Reste mit voller Sicherheit feststellen ließen.

Auf der Höhe von Vigla treten mächtigere, recht kristalline Kalklagen im Karbonschiefer[1]) auf, deren Einfallen 50° nach Ost gerichtet ist. Die andere Talseite wird von Schiefern mit südöstlichem Fallen (45°) eingenommen. Hier entspricht also das nordöst- bis südwestliche Streichen der Längsrichtung der Insel. Der häufige Wechsel des Streichens dürfte auf der verschiedenen Härte der wechsellagernden Kalke und Schiefer beruhen. Auch am letzten Tage konnten wir uns überzeugen, daß der scheinbar den Gipfelkamm Apanovrysi bildende Kalkzug in östlicher Richtung unter eine höhere Grauwacke bei Varmas einfällt und somit eine, allerdings mächtige, Einlagerung im Schiefergestein darstellt.

Das Dorf Vrutsi liegt auf Kalk, der beim Abstieg gegen Kastri ein wenig ausgedehnter ist, als die Karte von A. Philippson zeigt.

An der Grenze gegen die darunter liegenden Quarzkonglomerate beobachteten wir rote Knollenkalke, die mich an die Bulogkalke Hydras, noch mehr aber an die vielleicht devonischen roten Knollenkalke von Hagios Meletios (Attika) erinnerten (vergl. oben pag. 457). Bei normalen Lagerungsverhältnissen ließe sich allerdings ein devonisches Alter dieser roten amorgischen Knollenkalke mit dem der Quarzkonglomerate von Arkesine, die für Unterkarbon gehalten werden (siehe unten), nicht vereinen. Versteinerungen wurden darin jedoch nicht einmal andeutungsweise ermittelt.

Der Abhang südlich von Kastri wird von Grauwacken von gröberem und feinerem Korn gebildet, die östliches Einfallen mit 30° Neigung zeigen.

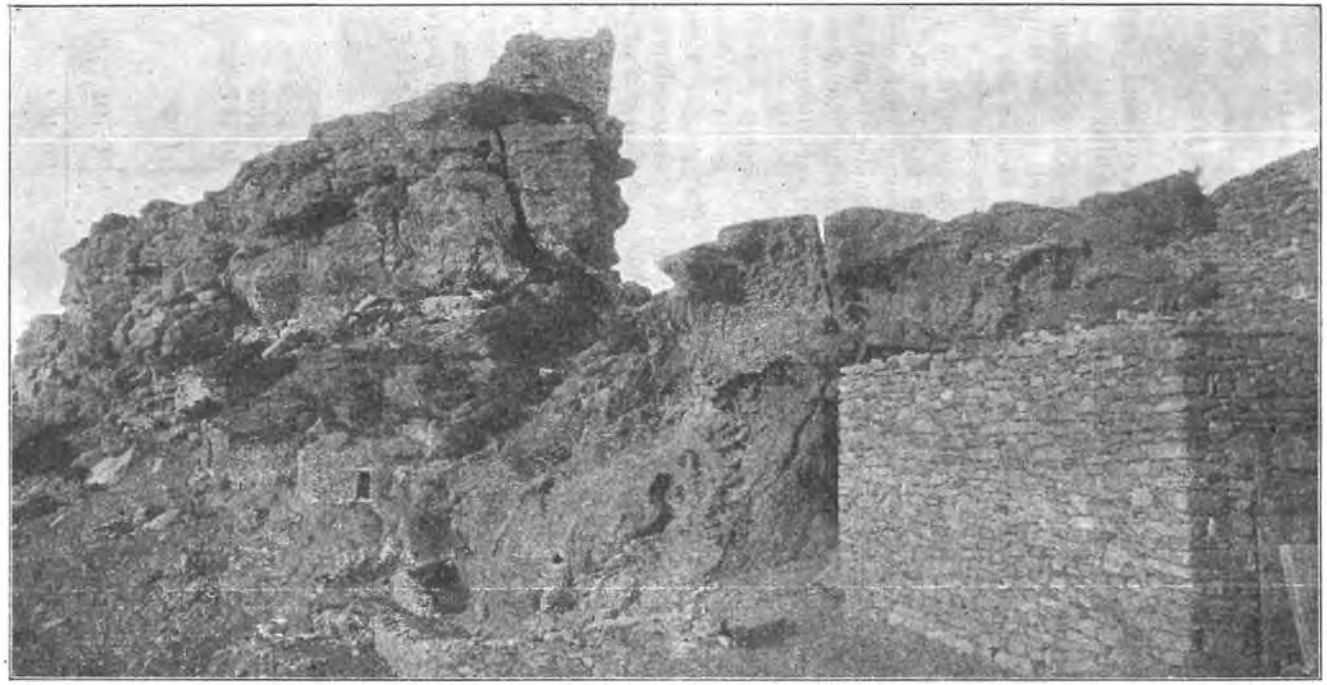
Kastri, das alte Arkesine, ist eine kleine Kalkklippe, die mit außerordentlich flachem nördlichem Einfallen, also offenbar diskordant, auf den Quarzkonglomeraten aufsitzt.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen dürfte ihr mutmaßlich oberkarbonisches (vielleicht auch triadisches) Alter und ihr Zusammenhang mit den ebenfalls isolierten Vorkommen von Katapola und Kryoneri zu folgern sein. Bestimmtere Angaben über die Lagerungsverhältnisse lassen sich leider nicht machen.

Die phantastischen Verwitterungsformen der karbonischen Konglomerate und Grauwacken[2]) erinnern an die bekannten Zellen- und Höhlenbildungen der Wüste und dürften, wie dort, auf die lange

[1]) Über das mutmaßliche Alter der Schiefer vergl. pag. 505.
[2]) Über das Alter dieser Bildungen siehe pag. 508.

Fig. 10.



Kastri Arkesine auf Amorgos.
Im Vordergrund die Verwitterungsformen der Konglomerate und Grauwacken.
(Photographie von Carl Renz.)

Sommerdürre und die Wirkung der heftigen salzigen Seewinde zurückzuführen sein.

Arkesine besteht nur aus wenigen Hütten, einige Fragmente von verwitterten Marmorskulpturen geben von der alten Griechenstadt dürftige Kunde.

Beim Rückweg von Kastri Arkesine nach Katapola längs des Meeres wurden dieselben Gesteine, wie auf dem oberen Weg beobachtet.

Von Katapola über Hagios Georgios nach Kryoneri, zurück nach H. Georgios—Chora—Katapola.

Der Weg führt vom Grunde der Bucht von Katapola an dem aus Schiefer und Kalk bestehenden Hügel, der sich in der Mitte der Talebene von Katapola erhebt, vorüber und zieht sich an der rechten Seite des bei Xylokeratidi herabkommenden Tales im Schiefer aufwärts. Weiter oben erscheinen auch gröbere Grauwacken, die mich an gleichartige Gesteine beim Dorfe Lesia in der Argolis erinnerten. Es ist daher die Eventualität nicht von der Hand zu weisen, daß auch die Schiefergesteine der östlichen Argolis (Aderesgebirge) paläozoisch sein möchten. In den Schiefern lagern zahlreiche kleinere und größere Linsen von meist stark zerquetschtem und zerbrochenem blauschwarzem Kalk.

Die Talsohle scheidet den Schiefer von dem jenseits anstehenden Kalk. Nach Überquerung des Tales geht es in diesem grauen bis blauschwarzen, halbkristallinen Kalk weiter bis Hagios Georgios. Zwischen H. Varvara und H. Georgios wurde das Streichen mit N 45 bis 50 Ost gemessen; das Fallen beträgt 30° nach Südost.

Auf der Höhe bei H. Georgios, wo die Insel Nikuria in Sicht kommt, findet sich ein Schurf auf Roteisenstein[1]), der dem stark marmorisierten Kalk in konkordanten, wie es scheint, nicht bauwürdigen Lagen eingeschaltet ist. Streichen N—S, Fallen 25° nach Ost.

Von Hagios Georgios abwärts zur Küste wird der helle bis graue Kalk ganz kristallin. Unten trennt ein ONO—WSW verlaufender Staffelbruch einen gebankten grauen bis gelblichen Dolomit mit dazwischenlagernden violettroten Schiefern von dem paläozoischen, stark marmorisierten Kalk.

Der graue Dolomit von Kryoneri enthält:

	Prozent
CaO	33·383
MgO	18·203
CO_2 .	46·147
SiO_2 .	1·001
Fe_2O_3 .	
Al_2O_3 .	
Bitumen .	0·701
Wasser .	
	99·462

[1]) Eisenocker soll sich unterhalb des Klosters Chozoviotissa und bei H. Dimitrios finden, Mangan bei Platzes am Weg nach H. Georgios.



Fig. 11.

Grabenbruch von Kryoneri auf Amorgos.
1 Oberkarbonischer Dolomit. — 2 Ältere paläozoische (vermutlich altkarbonische) Kalke.
(Photographie von Carl Renz.)

Der Magnesiumgehalt des Dolomits von Kryoneri erreicht daher nicht den Maximalprozentsatz des normalen Dolomits. Es ist ein dolomitischer Kalk, wie er in der Regel in der griechischen Trias, sowie aber auch im Oberkarbon der Insel Hydra auftritt.

Äußerlich ähnelt der Dolomit in seinem Habitus und seinen scharfklüftigen Verwitterungsformen dem auch in Griechenland entwickelten alpinen Hauptdolomit, der Schiefer den Quartenschiefern der Schweizer Alpen.

Wenn auch keine Fossilien darin ermittelt wurden, so könnte dieser Dolomit mit den dazwischenlagernden Schiefern immerhin der Obertrias angehören.

In Attika gehen ferner auch die ausgedehnten mitteltriadischen Diploporenkalke des Parnes und Kithaeron, ähnlich wie die Esinokalke, nach unten zu in weiße Dolomite oder dolomitische Kalke über.

Anderseits habe ich an der Südostküste Hydras (in der Landschaft Klimaki, zwischen Hagios Taxiarchis und Paß Klimaki pag. 476 und 477) gebankte dolomitische Kalke angetroffen, die mit denen von Kryoneri die denkbar größte, habituelle Übereinstimmung aufweisen und auch durch schiefrige, allerdings anders gefärbte Zwischenlagerungen an die Vorkommen von Amorgos erinnern. Diese dolomitischen Kalke Hydras sind mit Fusulinen- und Foraminiferenkalken verbunden und gehören somit dem Oberkarbon oder vielleicht auch schon der Dyas an, die ich ebenfalls auf Hydra nachgewiesen habe (Lyttonienkalke von Episkopi).

Die Vermutung, daß auch die grauen Dolomite und violettroten Schiefer von Amorgos ein gleiches Alter besitzen, wie die identen hydriotischen Gesteine, ist daher noch viel näherliegend, als ein Vergleich mit dem allerdings auch in Griechenland verbreiteten Hauptdolomit.

In dem Einschnitt Kryoneri, wo auf der Bruchgrenze die gleichnamige Quelle entspringt, tritt der Bruch beinahe bis an die Küste.

Derselbe, äußerlich vollständig eingeebnete Bruch ließ sich bei späteren Exkursionen mit Unterbrechungen bis Potamos einerseits und bis zum Eingang der Bucht von Katapola anderseits verfolgen.

Die Fortsetzung des Dolomits von Kryoneri ist als antikliner Graben zwischen dem wohl altkarbonischen Marmor des Leuchtturms und der inneren Bucht von Katapola eingebrochen.

In der Nähe des Leuchtturms (an der Küste, etwas im Norden desselben) deutet auch das Vorkommen des violettroten Schiefers auf diesen Bruch hin.

Ferner findet sich ein Rest von völlig unverändertem dichtem grauem Dolomit bei der Kapelle Panagia Kato-Akrotiri auf der dem eben erwähnten Leuchtturm gegenüberliegenden Seite der Bucht von Katapola (vergl. pag. 513).

Zwischen Hagios Georgios und der Chora herrscht der hellgraue marmorartige bis halbkristalline Kalkstein, der wohl auch den Prophit Ilias, die höchste Erhebung der Inselmitte, aufbaut.

Von Katapola über Chora—Kloster Chozoviotissa—Exomeria —Potamos nach Langada.

Der Weg führt aufwärts über die Schiefer von Katapola, die bei der Chora das Aussehen von schwarzen Dachschiefern annehmen.

Der Charakter der halbkristallinen Kalke bei der Chora als wiederholte Einlagerungen im Schiefer wird durch das umstehende Bild (Fig. 12) veranschaulicht.

Die südlichste Höhe, welche dem Kalk von Apanovrysi entspricht, wird durch eine Senke mit nördlich fallendem Schiefer von dem aus Kalk bestehenden Windmühlenberg der Chora getrennt. Über diesem zweiten Kalk liegt ein zweiter Schiefer in der Senke, durch welche der Weg zum Kloster Chozoviotissa hinunterführt. In dieser zweiten Schiefereinlagerung befinden sich die Brunnen der Stadt. Über der zweiten Schiefereinlagerung liegt der dritte Kalk, der mit dem Burgfelsen der Stadt beginnt und in den 700 *m* hohen Prophit Ilias übergeht. In gewissem Sinne bestätigt sich also die Annahme von Philippson, der den Kalk als Decke über dem Schiefer beschreibt, doch läßt die in jedem deutlichen Profil beobachtete Wechsellagerung beide Gesteine als derselben Hauptbildungsperiode angehörend erscheinen.

Da auf dem nicht allzuweit entfernten Kos in einer petrographisch übereinstimmenden Schieferkalkformation die sehr bezeichnende, unterkarbonische *Hallia cylindrica* von Plieninger ermittelt wurde, ist es naheliegend, auch die Kalke und Schiefer von Amorgos dem Karbon, und zwar der älteren Abteilung dieser Formation zuzurechnen.

Ähnliche Schiefer unterlagern ferner nach Teller[1]) die Fusulinenkalke der Insel Chios.

Schließlich habe ich selbst in Attika (Parnes—Beletsi—Kithaeron), auf Hydra und im östlichen Othrys Schiefer, Grauwacken und Quarzkonglomerate gefunden, die denen von Amorgos petrographisch auffallend gleichen. Zusammen damit finden sich dunkle Kalke, sowie lokal auch mergelige, glimmerhaltige Sandsteine, ganz erfüllt von oberkarbonischen Fusulinen (Gruppe der *Fusulina alpina*) und Schwagerinen (darunter *Sch. princeps*). Unter den Schiefern und Grauwacken mit ihren eingelagerten Schwagerinen- und Fusulinenkalken treten auch in Attika Quarzkonglomerate auf.

Die Annahme eines karbonischen Alters der petrographisch ähnlichen Gesteine von Amorgos hat daher zweifellos mehr Wahrscheinlichkeit für sich, als die Hypothese von Lepsius[2]), der die Schiefer und Grauwacken von Katapola mit den weitentlegenen devonischen Schiefern und Grauwacken des Bosporus vergleicht.

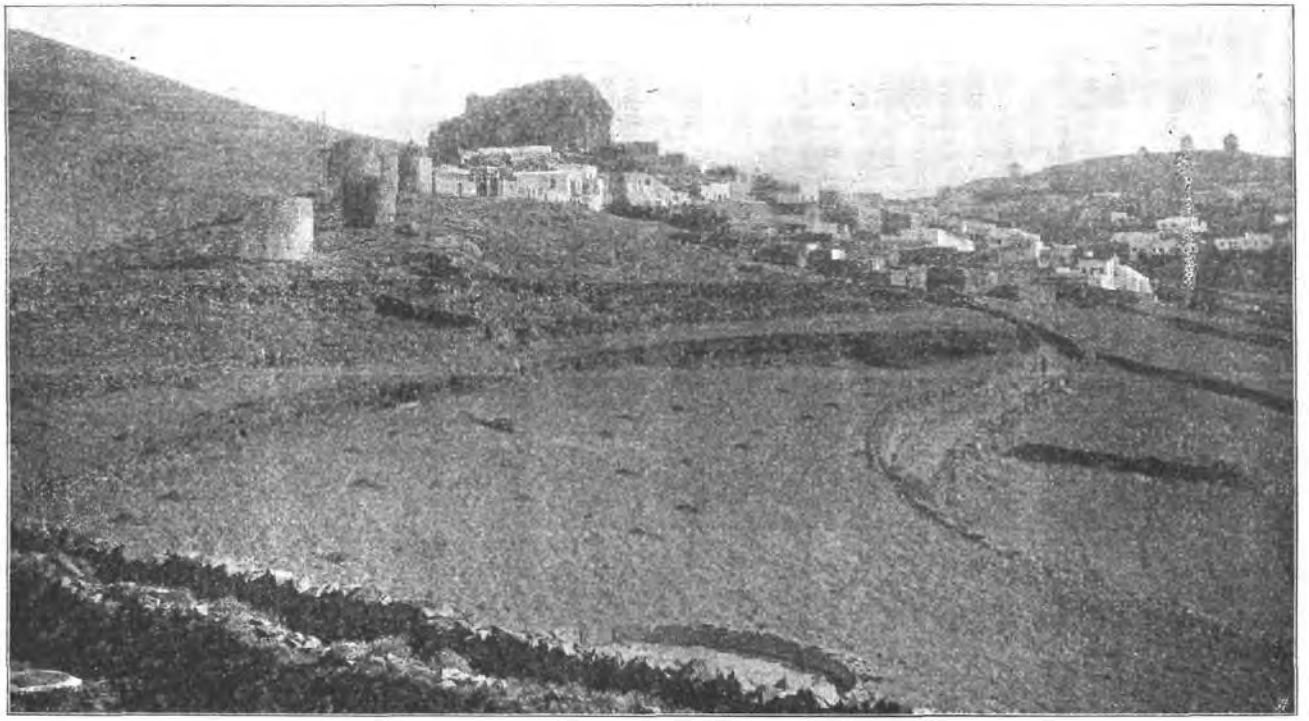
Allerdings will ich damit nicht in Abrede stellen, daß die auch mir durch persönliche Ansicht bekannten Schiefergesteine bei Konstantinopel, zum Beispiel bei Ejub am Goldenen Horn mit gewissen

---

[1]) Friedrich Teller, Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien 1880, Bd. XL, pag. 344.

[2]) R. Lepsius, Geologie von Attika, Berlin 1893, pag. 81.

K K **Fig. 12.** K



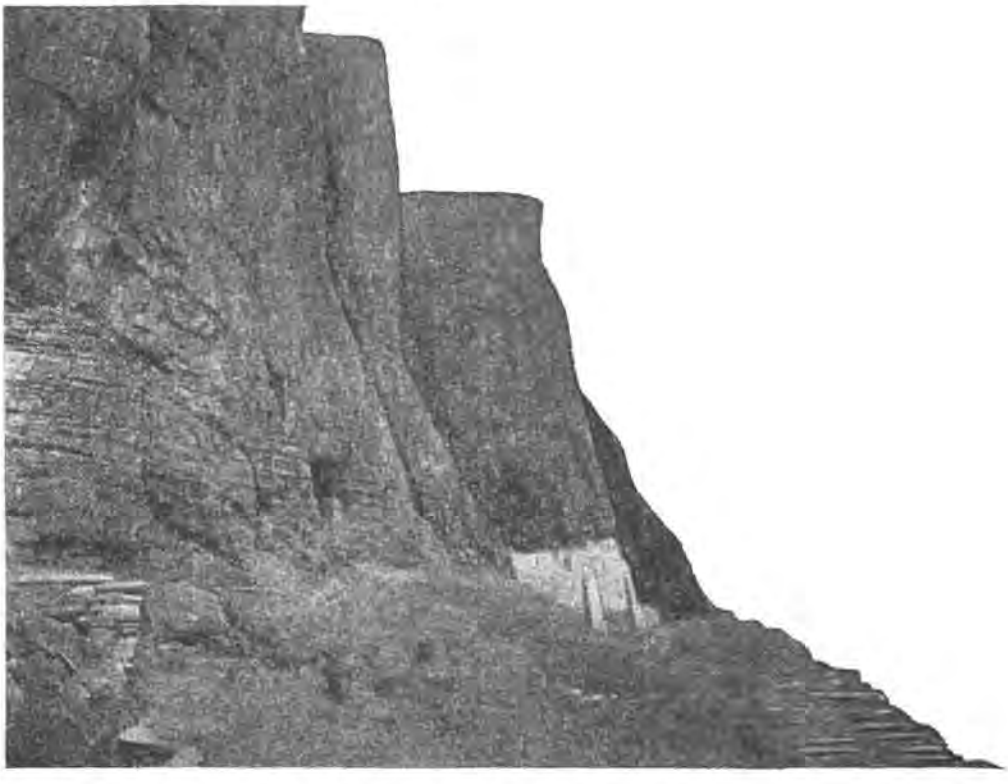
NO. Kalke und Schiefer bei der Chora von Amorgos. *SW.*

(Photographie von Carl Renz.)

K = Kalk, sonst Schiefer.

Schiefern von Amorgos eine weitgehende Ähnlichkeit zeigen. Ich will auch gar nicht bezweifeln, daß die Schichtenfolge von Amorgos noch in das Devon herabreicht; im Gegenteil, es ist sogar wahrscheinlich, daß einzelne der amorgischen Schichtglieder schon devonisch sind. Die Devonformation dürfte ja auch sonst im östlichen Hellas noch in normal entwickeltem, nicht kristallin umgewandeltem Zustande vorkommen.

Fig. 13.



Kloster Chozoviotissa auf Amorgos.

Im Vordergrunde der Hornsteinführende Plattenkalk von Chozoviotissa.

(Photographie von Carl Renz.)

Solange daher paläontologische Altersbeweise ausstehen, ist eine sichere Entscheidung natürlich nicht zu treffen und es bleibe vorerst dahingestellt, ob das gesamte Karbon oder nur Teile desselben auf Amorgos vertreten sind.

Beim Abstieg von der Chora zum Kloster Chozoviotissa reicht der Kalk des Prophit Ilias bis zum Meeresufer; der von A. Philippson eingezeichnete Schiefer ist daher weniger ausgedehnt.

Der hellgraue Kalk des Prophit Ilias wird hier von dunkleren, mehr plattigen Kalken mit Hornsteinschnüren unterlagert, auf dem das Höhlenkloster erbaut ist. Auch graue, dolomitisierte Lagen sind hier eingeschaltet. Die Hornsteinbänder sind zum Teil stark gewunden und gefältelt, die allgemeine Lagerung jedoch schwach östlich geneigt. (Vergl. Fig. 13.)

In den Schiefern von Athen treten übrigens, wie ich noch bemerken möchte, zwischen der Stadt und Hagios Markos, Einlagerungen von petrographisch äußerst ähnlichen Kalken auf.

Der weitere Weg von Chozoviotissa führt zuerst dem steilen südlichen Bruchrande der Insel entlang und tritt dann in die auch bei Arkesine vorkommenden, groben quarzreichen Grauwackenkonglomerate ein, die hier in steilen Klippen zum Meer abbrechen.

Über das Lagerungsverhältnis der Konglomerate, die wahrscheinlich der oberen Schiefereinlagerung der Chora entsprechen, gibt ein gut aufgeschlossenes und photographiertes Profil beim Passe Kapsala Aufschluß. (Fig. 14.)

In der Paßeinsattelung selbst, durch die der Weg vom Kloster Chozoviotissa nach Exomeria führt, liegen grobe Konglomerate mit eingelagerten Schiefern, darüber folgt der vielleicht 8—10 *m* mächtige Hornsteinkalk von Chozoviotissa. Zu oberst liegt als Krönung des Kammes zu beiden Seiten der graue, halbkristalline, stark zerklüftete Kalk des Prophit Ilias.

Diese Quarzkonglomerate von Amorgos dürfen wohl vorerst einmal mit den attischen Quarzkonglomeraten parallelisiert werden, die im Fundamente des Parnes unter dem Oberkarbon (Schiefer und Grauwacken mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken) hervortreten.

Es lassen sich demnach in der wohl als Unterkarbon zu bezeichnenden Schichtenfolge von Amorgos folgende Gesteine ausscheiden:

1. Schiefer von Minoa (Katapola).
2. Quarzreiches Grauwackenkonglomerat von Arkesine und Kapsala.
3. Hornsteinkalk von Chozoviotissa.
4. Halbkristalliner grauer Kalk des Prophit Ilias.

Beim Weitermarsch nach Langada (Aegiali) erscheint von neuem ein von Philippson seiner Stellung nach zweifelhaft gelassener Schieferzug.

Derselbe ist ohne Zweifel eine Einlagerung und nicht Einfaltung und entspricht in Höhenlage und Ausdehnung dem oberen Schieferzuge der Chora, da der überlagernde Kalk mit der Kalkmasse des Prophit Ilias dieselbe Stellung besitzt.

Der Weg Exomeria—Potamos, wo sich die erste, zunächst isolierte Schiefereinlagerung im Kalk findet, benützt die der Schiefereinlagerung entsprechende wohlausgebildete Terrasse des Gehänges.

Streichen bei H. Mamas NNO—SSW (N 30 O), Fallen 35° nach Ostsüdost. Auch bei der Küstenfahrt Potamos—Nikuria ließ sich das Profil der Berge zwischen Exomeria und Potamos auf den vegetationsleeren Steilhängen gut übersehen und der Charakter der Schiefer als Einlagerung erkennen.

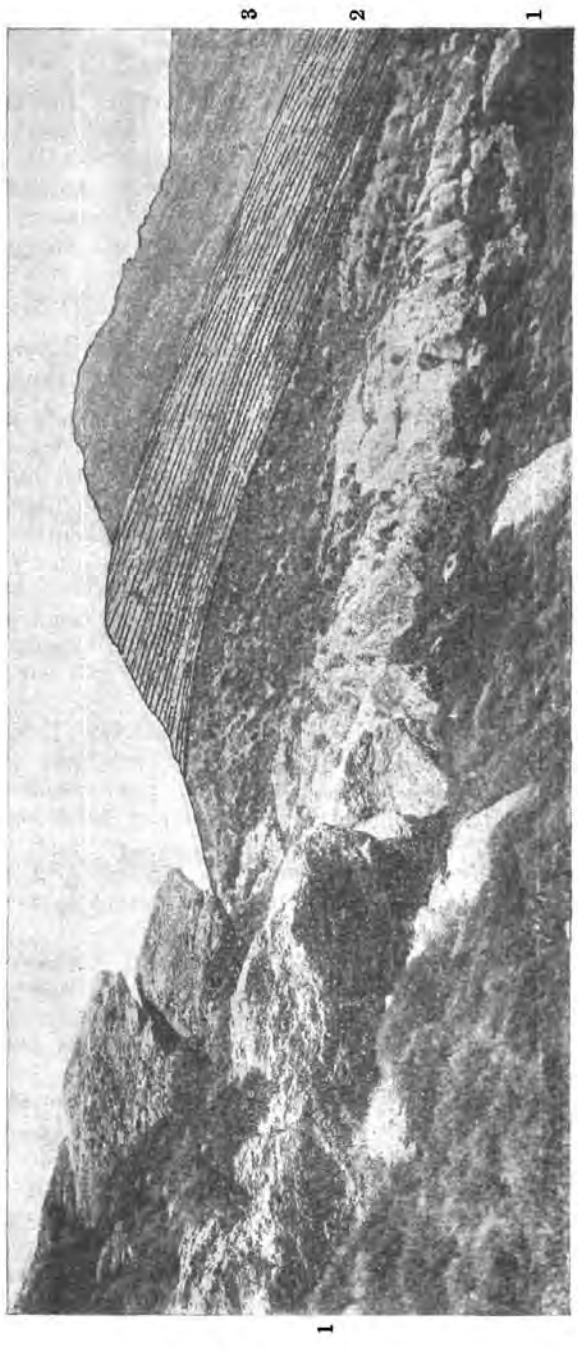


Fig. 14.

Schichtenfolge bei Kapsala auf Amorgos.
1 Quarzkonglomerate. — 2 Kalk von Chozoviotissa. — 3 Kalk des Prophit Ilias.
(Photographie von Carl Renz.)

Unterhalb des Dorfes Potamos erscheint wieder der Bruch zwischen den paläozoischen Bildungen (Kalk und Schiefer) einerseits und dem wohl jungkarbonischen Dolomit und violettroten Schiefer anderseits.

Die violettroten Schiefer, welche hier vielfach zur Bedeckung der flachen Dächer benützt werden, konnten bis etwa halbwegs Potamos und Langada verfolgt werden. Dann führt der Weg ständig in dem hellgrauen halbkristallinen Kalk aufwärts bis Langada.

Der violettrote Schiefer und Dolomit des postkarbonischen oder vielleicht auch posttriadischen Bruches endigt also als eine zugespitzte Grabenspalte in den älteren paläozoischen Gesteinen.

Von Langada nach Epano Choriani und Kap Limenari, zurück über Tholaria—Hafen Phokiotrypa und Potamos.

Derselbe graue, stark kristalline Kalk bei Langada baut wohl auch den Zug des Krikelas bis zum Kap Xodotos auf. Wir haben ihn außerdem über Epano Choriani, wo die Grenze gegen den Schiefer verläuft, bis zum Kap Limenari verfolgen können. Kurz vor dem Abstieg zum Kap Limenari steht schwarzer, kaum veränderter Kalk an, der W—O streicht und mit 25° nach Süd fällt.

Der Weg von Epano-Choriani nach Tholaria führt anfangs im Schiefer, der meist sehr steiles südliches Einfallen zeigt, dann entlang der Kalkkuppe, an der sich das Dorf Tholaria anlehnt. Der Kalk von Tholaria scheint zum Teil den Schiefer als gleichwertige Fazies zu ersetzen.

Die Grenze von Schiefer und Kalk geht von Tholaria nach Nordwesten fast senkrecht über den Abhang hinweg, der durch eine nach Nord hinunterziehende Talschlucht vom Dorfe getrennt wird.

Der Kalk endigt gegenüber der selbst aus Kalk bestehenden Klippe Kutzoiani.

Die Grenze zwischen Kalk und Schiefer ist dort so scharf, daß die ursprüngliche Faziesgrenze hier offenbar durch spätere Brüche schärfer ausgeprägt worden ist.

Der Bruch zwischen den fast auf dem Kopf stehenden Kalken und Schiefern zwischen dem Dorfe Tholaria und der Klippe Kutzoiani verläuft etwa genau parallel zu dem ebenfalls nordwestlich gerichteten Abbruch der Felsküste Kap Limenari—Kap Xodotos und dem ebenso gerichteten Absturz der 200 *m*-Linie.

Der Schieferkomplex im Westen von Tholaria ist sehr wenig umgewandelt. Bei der westlich des Dorfes gelegenen Quelle treten gelbliche oder graugelbe Tonschiefer und Kalkschiefer auf, in denen mit Rücksicht auf den geringen Betrag der Umwandlung das Vorkommen von Fossilien nicht ausgeschlossen gewesen wäre. Leider erwies sich das lange Suchen als erfolglos.

Streichen bei der Quelle N 60 W bis West—Ost, Fallen 40° nach Süd; zwischen Tholaria und der Quelle N 50 W, Fallen 20° nach Südwest und in Tholaria selbst N 40 W, Fallen 30° nach Südwest. Bei Tholaria ist der Schiefer wieder vorwiegend dunkel gefärbt, auch gröbere Grauwacken finden sich eingeschaltet, namentlich ab-

wärts zum Hafen Phokiotrypa. Hier findet sich etwa halbwegs auch wieder der schwarze Dachschiefer.

Unten bei Phokiotrypa streicht der Schiefer N 10 W, Fallen 40° West.

In den Abgrenzungsmauern der Felder zwischen Phokiotrypa und Potamos finden sich zahlreiche Blöcke von Andesit, die mutmaßlich als Schiffsbalast von Santorin herbeigebracht worden sind.

Die Angaben der Bewohner über von auswärts eingeführte Gesteine, wie die Laven von Santorin, trugen stets einen durchaus glaubwürdigen Charakter.

Von Langada über die Insel Nikuria nach Katapola.

Über das Verhältnis der Sedimente von Amorgos zu dem kristallinen Massiv von Naxos ergab eine Bootfahrt nach der Insel Nikuria befriedigenden Aufschluß.

Nikuria wurde von Philippson auf Grund einer Beobachtung aus der Ferne zu den Kalken und Schiefern von Amorgos gerechnet.

In der Meerenge Kakoperata lagert an der Küste von Amorgos zunächst die Verbindung des Dolomits von Kryoneri und Potamos.

Weiter westlich ist der Zusammenhang durch mächtige Schuttkegel aus Kalkgeröll und Terra rossa verdeckt.

Die Insel Nikuria besteht in der Hauptsache aus weißem, sehr grob kristallinem Marmor. Scheinbar über dem Marmor, wahrscheinlich aber wohl durch Brüche abgeschnitten, findet sich zwischen dem östlichen Zipfel und der Hauptmasse der Insel ein winkelig begrenztes Vorkommen von Glimmerschiefer und karbonatreichem Epidot-Hornblendeschiefer. Daneben tritt auch ein durch Druck teilweise umgewandelter Quarzporphyr auf.

Das Streichen dieser kristallinen Schichten beträgt N 70—80 W (Fallen 40° nach Süd); ist also fast senkrecht zur Hauptinsel gerichtet.

Ein weiteres räumlich kleineres Vorkommen der kristallinen Schiefer liegt beim Kloster Panagia, dem einzigen bewohnten Fleck der Insel. Weiter westlich folgt wieder Marmor, der N 80 W bis West-Ost streicht, aber zirka 40° nach Nord einfällt.

Westlich von Nikuria sitzt das ebenfalls aus Marmor bestehende Inselchen Grabonisi der 50 *m*-Terrasse auf.

Das Vordringen des Marmors und der kristallinen Schiefer von Naxos, beziehungsweise Nios bis in unmittelbare Nähe von Amorgos ist daher erwiesen.

Die Grenze zwischen dem sedimentären Amorgos und dem vollkristallinen Nikuria bildet offenbar die Bruchspalte mit dem Dolomit und violettroten Schiefer von Kryoneri—Potamos. Diese Gesteine ließen sich auch auf der Weiterfahrt bis zur Bucht von Katapola beobachten. Etwas nördlich vom Leuchtturm deutet auch das Vorkommen von violettrotem Schiefer und Dolomit auf diesen Bruch hin. An dem Vorsprung nördlich des Kaps, auf dem der Leuchtturm steht, findet sich ein hellgrauer, stark kristalliner Kalk, der in mittlerer Neigung gegen die See zu einfällt.

Auf Grund des Vorkommens von Marmor und vollkristallinen Schiefern auf Nikuria lassen sich auch Schlüsse auf die Zusammensetzung der zwischen Naxos und Amorgos gelegenen kleineren Inseln ziehen.

Die nur zum Teil bewohnten Eilande Antikeros, Keros, Heraklia, Schinusa, Kato und Apano Kupho, Makariaes und Donusa waren bisher in ihrer geologischen Stellung noch nicht näher bestimmt.

Auch wir haben den Kalk dieser Inseln nur aus der Entfernung gesehen, doch kann, nachdem die hochkristallinen Gesteine von Naxos bis in unmittelbare Nähe von Amorgos herantreten, über die Zugehörigkeit dieser gebirgigen Inseln zu dem hochkristallinen Marmor des östlichen Naxos kaum ein Zweifel übrig bleiben. Die Inseln Keros und Schinusa bestehen wohl aus Marmor mit eingelagerten kristallinen Schiefern, deren nähere Beschaffenheit sich beim Vorüberfahren nicht feststellen ließ.

Donusa dürfte nach allem, was ich auf Amorgos darüber hörte, ebenfalls zur kristallinen Gruppe gehören und im wesentlichen aus Marmor zusammengesetzt sein. Für das Vorkommen von Mineralen sprechen die mir von einem Bewohner der Insel übergebenen Proben von Bleiglanz und Zinkblende.

Dagegen unterscheiden sich die niedrigeren Eilande Kuphonisia und Makariaes schon von weitem von den kristallinen Inseln.

Den nach Angabe der Leute auf Kuphonisia und Makariaes auftretenden hellgelben Mergelkalk haben wir in Amorgos gesehen, wo er zu Platten und Fliesen gebraucht wird. Wegen dieser technischen Verwendung glaube ich auch die Fundortsangabe für richtig halten zu dürfen.

Seinem ganzen Habitus nach gehört dieser Kalkmergel dem Neogen an; ob in mariner oder terrestrer Ausbildung, konnte infolge des Fehlens von Versteinerungen nicht festgestellt werden.

Es seien hier gleich noch einige Beobachtungen angeschlossen, die bei der Vorüberfahrt vom Dampfer aus gemacht werden konnten.

Das Schiff fuhr dicht an der Südseite von Kato Kupho vorüber und ermöglichte, wenigstens von der Ferne, die Beobachtung der dort vorkommenden tertiären Kalke und Mergel.

Der bis zu einer Höhe von etwa 100 *m* sich erhebende Höhenzug bildet den Süden der Insel, während sich der nördliche niedrige Teil aus blaugrauem Mergel zusammensetzt. Der Ost—West verlaufende Höhenzug besteht aus einer flach gespannten Antikline von bräunlich bis gelb gefärbten Kalken, der flache Teil der Insel aus darüberliegenden blaugrauen Mergeln, die scheinbar eine Synkline darstellen.

Der Westseite der Insel ist eine 1—2 *m* hohe, wenig ausgedehnte Abrasionsterrasse vorgelagert. Es haben also nach der jedenfalls dem jüngsten Tertiär angehörenden Faltung hier noch wenig ausgedehnte Bewegungen der Küste stattgefunden.

Die Inseln Makariaes, die bei der Weiterfahrt zwischen Naxos und Donusa sichtbar wurden, stimmen in den Konturen vollkommen mit den Kuphonisia-Inseln überein.

Auf das tertiäre Alter dieser drei kleinen flachen Eilande deuten auch die von dort exportierten Kalkmergelplatten, die bereits schon Fiedler erwähnt [1]).

Philippson hat, abgesehen von den Vorkommen von Paros und dem nordwestlichen Naxos, die Existenz von Neogen auf den südöstlichen Kykladen für unbewiesen gehalten. Allerdings konnten auch jetzt keine direkten Beobachtungen gemacht werden.

Von Katapola über Apanovrysi—Quelle von Vrutsi nach Chorio; zurück auf dem direkten Weg über Vrutsi.

Bei Varmas schießt der dunkelgraue Kalk von Apanovrysi unter die ziemlich groben Grauwacken ein. Unter dem Kalk gegen Katapola zu liegt der bereits beschriebene Schiefer von Minoa.

Die Höhen westsüdwestlich von Varmas werden von Grauwacken, Konglomeraten und untergeordneten Schiefern gebildet. Bei der Quelle südöstlich des Dorfes Vrutsi Streichen der Schiefer N 50 O, Fallen etwa 40° nach Südost.

Die Vrutsiquelle entspringt an einem Bruch aus Kalk, der von Schiefer überlagert wird.

Am südlichen jenseitigen Talhang steht Schiefer an, über dem Kalk folgt. Falls die Kalke auf beiden Seiten ident sind, so dürfte die Sprunghöhe des Querbruches zirka 100 *m* betragen.

Unter dem Kalk, aus dem die Quelle entspringt, würde dann auch wieder Schiefer liegen.

Von der Vrutsiquelle ab überquert der Weg den bis zum südlichen Meer herabreichenden Kalk von Vrutsi und dann den Schieferzug von Kolophana.

Das Dorf Chorio liegt an der Grenze zwischen diesem Schiefer und dem Kalk, der die ziemlich beträchtlichen Höhen (Korakas 576 *m*) in der Südostecke von Amorgos zusammensetzt. Der halbkristalline Kalk bei Chorio ist dunkelgrau; es finden sich jedoch auch grün und rot gebänderte Nuancen. Streichen im Dorf W—O, Fallen zirka 40° nach Süd.

Auf dem direkten Weg von Chorio nach Vrutsi bemerkt man, daß der Kalk von Vrutsi mit der Kalkmasse im Westen von Arkesine zusammenhängt. Vor Vrutsi findet sich noch eine Auflagerung von Quarzkonglomerat und Schiefer.

In Katapola.

Auf der Westseite der Bucht von Katapola, bei der Kapelle Panagia Kato-Akrotiri, liegt diskordant über dem Schiefer von Minoa eine wohl herabgerutschte Scholle von grauem Dolomit, der vermutlich mit dem Dolomit von Kryoneri in Verbindung zu bringen ist.

Der graue Dolomit von Panagia an der Westseite der Bucht von Katapola enthält:

---

[1]) Fiedler, Reise durch alle Teile des Königreiches Griechenland; ferner A. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteilungen 1901, Nr. 134, pag. 98.

	Prozent
CaO	33·249
MgO	18·644
CO_2	45·976
SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3	0·678
Bitumen, Wasser	1·113
	99·660

Dieser Dolomit ist demnach etwas Magnesium reicher und auch im äußeren Aussehen körniger, als der von Kryoneri. Der Dolomit von Kryoneri besitzt, wie schon oben erwähnt, eine sehr dichte Struktur.

Auf den Kykladen ist bisher nur noch von der Insel Kea Dolomit bekannt geworden, der nach A. Philippson[1]) dort das kristalline Grundgebirge diskordant überlagert und mit dem „Kreidedolomit" Attikas parallelisiert wird.

Es fragt sich daher, welche Stellung die amorgischen Dolomite gegenüber den betreffenden attischen Dolomiten einnehmen. Mit den dolomitischen Gesteinen der Lepsius'schen Pirnaristufe[2]) lassen sich die Dolomite von Amorgos weder in ihrem lithologischen Habitus noch in ihrer stratigraphischen Stellung vereinen. Dagegen ähnelt speziell der Dolomit von Panagia den Dolomiten zwischen Katzimidi und Hagios Merkurios (Parnes), die ich aus Gründen, die schon dargelegt wurden, der Mitteltrias zuzähle.

Auf die große lithologische Ähnlichkeit der Dolomite von Kryoneri mit den oberkarbonischen Dolomiten von Klimaki auf der Insel Hydra wurde bereits oben (pag. 477 und 504) verwiesen.

Die Dolomite von Amorgos dürften sich daher den gleichen Gesteinen von Klimaki auf Hydra in erster Linie anschließen.

Auf der gegenüberliegenden Seite der Bucht von Katapola zieht sich im Westen des auf Kalk stehenden Dorfes Xylokeratidi ein Schieferstreifen in nordöstlicher Richtung hinauf, der auf der Philippson'schen Karte fehlt. Streichen N 30 O; Fallen 50° Ost.

Zusammenfassung.

Die wesentlichen Ergebnisse lassen sich, wie folgt, zusammenfassen:

1. Im Nordwesten von Amorgos reicht das Massiv von Naxos mit seinen vollkristallinen Marmoren, Glimmerschiefern, Epidot-Hornblendeschiefern und Quarzporphyren 35 *km* weiter nach Südosten als man bisher annahm, das heißt das der Nordküste des paläozoischen Amorgos vorgelagerte Inselchen Nikuria besteht vollständig aus den

[1]) Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 134 (1901), pag. 44 und pag. 145.

[2]) R. Lepsius, Geologie von Attika, pag. 15 ff.

im östlichen Naxos vorherrschenden Gesteinen, die sonst auf der Hauptinsel nirgends vorkommen.

Der größte Teil dieses kristallinen Festlandes wird durch eine unter die 200 *m*-Linie herabgehende Tiefe von Naxos getrennt.

Das Streichen der kristallinen Gesteine von Nikuria verläuft fast genau senkrecht auf die Nordost—Südwest-Richtung der wohl im wesentlichen altkarbonischen Schiefer, Quarzkonglomerate und Kalke der Hauptinsel.

2. Die Grenze zwischen den vollkristallinen Gesteinen von Nikuria und den paläozoischen Sedimenten von Amorgos wird durch eine Grabenspalte von vermutlich oberkarbonischem (vielleicht aber auch jüngerem) Dolomit und violettrotem Schiefer gebildet. Diese Gesteine lassen sich auf etwa zwei Drittel der Insellänge von Potamos bis Arkesine verfolgen.

3. Die Tonschiefer und Kalke, die die Insel Amorgos in der Hauptsache zusammensetzen, sind im wesentlichen als Faziesbildungen des gleichen Alters aufzufassen, wie die häufige Wechsellagerung und das Auftreten von Kalklinsen im Schiefer und von Schieferzungen im Kalk beweist.

Die Tonschiefer, Grauwacken, Quarzkonglomerate und halbkristallinen Kalke von Amorgos dürften nach Analogie gleichartiger Gesteine von Attika, Hydra, dem östlichen Othrys, Chios und Kos dem Karbon zuzurechnen sein. Allerdings scheint es bei dem Fehlen deutlicher Versteinerungen nicht angängig, eine genauere Altersbestimmung dieses Karbons auszuführen. Petrographisch ähneln die Gesteine von Amorgos sowohl dem Unterkarbon von Kos, wie dem Karbon von Attika, Hydra und dem Othrys (Schiefer und Grauwacken mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken etc., sowie älteren Quarzkonglomeraten).

Die Vergleiche mit den zunächst gelegenen hellenischen und kleinasiatischen Karbongebieten lassen es am wahrscheinlichsten erscheinen, daß sich die Quarzkonglomerate von Amorgos den altkarbonischen Quarzkonglomeraten Attikas anreihen und daß die amorgischen Schiefer und Kalke in der Hauptsache ebenfalls der unteren Abteilung der Karbonformation angehören und vermutlich auch noch in das Devon herunterreichen.

D. Allgemeiner Überblick über die in der Argolis auftretenden mesozoischen Ablagerungen.

Zum Vergleich mit den im voranstehenden Text beschriebenen Bildungen schließe ich eine kurze Übersicht über den Aufbau dieser östlichen peloponnesischen Halbinsel an.

Näheres über den Gang der geologischen Erforschung der Argolis findet sich in meinen Spezialabhandlungen über diese Landschaft. An dieser Stelle sei nur nochmals das Wesentlichste in gedrängter Form rekapituliert.

Auf die Arbeiten der Expedition scientifique de Morée gehe ich auch hier nicht näher ein, da die Angaben dieses Werkes größtenteils veraltet oder berichtigt sind; ich verweise nur auf ein Ergebnis von wirklich bleibendem Wert, auf die Entdeckung von Kimmeridge bei Nauplion. In dem Trockenbett oberhalb Pronia, einer Vorstadt von Nauplion, hatte Boblaye in den dortigen steil aufgerichteten Serpentinkonglomeraten Kimmeridgefossilien entdeckt, womit zum erstenmal auf der südlichen Balkanhalbinsel das Vorkommen der Juraformation erwiesen war.

A. Philippson bearbeitete im Zusammenhang mit seiner Gesamtuntersuchung des Peloponnes[1]) auch die Argolis und teilte die dortigen Sedimente in eine untere und eine obere Kalketage, zwischen denen eine Schiefersandsteinformation eingeschoben ist.

Der „untere Kalk" oder „Kalk von Cheli", der die Berge von Itschkaleh und Palamidi, sowie einige isolierte Klippen, wie Akrokorinth (vergl. die Karte A. Philippsons[1]) zusammensetzt und außerdem etwa die nordwestliche Hälfte der Argolis umfassen soll, wird von Philippson als unterste Kreide und Tithon angesprochen, nachdem er darin bei Hag. Vasilios innerhalb der von ihm angenommenen geographischen Umgrenzung Ellipsactinien[2]) gefunden hatte.

Über dem „Kalk von Cheli" folgt nach A. Philippson ein zusammengehöriger Komplex von Schiefern, Sandsteinen, Hornsteinen und Serpentinen, die an der unteren Grenze vielfach als Konglomerate ausgebildet sind und die Senke von Lygurio erfüllen (Schieferformation von Lygurio).

Darunter sollen sich jedenfalls auch die Serpentinkonglomerate befinden, aus denen die oben zitierten Jurafossilien der französischen Geologen stammen.

A. Philippson, der diese Schiefersandsteinformation in die Kreide stellte, bezweifelt darin das Vorkommen von Juraversteinerungen.

Nach seiner Ansicht befinden sich die betreffenden oberjurassischen Arten eventuell auf sekundärer Lagerstätte, während als Muttergestein der tieferliegende „Kalk von Cheli" in Betracht kommen könnte.

Die „Schieferformation von Lygurio" wird ihrerseits von der Rudistenkreide überlagert. Es sind dies die „oberen Kalke" bei Tolon, Hag. Monia, von Phanari und Epidauros[3]).

Die nächsthöhere, von Philippson ebenfalls noch zur Kreide gezogene Bildung ist die „Schieferformation des Aderesgebirges" mit einem darüberfolgenden fraglichen Kalk.

Nummulitenkalke, in der Fazies der Tripolitzakalke, und Flysch finden sich dagegen nur in beschränkter Verbreitung an der Nordwestecke der Argolis, während das Neogen hauptsächlich den Südostflügel der Halbinsel mit der ihr benachbarten Insel Spetsa einnimmt.

---

[1]) Der Peloponnes. Berlin 1892. Mit geologischer Karte.

[2]) Philippson und Steinmann, Einige Fossilreste aus Griechenland, Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 1890, pag. 765.

[3]) Vergleiche die geologische Karte Philippsons in „Der Peloponnes".

A. Philippson gliedert demnach die Sedimente der Argolis folgendermaßen:

1. Neogenmergel und Konglomerate.	
2. Eocän	Flyschsandstein und Tonschiefer. Schwarzer Nummulitenkalk (Tripolitzakalk).
3. Kreide.	Kalk? Schieferformation des Aderesgebirges. Kalk von Phanari, Epidauros, Tolon und H. Monia. = Rudistenkreide. Schiefer-Sandstein-Hornstein-Formation von Lygurio (inklus. Serpentine und Serpentinkonglomerate).
4. Jura.	Kalk von Cheli mit Ellipsactinien und Rudisten (?) = Unterste Kreide und Tithon. Untere Sandsteinformation (?).

Einige Jahre später lieferte L. Cayeux[1]) eine Spezialuntersuchung der unmittelbaren Umgebung von Nauplion.

Er konnte zunächst an dem von der Expedition scientifique de Morée angegebenen Jurafundpunkt die oberjurassischen Fossilien wiederfinden, deren Vorkommen von Philippson bezweifelt wurde.

Über die Existenz von Bildungen des Kimmeridge bei Nauplion kann also kein Zweifel mehr obwalten.

Ferner gelang es Cayeux, aus mergeligen Kalken in der Umgebung von Nauplion eine unterkretazische Fauna mit *Phylloceras infundibulum Orb.*, *Desmoceras Neumayri Haug* und *Heteroceras spec.* zu gewinnen.

Die Schichten, aus denen er diese für Hauterivien sprechenden Ammoniten erhalten hatte, bilden nur ein untergeordnetes Lager, dagegen sind die ebenfalls neu gefundenen Urgonkalke mit *Toucasia* und Nerineen Ablagerungen von bedeutender Mächtigkeit.

Bevor ich mit meinen eigenen Untersuchungen beginne, sei noch bemerkt, daß auf der Burg von Mykene vor einiger Zeit ein triadischer Ammonit gefunden wurde, den Diener als eine zur Verwandtschaft des *Joannites diffissus Hauer* gehörige Form erachtete. Douvillé[2]) hatte in der Gesteinsmasse dieses abgerollten Ammoniten Cypridinen feststellen können.

Nachdem Cayeux und Ardaillon[3]) in dem oberhalb von Mykene anstehenden, von ihnen als „Kalk von Cheli" bezeichneten Kalkstein gleichfalls Cypridinen beobachten konnten, betrachten sie denselben als das Muttergestein des *Joannites*, also als Äquivalent der Cassianer- oder Raibler-Schichten.

[1]) Existence du Crétacé inférieur en Argolide (Grèce). Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. 136, 1903, pag. 165 und 166. — Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). Bull. Soc. géol. de France (4) 4, 1904, pag. 87 ff.

[2]) Bull. Soc. géolog. de France (3) 24, 1896, pag. 799.

[3]) Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. 133, 1902, pag. 1254.

Eine zweifelhafte Ammonitenart, nur lose an einer so verkehrsreichen Stelle gefunden, wo Baumaterial aus allen möglichen Gegenden zusammengetragen ist, sowie die Konstatierung von Cypridinen in diesem Stück und in dem Kalk des Burgberges beweisen an sich noch nicht hinreichend überzeugend das von Cayeux und Ardaillon hieraus gefolgerte Anstehen der in Frage kommenden Triasstufen.

Der Erhaltung nach könnte der mykenische *Joannites diffissus* ebensogut ein Rollstück aus den dortigen, tertiären Konglomeraten sein. Möglicherweise handelt es sich auch um ein aus den unterkarnischen Kalken (Zone des *Trachyceras aonoides*) vom Asklepieion oder aus den *Lobites*-Kalken von Hagios Andreas verschlepptes Exemplar, denn dort gehört *Joannites diffissus* zu den häufigsten Arten. Der Kalk des Burgberges von Mykene entspricht in petrographischer Hinsicht den höheren argolischen Dachsteinkalken.

Zu erwähnen ist hier ferner noch ein von J. Deprat[1]) beschriebenes Profil aus dem Asklepieiontal, beim Hieron von Epidauros. Deprat hatte dort im Theater des Asklepios-Heiligtums Diabase aufgefunden, die er mit den Ophiten der Pyrennäen vergleicht; das Alter der benachbarten Sedimentgesteine ließ er jedoch unentschieden.

Meine noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen[2]) in der Argolis haben bis jetzt in großen Zügen etwa folgendes geologische Bild ergeben:

Die „Kalke von Cheli" sind, ebensowenig wie die „Kalke von Phanari" oder die „Schieferformation von Lygurio", einheitlich entwickelt.

Die in flache Falten gelegten „Kalke von Cheli" führen in der Umgebung des Dorfes Cheli Megalodonten und entsprechen den obertriadischen Dachsteinkalken[3]). Innerhalb der ihnen von A. Philippson zugeschriebenen, geographischen Verbreitung enthalten sie aber unter anderem auch oberjurassische Ellipsactinienkalke, sowie zwischen Limnaes und Angelokastron rötliche Jurakalke, die wohl gleichfalls zur oberen Abteilung dieser Formation zu rechnen sind.

Zu den Chelikalken gehören außerdem noch einige, das Neogenland durchragende Kalkklippen, wie Akrokorinth und die südlich davon gelegene, größere Kalkscholle.

Die jurassischen Vorkommen liegen im Norden des breiten Zuges von obertriadischem Dachsteinkalk, der entlang der Furche von Lygurio quer durch die Halbinsel streicht.

Die in dieser Senke anstehenden, meist weicheren und jüngeren Gesteine sind gegen die älteren Kalke abgebrochen.

---

[1]) J. Deprat, Note sur une diabase ophitique d'Epidaure. Bull. soc. géol. France. 1904. (4.) Bd. IV, pag. 247.

[2]) Leider wurde ich durch die schon früher angegebenen äußeren Umstände an der Weiterführung meiner Untersuchungen in der Argolis, speziell im Asklepieiontal gehindert. Vergl. hierzu Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1909, Nr. 3, pag. 79—83. — Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Zentralblatt für Min. etc. 1910, Nr. 13, pag. 418—422.

[3]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc., Beil.-Bd. XXI, pag. 225 (1905).

Die orographisch scharf hervortretende Furche von Lygurio entspricht daher gleichzeitig auch einer tektonisch wichtigen Verwerfungslinie.

Überhaupt zeigen die sedimentären Randzonen und Hüllen der ostgriechischen Urgebirgsrümpfe im Verhältnis zu den westgriechisch-epirotischen Gebirgen einen in ihrer Struktur vielleicht noch etwas ausgesprocheneren Schollenbau und weichen insofern auch von den intensiver gefalteten Ketten der Ionischen- und Olonos-Pindos-Zone ab.

In dem Grabenbruch von Lygurio finden sich sowohl oberkretazische Rudistenkalke[1]) mit den sie begleitenden, schiefrigen oder auch kieseligen Gesteinen (an der Straße Nauplion—Lygurio bei ΣT 6, sowie oberhalb der Mühle von Alt-Epidauros u. a.), als auch Ablagerungen des Kimmeridge (bei Lygurio und Kremos).

Die den kretazischen und oberjurassischen Bildungen der Furche von Lygurio zunächstliegenden Teile der „Kalke von Phanari" sind gleichfalls durch Brüche von diesen jüngeren Formationen geschieden.

Der „Kalk von Phanari" löst sich ebenfalls in eine ganze Reihe verschiedener Altersstufen auf.

Die westliche Partie des Philippson'schen „Phanarikalkes" besteht wohl vorwiegend aus triadischen Schichten, deren im allgemeinen NO—SW bis ONO—WSW gerichtete Falten in Schollen zerstückelt sind.

Besonders interessante Beiträge zur Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte der alpin-griechischen Trias bieten die **beiden, im Jahre 1906 von mir aufgefundenen Vorkommen mittel- und obertriadischer Cephalopodenkalke bei Hagios Andreas** (südlich des Dorfes Lygurio) und beim **Hieron von Epidauros** (Asklepieion).

Während die roten, manganhaltigen Cephalopodenkalke beim Hieron von Epidauros die kompletten Faunen von den *Trinodosus*- bis zu den *Aonoides*-Schichten enthalten, haben die quantitativ reichhaltigeren und auch faziell verschiedenen, hellgrauen bis rötlichen Kieselkalke von Hagios Andreas nur unterkarnische Arten ergeben.

1. Unterkarnische Kalke mit Lobites ellipticus bei Hagios Andreas (Argolis).

Oberhalb der im Süden des Dorfes Lygurio gelegenen Kapellenruine Hagios Andreas fand ich am Südabhang des Berges Alogomandra hellgraue, kieselreiche, dünngeschichtete Kalke, die rötliche, fossilführende Lagen und Nester enthalten. In erstaunlicher Fülle sind hier die Cephalopoden zusammengehäuft; manche Blöcke bildeten eine förmliche Ammonitenbreccie.

Die Fossilien von Hagios Andreas besitzen einen grünen Überzug und sind im Kern meist verkieselt.

Über den Ammonitenkalken lagern am Gipfel des Alogomandra graue, dicker gebankte Kalksteine.

---

[1]) Palaeokretazische Bildungen sind bis jetzt nur bei Nauplion nachgewiesen (vergl. pag. 517 und unten).

Die grauen Kieselkalke von Hagios Andreas haben mir ein großes Fossilmaterial geliefert.

Nach meinen Bestimmungen setzt sich die Fauna von Hagios Andreas aus dem diesen Horizont bezeichnenden *Lobites ellipticus Hauer* und einer Fülle unterkarnischer Ammonitentypen zusammen, daneben aber auch aus vereinzelten Brachiopoden (*Waldheimia Eudoxa Bittner*), Gastropoden (*Chemnitzia cf. regularis Koken*) und Zweischalern (*Pecten concentricestriatus Hoernes*).

Gegenüber der überwältigenden Masse der Cephalopoden kommen jedoch die anderen Klassen kaum in Betracht.

Paläontologisch habe ich die Fauna von Hagios Andreas in meiner in der Paläontographica erscheinenden Monographie der griechischen Trias- und Jurafaunen beschrieben (Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands, I. Teil. Die triadischen Faunen der Argolis. Paläontographica, Bd. LVIII, pag. 1—103); einige Vorbestimmungen hatte ich indessen gleich bei der Entdeckung des Fundortes (im Jahre 1906) in Griechenland ausgeführt [1]), wie die des *Lobites ellipticus Hauer*, *Pinacoceras Layeri Hauer*, *Monophyllites Simonyi Hauer*, *Megaphyllites Jarbas Münster*, *Joannites diffissus Hauer*, *Joannites cymbiformis Wulf.*, *Joannites Klipsteini Mojs.*, *Arcestes* (*Proarcestes*) *bicarinatus Münst. var. ausseeana Mojs. emend. Renz*, *Halorites* (*Jovites*) *dacus Mojs.*, *Buchites Aldrovandii Mojs.*, *Celtites laevidorsatus Hauer*, *Sageceras Haidingeri Hauer* usw.

Mehrere Stücke von Hagios Andreas, wie das Zonenfossil *Lobites ellipticus* selbst, hatte ich inzwischen auch im Neuen Jahrb. für Min. etc. 1907, Beil.-Bd. XXV, pag. 460 beschrieben und abgebildet. Durch meine Funde und meine Bestimmungen war somit bei Hagios Andreas das Vorkommen unterkarnischer Cephalopodenkalke gewährleistet.

Um jedoch ein Bild von der Zusammensetzung der unterkarnischen Tierwelt der Argolis zu geben, führe ich die bis jetzt von Hagios Andreas bekannten Arten, die ich teils in Griechenland, teils in Breslau bestimmte, auch hier vollzählig an:

Lobites ellipticus Hauer (Taf. XIX [II], Fig. 3)
ellipticus Hauer var.
ellipticus Hauer var. complanata Renz (*nov. var.*)
ellipticus Hauer var. grandissima Renz (*nov. var.*) Taf. XXII [V], Fig. 3 u. 3*a*)
„ (*Psilolobites*) *argolicus Renz* (*nov. spec.*)
„ *cf. Schloenbachi Mojs.*
„ *cf. Pompeckji Mojs.*
Orestites Frechi Renz (*nov. spec. nov. gen. [Renz].*)
Nannites Bittneri Mojs. mut. Asklepii Renz (*nov. var.*)

---

[1]) Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906. Bd. 58, pag. 889. — Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1907, Nr. 4, pag. 79.

Dinarites Elektrae Renz (nov. spec.)
Buchites modestus Buch.
„ *Aldrovandii Mojs.*
Asklepioceras Helenae Renz (nov. spec., nov. subgen. [Renz])
cf. segmentatum Mojs.
„ *cf. Loczyi Diener*
Sageceras Haidingeri Hauer
Monophyllites Simonyi Hauer
Badiotites Eryx Münster
Megaphyllites Jarbas Münster (Taf. XXII [V], Fig. 5)
Pinacoceras (Pompeckjites) Layeri Hauer
Halorites (Jovites) ducus Mojs. var. Apollonis Renz (nov. var.)
Joannites diffissus Hauer und Var. (Taf. XXII [V], Fig. 2, 2*a* u. 7)
diffissus Hauer var. subdiffissa Mojs. emend. Renz
Joannis Austriae Klipst. (Taf. XXII [V], Fig. 4)
Joannis Austriae Klipst. var. hellenica Renz (nov. var.) (Taf. XXII [V], Fig. 6 u. 6*a*)
cymbiformis Wulf. (Taf. XX [III], Fig. 2)
cymbiformis Wulf. var. gothica Renz (nov. var.)
Klipsteini Mojs. (Taf. XIX [II], Fig. 7 u. 7*a*)
Klipsteini Mojs. var. graeca Renz (nov. var.)
„ *Klipsteini Mojs. var. orientalis Renz (nov. var.)*
Romanites Simionescui Kittl
Arcestes (Proarcestes) bicarinatus Münster
(Proarcestes) bicarinatus Münster var. ausseeana Mojs. emend. Renz
Juvavites (Dimorphites) apertus Mojs.
Cladiscites spec.
Celtites subhumilis Mojs.
„ *laevidorsatus Hauer*
„ *laevidorsatus Hauer var. orientalis Renz (nov. var.)*
Clionites Valentini Mojs.
„ *Catharinae Mojs.*
„ *Arnulfi Mojs.*
„ *Torquati Mojs.*
Syringoceras Barrandei Hauer
„ *Zitteli Mojs.*
„ *altius Mojs.*
Orthoceras triadicum Mojs.
„ *dubium Hauer*
Atractites cf. Ausseeanus Mojs.
Chemnitzia cf. regularis Koken
Pecten concentricestriatus Hoernes
Waldheimia (Cruratula) Eudoxa Bittner (Taf. XXII [V], Fig. 8, 8*a* u. 8*b*).

Die Fauna von Hagios Andreas (Argolis) wird durch meine Feststellung des *Lobites ellipticus Hauer* und der übrigen bezeichnenden Arten als unterkarnisch gekennzeichnet, und zwar dürfte es sich lediglich um die Unterzone des *Lobites ellipticus* selbst handeln. Abgesehen von weiteren faunistischen Verschiedenheiten konnte ich die beim Asklepieion (Hirtenlager am Ostabhang des Theokafta) auftretenden Trachyceren (*Trachyceras austriacum* und *Trachyceras aonoides*) bei Hagios Andreas noch nicht ermitteln (vergl. pag. 530).

In Anbetracht der quantitativen Reichhaltigkeit meines Materials läßt sich dieser Umstand wohl nicht nur durch Zufälligkeiten beim Aufsammeln erklären.

Die fazielle Differenzierung zwischen den beiden karnischen Cephalopodenvorkommen der Argolis deutet auch lokal etwas veränderte Lebensbedingungen an; ebenso brauchen natürlich auch die Kieselkalke von Hagios Andreas nicht den gleichen stratigraphischen Umfang einzunehmen, wie die roten, manganhaltigen, unterkarnischen Kalke beim Asklepieion.

Die Hauptmasse der übrigen Arten von Hagios Andreas gehört, soweit es sich um bereits bekannte Spezies handelt, mit Ausnahme des *Romanites Simionescui Kittl*, gleichfalls zur Tierwelt der entsprechenden Hallstätter Vorkommen. Ebenso, wie dort erscheinen auch in der Argolis die Arcestoiden-Arten in besonders großer Individuenmenge.

Mehrere meiner von Hagios Andreas bestimmten Arten kehren auch in den unterkarnischen Ablagerungen Bosniens und Dalmatiens, sowie in der ladinischen Stufe der Dobrudscha wieder. Interessant ist hierunter *Romanites Simionescui Kittl*, eine Art, die bisher nur aus der ozeanischen Trias der Dobrudscha bekannt war.

Romanites Simionescui, charakterisiert durch *Joannites*-Loben und ein spiralgestreiftes *Cladiscites*-ähnliches Gehäuse, zeigt jedoch nähere Beziehungen zu den Joanniten, als zu den Cladisciten. Die Spiralskulptur der Cladisciten ist ein Merkmal, das schon bei den Glyphioceren des Karbons vorkommt und bei verschiedenen weiteren, dyadischen und triadischen Gattungen und Arten wiederkehrt, während die Lobatur der Joanniten in ihrer Eigenart eine Sonderstellung einnimmt.

Meine neuen Arten und Varietäten der Gattung *Lobites*, die besonders durch die bei Hagios Andreas häufig vorkommende Leitform *Lobites ellipticus Hauer* vertreten wird, lassen sich ohne weiteres an bekannte alpine Typen angliedern.

Außerdem habe ich bei Hagios Andreas zwei neue Gattungen, bezw. Untergattungen nachgewiesen: *Orestites* und *Asklepioceras*.

Das Vorkommen des neuen *Orestites* ist bis jetzt nur auf die Argolis beschränkt. *Orestites Frechi Renz* ist eine altertümliche, an manche Popanoceren erinnernde Form und das einzige Stück, welches keine direkten Beziehungen zu der alpinen Fauna aufweist und wäre demnach als bisher einzige Lokalart anzusprechen, was jedoch bei weit mehr als 1000 Exemplaren und etwa 150 Arten, respektive Varietäten, der Gesamtfauna nicht viel besagen will.

Die Untergattung *Asklepioceras* wird in meiner Sammlung von Hagios Andreas durch 3 Arten vertreten.

Asklepioceras Helenae Renz schließt sich eng an die schon bekannten Formen *Asklepioceras segmentatum Mojs.* und *Asklepioceras Loczyi Diener* an. Die letzteren kommen sowohl in der Argolis, wie bei Hallstatt, beziehungsweise in Ungarn vor. *Asklepioceras Loczyi* tritt allerdings im Bakony bereits in den Wengener-Kalken auf, während er in der Argolis in den unterkarnischen Horizont hinaufgeht.

Das gleiche trifft auch für die Gattungen *Nannites* und *Dinarites* zu, die beide noch nicht aus unterkarnischen Ablagerungen bekannt waren.

Ihre Repräsentanten, *Dinarites Elektrae Renz* und *Nannites Bittneri mut. Asklepii Renz*, sind Mutationen der in den alpinen Wengener Meeren lebenden Stammformen (*Dinarites avisianus Mojs.*, beziehungsweise *Nannites Bittneri Mojs.*). Der jüngste, bisher bekannte *Dinarites* (*D. Eduardi Mojs.*) stammt aus den Cassianer-Schichten; ein letzter, wenig veränderter Überrest dieser paläotriadischen Gruppe ist die neue Art (*Dinarites Elektrae Renz*) aus den *Lobites*-Kalken von Hagios Andreas.

Daß sich der unterkarnischen Fauna der Argolis auch Cassianer Typen, wie *Badiotites Eryx*, beigesellen, kann bei der engen Verbindung der Cassianer- und Raibler-Schichten und der sonstigen zahlreichen gemeinsamen Arten nicht weiter auffallen.

Mehrere Arten, wie

Joannites Klipsteini Mojs.
„ *cymbiformis Wulf.*
„ *diffissus Hauer*
Megaphyllites Jarbas Münster
Arcestes (*Proarcestes*) *Gaytani Klipst.*

sind in den Alpen den *Aonoides*- und Cassianer-Schichten gemeinsam.

Es wäre natürlich immerhin auch möglich, daß die Cephalopodenführenden Kieselkalke von Hagios Andreas noch etwas über die karnisch-ladinische Grenze hinunterreichen.

Umgekehrt stellt sich *Buchites modestus*, der sonst nur im Marmor des Sommeraukogels bei Hallstatt angetroffen wurde, in der Argolis bereits in den Kalken mit *Lobites ellipticus* ein.

Rauh- und glattschalige Typen erscheinen in den Kieselkalken von Hagios Andreas ungefähr in gleicher Artenzahl.

Dieser Vergleich nach der Anzahl der Spezies gibt jedoch kein richtiges Bild von der Zusammensetzung der argolischen Fauna, denn die glattschaligen Arten pflegen in geringerer Formenmannigfaltigkeit aufzutreten, als die rauhschaligen. Beim Vergleich der Individuenmenge der einzelnen Spezies stellen die arcestoiden Formen weitaus den höchsten Prozentsatz; in enormen Massen fanden sich besonders *Joannites cymbiformis Wulfen und Joannites Klipsteini Mojs.*, und zwar teilweise auch in sehr stattlichen Formen.

Häufig sind ferner *Joannites diffissus Hauer* und *Arcestes* (*Proarcestes*) *bicarinatus Münster*; selten hingegen *Joannites Joannis Austriae Klipst.*

Gegenüber diesen Massen treten die übrigen Arten sehr zurück, wenn auch die Lobiten, Celtiten, Clioniten, Megaphylliten und Monophylliten noch verhältnismäßig zahlreich vorkommen.

2. Mittel- und obertriadische Cephalopodenkalke beim Hieron von Epidauros (Asklepieion).

Gegenüber der Ruinenstätte des Asklepieions stehen am Ostabhange des Hügels Theokafta rote, manganhaltige Cephalopodenkalke an, die von den *Trinodosus*-Kalken an aufwärts bis zu den *Aonoides*-Schichten einschließlich in derselben roten Kalkfazies eine ununterbrochene Folge von Ammoneenzonen enthalten, wie man sie in dieser einheitlichen Entwicklung auch in den Alpen noch nicht kannte.

Fig. 15.



Rote *Trinodosus*-Kalke beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta).

(Photographie von Helene Renz.)

Durch die Mannigfaltigkeit der Ammoneenfaunen, die bei ihrem alpinen Grundcharakter doch auch vereinzelte, östliche Typen (Himalaya, Propontis) aufweisen, sowie durch die an die reichsten Fossillager der Alpen erinnernde Anhäufung zahlloser Cephalopoden erheben sich die beiden Fundorte der Argolis weit über die sonstigen, bis jetzt bekannten Triasvorkommen der südosteuropäischen Halbinsel.

Die Erhaltung der Cephalopoden ist ganz hervorragend, so daß ich gleich bei der Entdeckung des Fundpunktes schon an Ort und Stelle mehrere der wichtigsten Arten der *Trinodosus*- und Wengener-Schichten ohne jegliche Präparation bestimmen konnte, zum Beispiel

Ceratites trinodosus Mojs., *Sturia Sansovinii Mojs.*, *Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz*, *Ptychites flexuosus Mojs.*, *Pleuronautilus Mosis Mojs.*, *Orthoceras spec.*, sowie die Wengener Arten *Daonella Lommeli Wissm.*, *Posidonia cf. Wengensis Wissm.*, *Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz*, *Monophyllites Wengensis Klipst.*, *Gymnites Ecki Mojs.*, *Sturia semiarata Mojs.*, *Sturia Forojulensis Mojs.*, *Trachyceras* (*Protrachyceras*) *Archelaus Laube.*

Durch diese Funde und ihre Bestimmung habe ich beim Asklepieion Äquivalente der *Trinodosus-* und Wengener-Schichten nachgewiesen, als die ersten aus Griechenland bekannt gewordenen, mitteltriadischen Bildungen alpinen Charakters.

Diese für die griechische Stratigraphie wichtigen Tatsachen veröffentlichte ich jeweils unmittelbar nach der Entdeckung (1906) von Athen aus im Zentralbl. f. Min. etc., 1906, Nr. 9, pag. 270, in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, pag. 77, und in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 386. (Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Zentralbl. für Min. etc. 1906, Nr. 9, pag. 270—271. — Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 58, pag. 379—395. — Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, pag. 77—81.)

Es könnte vielleicht auffallend erscheinen, daß ich die verschiedenen Stadien dieser Entdeckung in eine Reihe vorläufiger Mitteilungen zersplittert habe. Die Erklärung hierfür habe ich in einem kürzlich erschienenen Artikel [1]) über die Entdeckung der Trias in der Argolis gegeben.

Aus meinem späteren Sammlungsmaterial vom Hieron von Epidauros (Asklepieion), das teils von Herrn Prof. Frech [2]), teils ebenfalls von mir selbst bearbeitet wurde, kommen hier noch Äquivalente der Buchensteiner-, Cassianer- und *Aonoides*-Schichten hinzu.

Diese, fünf Triaszonen umfassenden, roten Cephalopodenkalke des Asklepieions treten am Ostabhang des Theokafta in Verbindung mit roten Hornsteinen auf, die ihrerseits zwischen grünen Keratophyrtuffen und hellen Korallenführenden Kalken (Dachsteinkalken) liegen.

Bei einem allgemein gegen Ost bis Südost gerichteten Einfallen hat es auf den ersten Blick den Anschein, als ob die Schichtenfolge überkippt sei und die Tuffe die roten Hornsteine und Kalke und jene wiederum die Korallenkalke überlagern würden.

Leider ist der Kontakt der beiden unteren Schichtgruppen nicht zu sehen, da die ursprünglichen Lagen der weicheren Tuffgesteine, sowie auch der roten Hornsteine, durch tiefgründige Verwitterung,

---

[1]) Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralbl. f. Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 79. Vergl. ferner hierzu Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Zentralbl. f. Min. etc. 1910. Nr. 13, pag. 418.

[2]) Neues Jahrb. für Min. etc. 1907, pag. 1—32; ferner F. Frech und Carl Renz, Neues Jahrb. für Min. etc. 1907, Beil.-Bd. XXV, pag. 443—466. Die von Herrn Prof. Frech bestimmten Arten sind in den weiter unten angeführten Fossillisten der Buchensteiner-, Cassianer- und *Aonoides*-Schichten des Asklepieions mit (*F.*) bezeichnet.

durch den Anbau und das Umackern der Felder vollständig zerstört sind.

Da die Quarzkeratophyre und grünen Keratophyrtuffe des Asklepieiontales nach Analogie der benachbarten Gebiete Attikas und Hydras jedoch devonisch oder zum mindesten altkarbonisch zu sein scheinen und die von mir in Attika und auf Hydra entdeckten, dazwischen liegenden Formationen (Untertrias, Dyas, Ober- und Unterkarbon) auch in der Argolis kaum fehlen dürften, so gehen wohl zwischen den betreffenden Bildungen des Asklepieiontales Bruchlinien hindurch und trennen einzelne Schollen ab.

Die Gegend von Lygurio ist überhaupt ein Bruchgebiet par excellence.

Die orographisch scharf hervortretende Furche von Lygurio entspricht, wie erwähnt, einer Hauptverwerfungslinie, die quer durch die argolische Halbinsel hindurchstreicht.

In der Bruchspalte von Lygurio finden sich dann unmittelbar nördlich der Triasbildungen und Tuffe auch jungmesozoische Ablagerungen.

Die Lagerungsverhältnisse würden also im Asklepieiontal ein devonisches Alter der grünen, keratophyrischen Tuffe nicht ausschließen.

Den Quarzkeratophyr selbst habe ich hier noch nicht anstehend gefunden, auch nicht in dem benachbarten Tal von Adami, wo ebenfalls seine Tuffe wieder zu Tage treten.

Brocken des unveränderten Gesteins finden sich jedoch häufig auf den Äckern talabwärts der Ruinen des Hierons in der Richtung gegen Hagios Andreas.

Leider bin ich, wie gesagt, daran gehindert worden, meine Untersuchungen im Asklepieiontal zu Ende zu führen[1]).

Soviel steht aber auch heute schon fest, daß der von J. Deprat[2]) publizierte Querschnitt des Asklepieiontales kein zutreffendes Bild der Lagerungsverhältnisse gibt.

J. Deprat nimmt beim Asklepieion einen flachen, bei der Gewölbebiegung aufgerissenen Luftsattel an, dessen Längsachse etwa der des Asklepieiontales entspricht. Im Talgrund erscheint im Gewölbekern Diabas. Die an beiden Rändern des Asklepieiontales seitlich anstehenden Schichtenglieder des Hangenden bestehen aus Marmorkalken mit Lagergängen von Diabas, namentlich beim Theater gut aufgeschlossen.

Abgesehen davon, daß die Lagerungsverhältnisse nicht stimmen, hat J. Deprat auch vor allem die roten, mittel- und obertriadischen Cephalopodenkalke auf der Westseite des Asklepieiontales (am Ostabhang des Theokafta), gegenüber vom Asklepios-Theater übersehen und dort nur fossilfreie Marmorkalke angegeben, deren Alter er nicht bestimmen konnte.

J. Deprat hat ebenso die Keratophyre und Keratophyrtuffe außer Betracht gelassen und den ganzen Untergrund des Asklepieiontales einheitlich als Diabas ophitique bezeichnet.

---

[1]) Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralbl. f. Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 79. — Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Zentralbl. f. Min. etc. 1910, pag. 418.

[2]) J. Deprat, Note sur une diabase ophitique d'Epidaure. Bull. soc. géol. de France 1904. (4), Bd. IV, pag. 247.

Wie ich schon erwähnte, dürften im Asklepieiontal verschiedene Schollen abzugrenzen sein. Die Keratophyre, beziehungsweise Keratophyrtuffe auf der Westseite des Asklepieiontales und die Diabase am Theater gehören wohl zwei verschiedenen Eruptionsperioden an; die Keratophyre in Analogie mit den Keratophyrvorkommen Hydras und Attikas dem Paläozoikum (mutmaßlich dem Devon); die Diabase dem Mesozoikum (wahrscheinlich der Trias). Bedauerlicherweise bin ich jedoch, um es nochmals zu wiederholen, durch die bekannten äußeren Umstände daran gehindert worden, meine Studien im Asklepieiontale zu beendigen, hoffe jedoch, auch noch die Ostseite dieses Tales demnächst genauer untersuchen zu können.

Die am Ostabhang des Theokafta, gegenüber den Ruinen des Asklepieions, anstehenden roten **Trinodosuskalke**[1]) werden durch eine reiche Fauna charakterisiert, aus der ich nur einige der stratigraphisch wichtigsten, teilweise schon im Felde von mir bestimmte Arten herausgreife, wie:

Ceratites trinodosus Mojs. (Taf. XIX [II], Fig. 5)
„ *cf. elegans Mojs.*
Balatonites contractus Arth.
Sturia Sansovinii Mojs.
Procladiscites Brancoi Mojs. (Taf. XIX [II], Fig. 4)
Ptychites flexuosus Mojs. (Taf. XIX [II], Fig. 2)
„ *acutus Mojs.*
„ *eusomus Beyr.*
„ *progressus Mojs.*
„ *Oppeli Mojs.*
Gymnites Palmai Mojs.
Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz (Textfigur 7)
Monophyllites Suessi Mojs. var. Confucii Diener
Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz
Pleuronautilus Mosis Mojs.
Orthoceras spec.
Atractites obeliscus Mojs.
Coelocentrus heros Koken (Textfigur 16)
Pecten cf. subconcentricus Kittl.

Dazu kommen noch etwa 20 weitere Cephalopodenspezies.

Die roten *Trinodosus*-Kalke[1]) des Asklepieions schließen sich also vollkommen den analogen Bildungen der Schreyeralm, der Schiechlingshöhe und des Laerchecks (Salzkammergut) an. Ferner sind hiermit zu vergleichen die Schreyeralm-Kalke der Dobrudscha, sowie die tiefer horizontierten Partien der Bulogkalke Bosniens,

[1]) Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1906, Nr. 9, pag. 270 u. 271 und Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 79. Vergl. ferner hierzu die Mitteilungen des Verfassers in Bull. soc. géol. France 1907 (4), VII, pag. 136 und im Zentralblatt für Min. etc. 1910, pag. 420.

Dalmatiens und Montenegros. Ob die von A. Philippson in einem roten Kalk der Insel Chios aufgefundenen, einfach suturierten Monophylliten und ein fragmentärer *Ceratites* gleichfalls hierher gehören, muß noch dahingestellt bleiben.

Der eigentliche Fundort der *Trinodosus*-Kalke beim Asklepieion liegt, wie gesagt, am Ostabhang des Hügels Theokafta (Fig. 15), weiterhin findet sich noch ein kleiner Aufschluß von roten Kalken anisischen

Fig. 16.



Coelocentrus heros Koken aus den roten *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) in der Argolis.

Alters an der Straße Asklepieion—Lygurio, etwas westlich von ΣT. 28. Hier erhielt ich vorderhand nur einen *Arcestes* (*Proarcestes*) *extralabiatus Mojs.* (Textfigur 17.)

Auf **Buchensteiner Alter** deuten in gleicher roter Kalkfazies *Hungarites* (*Iudicarites*), *Mojsisovicsi Roth* (Taf. XX [III], Fig. 5), *Hungarites* (*Iudicarites*) *arietiformis Hauer*, *Hungarites* (*Iudicarites*) *costosus*

Fig. 17.



Arcestes (*Proarcestes*) *extralabiatus Mojs.* aus den roten anisischen Kalken an der Straße Asklepieion—Lygurio, etwas westlich von ΣT. 28.

Mojs. (*F.*), sowie einige bezeichnende Bulogarten, zum Beispiel *Proteites decrescens Hauer*, *Ptychites pusillus Hauer* und *var. evoluta Renz*, *Ptychites angustoumbilicatus Boeckh*, *Ptychites seroplicatus Hauer* (*F.*) *Acrochordiceras enode Hauer*, *Procladiscites Griesbachi Mojs.* (Taf. XVIII [I], Fig. 3), *Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz* usw.

Die Hungariten sind aus den Kalken mit *Protrachyceras Reitzi* vom Plattensee in Ungarn bekannt; die übrigen Arten kommen in

erster Linie in den Bulogkalken vor, *Procladiscites Griesbachi* allerdings auch in den Wengener-Kalken des Monte Clapsavon. Der *Sageceras* geht in einer nur wenig unterscheidbaren Mutation von den *Trinodosus*- bis in die *Aonoides*-Schichten hinauf.

Ferner sind in den roten, manganhaltigen Kalken am Ostabhang des Theokafta, wie schon erwähnt, auch **Wengener-Äquivalente** enthalten und durch das bereits von mir im Gelände bestimmte Leitfossil der Wengener-Schichten, *Daonella Lommeli Wissm.*, erwiesen.

Den weiteren Altersbeweis liefern zahlreiche, bezeichnende Wengener-Cephalopoden; ich bestimmte unter anderem:

Monophyllites Wengensis Klipst. var. argolica Renz
„ *Wengensis Klipst.* (Taf. XVIII [I], Fig. 1)
Anolcites doleriticus Mojs. var. Antigonae Renz
Trachyceras (Protrachyceras) Archelaus Laube
Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz (Taf. XVIII [I], Fig. 2)
Gymnites Ecki Mojs. (Taf. XX [III], Fig. 1 u. 1 *a*)
„ *Humboldti Mojs.*
„ *Raphaelis Zojae Tommasi (Japonites)* (Taf. XX [III], Fig. 3)
Sturia Sansovinii Mojs.
„ *semiarata Mojs.*
„ *forojulensis Mojs. var. crassa Renz*
„ *forojulensis Mojs.*
Arcestes (Proarcestes) esinensis Mojs.
(Proarcestes) cf. Boeckhi Mojs.
(Proarcestes) Reyeri Mojs. var. Ombonii Tom. emend. Renz
Megaphyllites crassus Hauer (Phyllocladiscites) emend. Renz
„ *macilentus Hauer (Phyllocladiscites) emend. Renz*
Syringoceras granulosostriatum Klipst.
Orthoceras politum Klipst.
„ *campanile Mojs.*
Atractites Boeckhi Stürz. u. a. m.

Zu erwähnen sind ferner noch *Posidonia Wengensis Wissm.*, *Pecten discites Schloth.* und *Pecten concentricestriatus Hoern.*

Die mit einem tiefschwarzen, starken Manganüberzug versehenen Wengener-Ammoniten zeigen mit die beste Erhaltung unter meinen beim Hieron von Epidauros aufgesammelten Cephalopoden, so daß ich, wie schon erwähnt, bereits bei der Entdeckung des Fundortes mehrere der stratigraphisch wichtigsten Arten im Felde mit Hilfe des mitgeführten Tafelmaterials bestimmen konnte (vergl. pag. 525).

Die roten Wengener-Kalke der Argolis reihen sich den Clapsavonkalken (Friaul), den *Tridentinus*-Schichten Ungarns, sowie den gleichalten Bildungen von Pareu-Kailor (Bukowina) an.

Mehrere der hier zitierten Arten finden sich auch in den ladinischen Schichten der Dobrudscha, sowie in den Wengener-Bildungen von Montenegro.

Das Niveau des *Trachyceras Aon* oder die unteren **Cassianer-Schichten** werden nur durch einige, wenige Typen bezeichnet, nämlich durch:

Trachyceras Aon Münster (F.)
Monophyllites Wengensis Klipst. mut. Aonis. Mojs. emend. Renz
Cladiscites striatulus Mojs. (F.)

Dieselben wurden lose auf den Äckern, in der Nähe der anstehenden *Aonoides*-Kalke aufgesammelt.

Cassianer-Schichten in roter Hallstätterkalkfazies werden nur noch von Pozoritta in der Bukowina angegeben.

Die jüngste Partie der roten, manganhaltigen Kalke am Ostabhang des Theokafta gehört dem **unterkarnischen Horizont** an.

Die roten, unterkarnischen Kalke stehen etwas nördlich von dem Vorkommen der älteren Arten bei einem Hirtenlager an (Fig. 18) und werden durch ihre drei Leitfossile, *Lobites ellipticus Hauer* (Taf. XXII [V], Fig. 1), *Trachyceras austriacum Mojs.* und *Trachyceras aonoides Mojs.*, in ihrer Gesamtheit erwiesen.

Die Trachyceren fehlen an dem anderen unterkarnischen Fundort der Argolis, bei Hagios Andreas, während ich den dort häufigen *Lobites ellipticus Hauer* beim Asklepieion nur in einem einzigen Exemplar bestimmen konnte. (Taf. XXII, Fig. 1.)

Aus demselben, meist manganhaltigen Gestein beim genannten Hirtenlager wurden noch weitere Arten erhalten, von denen ich eine Reihe der wichtigsten auch hier nennen möchte:

Atractites argivus Renz
„ *ausseeanus Mojs.*
Orthoceras dubium Hauer
Orestites Frechi Renz
Monophyllites Simonyi Hauer (Taf. XIX [II], Fig. 6)
Sageceras Haidingeri Hauer
Trachyceras orientale Mojs. (Eremites)
„ *Patroclus Mojs.*
„ *Hecubae Mojs. (F.)*
„ *furcatum Münster (Protrachyceras) (F.)*
Sirenites Junonis Mojs. (F.)
Sphingites aberrans Mojs. (F.)
Megaphyllites Jarbas Münster (F.)
Arcestes Gaytani Klipst. (Proarcestes) (F.)
„ *bicarinatus Münster (Proarcestes)*
Joannites diffissus Hauer (F.)
diffissus Hauer var. subdiffissa Mojs. emend. Renz

und die auch bei Hag. Andreas auftretenden, weiteren Arcesten und Joanniten.

Die unterkarnischen Kalke von Hagios Andreas und vom Asklepieion schließen sich daher in faunistischer, die letzteren auch in fazieller Hinsicht den gleichalten Hallstätter-Vorkommen (Feuer-

kegel des Röthelsteins und Raschberg) an, obwohl sie natürlich, was Mannigfaltigkeit der Arten anlangt, nicht mit den alpinen Faunen konkurrieren können.

Die Hallstätterkalklinsen der Ostalpen werden jedoch von hellen Plattenkalken umschlossen, während die roten Kalke am Ostabhang des Theokafta beim Asklepieion mit roten Hornsteinen in Verbindung stehen.

Was die Gesamtfauna der beiden argolischen Vorkommen (Hagios Andreas und Hieron von Epidauros

Fig. 18.



Rote *Aonoides*-Kalke des Asklepieions, beim Hirtenlager am Ostabhang des Theokafta.

(Photographie von H. Renz.)

[Asklepieion]) anlangt, so ist die Zahl der neu aufgefundenen Spezies und Varietäten nicht größer, als man sie an einem neu entdeckten alpinen Fundort zu erwarten berechtigt wäre. Die neuen Arten und Varietäten schließen sich fast ausnahmslos an bekannte alpine Typen an und deuten auf einen unmittelbaren Zusammenhang der Meere hin.

Diese außerordentliche Gleichförmigkeit und Übereinstimmung mit den alpinen Vorkommen, die übrigens auch beim griechischen Lias und Dogger wiederkehrt, ist angesichts der weiten Ent-

fernung der griechischen und alpinen Fundorte voneinander besonders bemerkenswert.

Ein Blick auf die bisher gegebenen Fossillisten zeigt ferner, daß die Triasfaunen der Argolis rein alpin entwickelt sind.

Gegenüber der erdrückenden Masse der alpinen Typen treten die wenigen Lokalarten und auf den Osten (Propontis *[Sturia Mohamedi Toula]*, Himalaya), beziehungsweise die Dobrudscha weisenden Faunenelemente vollständig zurück.

Ich habe die Petrefaktenlinsen bei Hagios Andreas und beim Asklepieion mit derselben Gründlichkeit ausgebeutet, wie es bei den Hallstätter Vorkommen üblich ist. Trotz mehrerer, der Gewinnung der Fossilien entgegentretender, innerer und äußerer Schwierigkeiten habe ich ein Material von weit über tausend Stücken in Händen gehabt.

Die Vergleiche mit den Alpen basieren also auf einem Material, das mutatis mutandis dem der bekannten klassischen Vorkommen nicht nachsteht.

Ferner geht aus der obigen Aufstellung hervor, daß eine größere Anzahl älterer Typen in höhere Horizonte hinaufsteigt und sich umgekehrt auch manche, sonst aus höheren Niveaus bekannte Arten hier schon früher einstellen.

Die vertikale Verteilung der einzelnen Gattungen und Arten folgt demnach nicht stets den geometrischen Regeln, die man auf Grundlage der bisherigen, doch immer noch verhältnismäßig beschränkten Kenntnisse annehmen zu müssen glaubte.

Die bisher einzig dastehende Kontinuität der Ammoneen-Entwicklung in der Argolis, bei einer sich von den *Trinodosus*- bis zu den *Aonoides*-Schichten gleichbleibenden Fazies begünstigt jedoch anderseits auch wieder die vertikale Ausbreitung der Arten.

Diese kontinuierliche Folge der Ammoneenzonen ist jedenfalls angesichts der Lückenhaftigkeit der alpinen Entwicklung besonders wichtig.

Die formenreiche argolische Ammonitenwelt umfaßt, um es nochmals zu wiederholen, die *Trinodosus*-Schichten, die gesamten ladinischen Niveaus und die *Aonoides*-Schichten. Irgendwelche Anzeichen für das Vorhandensein der Fauna des *Tropites subbullatus* haben sich bis jetzt nicht ergeben.

In paläontologischer Hinsicht gibt meine in der Palaeontographica erschienene Monographie der Trias-Faunen Griechenlands einen Überblick über die gesamte Cephalopodenfauna der Argolis. (Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Teil. Palaeontographica Bd. LVIII, pag. 1 ff.)

Der Untergrund des Asklepieiontales besteht, wie bereits erwähnt, aus den von Attika und Hydra bekannten Quarzkeratophyren und grünen keratophyrischen Tuffen, die den devonischen Lennekeratophyren Westfalens und den sie begleitenden Tuffen vollständig entsprechen und auch in Griechenland dem Devon angehören dürften. Sie sind jedenfalls älter, als die in Attika auftretenden Quarzkonglomerate, die ihrerseits wieder am Parnes von Schiefern und Grauwacken mit Fusulinenkalken überlagert werden (vergl. oben).

Irgendwelche Beweise für das Alter der Quarzkeratophyre und Keratophyrtuffe konnte ich bis jetzt in der Argolis nicht erbringen;

ich habe diese Frage aber vorerst ebensowenig studieren können[1]), wie die Beziehungen zwischen den Keratophyren und den Diabasen, die J. Deprat[2]) beim Theater des Asklepieions angibt.

Jenseits der Wasserscheide zwischen Asklepieiontal und dem nach Alt-Epidauros hinunterziehenden Tal habe ich in dessen oberen Teil ebenfalls Diabas aufgefunden.

J. Deprat vergleicht, wie bereits angegeben, den Diabas des Asklepieions mit den Ophiten der Pyrennäen, es bleibt jedenfalls vorderhand unentschieden, ob Diabase und Keratophyre im Asklepieiontal derselben Eruptionsperiode angehören.

Ich erwähnte bereits oben, daß die beiden Gesteine nach meiner bis jetzt gewonnenen Ansicht nicht das gleiche Eruptionsniveau einnehmen dürften, da die Diabase nach J. Deprat (l. c. pag. 248, Fig. 2) beim Theater des Asklepieions Lagergänge in den dortigen Marmorkalken bilden, die ich vorerst einmal für Trias halte.

J. Deprat gibt denselben Diabas von Troezen (Damala) an, während ich ein weiteres Vorkommen von plagioklasreichem Diabas unten im Tal von Potami und von grünem Keratophyrtuff nördlich unterhalb Adami antraf.

Zwischen Asklepieiontal und Bedenital sind hornsteinreiche, plattige Kalke und größere Komplexe von Hornsteinen vorherrschend.

Die Hornsteinplatten führen lokal Halobien und Daonellen und dürften hier oberkarnisch-unternorische Äquivalente repräsentieren. Faziell gleiche Halobien- und Daonellenschichten sind nach meinen Untersuchungen, sowohl auf der Insel Hydra (pag. 474, 478, 482 und 487), sowie auch in der westgriechischen Trias weit verbreitet.

In Westgriechenland habe ich schon vor längerer Zeit nachgewiesen, daß sich dieselben Halobien- und Daonellenschichten scheinbar ohne Unterbrechung vom Süden Messeniens über die Ithome, die Berge von Andritsaena, das Olonos- und Voidiasgebirge bis zum Golf von Patras erstrecken und sich jenseits desselben über die Ätolischen Kalkalpen und den Tsumerka bis zur nördlichen Landesgrenze fortsetzen, wo sie bei Dawitziana nach Türkisch-Epirus hinüberstreichen (vergl. unten).

Den Abschluß der Trias nach oben bilden auch südlich der Furche von Lygurio die hellen Dachsteinkalke[3]), die in gleicher Entwicklung noch in den Lias hinaufzugehen scheinen.

Vom Koljakital ab nach Südosten zu übernehmen diese Kalke wieder in der Hauptsache den Aufbau des Gebirges und über ihnen lagern dann bei Apano-Phanari und am Ortholithi oberliassische und höhere jurassische Bildungen.

---

[1]) Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralbl. f. Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 79. — Carl Renz, Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Zentralbl. f. Min. etc. 1910, Nr. 13, pag. 418.

[2]) J. Deprat, Note sur une diabase ophitique d'Epidaure. Bull. soc. géol. France 1904 (4), Bd. IV, pag. 247.

[3]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 224 und Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 388.

3. Oberer Lias von Phanári in der Argolis.

Die wichtigsten Aufschlüsse des fossilführenden **oberen Lias** der Argolis befinden sich in der Umgebung des Dorfes Apano-Phanari.

Westlich von Apano-Phanari ist eine weite Hochmulde eingesenkt, die ihren Abfluß in der nach Karatzá hinunterziehenden Talschlucht hat. In ihrem westlichen Teil liegt die kleine Kapelle Hagios Georgios, und wenig nördlich hiervon stehen die roten, oberliassischen, tonigen Knollenkalke und kalkigen Mergel an, die sich am ganzen Nordrand der Hochfläche entlang ziehen bis Ano-Phanari.

Dieselben roten, tonigen und knolligen Kalke setzen sich dann südlich von Apano-Phanari weiter fort, sowohl am Wege nach Kato-Phanari, als auch in der Richtung gegen Karatzá.

Ein weiterer Aufschluß befindet sich zwischen Hagios Georgios und Koljaki. Diese charakteristischen Ablagerungen lieferten nach meinen Bestimmungen bis jetzt die folgenden Arten:

Hildoceras bifrons Brug.
„ *Levisoni Simpson*
„ *serpentinum Rein.*
„ *Mercati Hauer*
„ *quadratum Haug*
Harpoceras subplanatum Oppel
Coeloceras Desplacei Orb.
„ *crassum Phil. mut. mutabile-costata Prinz*
Phylloceras Nilssoni Hébert
„ *heterophyllum Sow.*
Lytoceras forojuliense Meneghini.
„ *cf. cornucopia Young* und *Bird.*

Das sind fast durchweg Formen, die ich auch aus dem Oberlias von Leukas, Korfu, Ithaka, Kephallenia, Kalamos, Epirus und Akarnanien bestimmt habe[1]).

[1]) Carl Renz, Neue Beiträge zur Geologie der Insel Korfu. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1903, Bd. LV, pag. 26. — Carl Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 257. — Carl Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Zentralbl. f. Min. etc. 1905, Nr. 9, pag. 259. — Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 213. — Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Compt. rend. X. Congrès geol. Internat. Mexiko 1906, pag. 197. — Carl Renz, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. de l'Acad. des sciences. Paris 1906, Bd. 143, pag. 708. — Carl Renz, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, Bd. LVI, pag. 745. — Carl. Renz, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, pag. 77. — Carl Renz, Sur les Ammonites toarciennes de l'Epire intérieure. Bull. soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 136. — Carl Renz, Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. Bull. soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 384. — Carl Renz, Existence du Lias et du Dogger dans l'île de Céphalonie. Bull. soc. géol. France 1908 (4), Bd. VIII, pag. 78. — Carl Renz, Oberer und mittlerer Dogger auf Korfu und in

Eine Ausnahme hierin macht allein *Lytoceras forojuliense Meneghini*, der bisher in den äquivalenten Sedimenten des Westens noch nicht angetroffen wurde. Die letztere Art wird sonst nur aus dem Oberlias der Lombardei und des Bakony angegeben.

Im allgemeinen ist bei den Ammonitenfaunen des griechischen Lias, wie bei denen der argolischen Hallstätter Kalke, die außerordentliche Gleichförmigkeit und das höchst seltene Vorkommen bezeichnender Lokalarten bemerkenswert.

Zu den häufigsten Arten des argolischen Oberlias gehört *Hildoceras bifrons Brug.*, der auch in den oberliassischen Faunen des westlichen Hellas den höchsten Prozentsatz aufweist. Zahlreich sind ferner *Harpoceras subplanatum Oppel* und die Phylloceren, besonders *Phylloceras Nilssoni Hébert*; seltener dagegen die Lytoceren, sowie *Hildoceras Levisoni Simpson* und *Hildoceras quadratum Haug.* Nur vereinzelt kommen die Coeloceren, *Hildoceras Mercati Hauer* und *Hildoceras serpentinum Rein.*, vor, während der im westgriechischen Oberlias so verbreitete *Hildoceras comense Buch* in meinen argolischen Aufsammlungen überhaupt nicht vertreten ist.

Meine paläontologische Bearbeitung der oberliassischen Fauna der Argolis ist in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. erschienen. (Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, Bd. LXI, pag. 202—229.)

Ebenso wie die faunistische, ist auch die fazielle Ähnlichkeit zwischen dem Oberlias im Osten und Westen des Landes hervorzuheben.

Auch in Epirus, Akarnanien und auf den Ionischen Inseln sind die roten, tonigen Knollenkalke und kalkigen Mergel das vorherrschende Sediment im Oberlias.

Die oberliassischen, tonigen Kalke und Mergel, die im Hochtal der Hagios Georgios-Kapelle im allgemeinen nach SSO zu einfallen, werden nach oben zu mehr kalkig, sind dünngeschichtet und zeigen eine brecciöse Struktur. In den höheren Partien stellen sich auch graue Kalkbänke mit Hornsteinknollen ein.

Über diesen Schichten, die jedenfalls schon dem Dogger angehören, erfüllen dann Schiefer, zum Teil als rote Kalkschiefer ausgebildet, und Hornsteine mit Serpentin die Mulde westlich von Apano-Phanari.

Die Kapelle Hagios Georgios selbst steht auf Serpentin. Es sei hierbei nochmals daran erinnert, daß die bei Nauplion entdeckten Kimmeridgefossilien in einem Serpentinkonglomerat vorkommen.

Die über dem Oberlias folgenden Partien der Schichtenfolge haben in der Umgebung von Apano-Phanari bis jetzt noch keine Versteinerungen geliefert.

Entsprechend der im westlichen Griechenland meist vorhandenen, größeren Kontinuität der Fossilführung ist dort auch die Einzel-

---

Epirus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1908, Bd. LX, Monatsber. Nr. 5, pag. 124. — Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands. Habilitationsschrift. Breslau 1909. — Carl Renz, Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Trias et le Jurassique en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909 (4), Bd. IX.

gliederung schon weiter gediehen und an manchen Punkten vom Mittellias bis zur Bathstufe durchgeführt (vergl. unten), während in der Argolis der paläontologische Nachweis vorerst auf den Oberlias beschränkt bleibt.

Das Liegende der roten, tonigen Knollenkalke und Mergel, die *Hildoceras bifrons* und andere typische Arten des Oberlias führen, wird von hellen Kalken gebildet, die im Aussehen mit den entsprechenden Kalken im Westen des Landes (Epirus, Korfu, Leukas, Akarnanien usw.) und auch mit den argolischen Dachsteinkalken übereinstimmen.

Es liegt daher die Vermutung nahe, daß die Dachsteinkalke in gleicher Entwicklung bis zum mittleren Lias hinaufgehen.

Dabei ist allerdings die Einschränkung zu machen, daß ich den Kontakt zwischen dem Oberlias und den älteren Kalken noch nicht hinreichend klar aufgeschlossen gefunden habe. Trotz der anscheinend konkordanten Lagerung könnte also hier zwischen Dachsteinkalk und Lias immerhin noch eine Lücke vorhanden sein. Irgendwelche Anzeichen für das Vorkommen der westgriechischen *Aspasia*-Fauna konnten in der Argolis bis jetzt nicht ermittelt werden.

Weiterhin bei Dydima herrschen gleichfalls Kalke vom Habitus der sonstigen argolischen Dachsteinkalke, während am Südabsturz des Ortholithi auch nochmals Oberlias vorkommt.

Vermutlich durch eine Verwerfungslinie hiervon getrennt, wird der östliche Zipfel der Argolis von Schiefergesteinen erfüllt, die in der Schichtentabelle Philippsons noch über seinen „Kalken von Phanari" angesetzt werden („Schieferformation des Aderesgebirges").

An den wenigen Punkten, wo ich diese Gesteine bis jetzt gesehen habe, erinnerten sie mich lebhaft an die oberkarbonischen Schiefer Attikas, deren Alter ich erst jüngst durch Fossilfunde (Fusulinen, Schwagerinen, Korallen [*Lonsdaleia* und *Cyathophyllum*] und *Paralegoceras* (*Pericleites*) *atticum Renz*) festgestellt habe, sowie an die wohl gleichfalls karbonischen Schiefer und Grauwacken von Amorgos.

Nachdem ich nun neuerdings auch auf Hydra Karbon mit ähnlichen Schiefern, Fusulinenkalken, Schwagerinenkalken und Brachiopodenkalken (*Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.*, *Productus semireticulatus Mart.*, *Spirifer spec.*, *Orthothetes crenistria Phill.* etc.), sowie der Dyas angehörige Lyttonienkalke (*Lyttonia Richthofeni Kayser* und *Oldhamina decipiens Kon.*) gefunden habe, ist es naheliegend, auch auf der benachbarten argolischen Halbinsel Karbon und Dyas zu erwarten.

Anderseits kommen aber auch auf der Insel Dokos, die in dem grabenartigen Einbruch zwischen dem aus Trias, Dyas und Karbon bestehenden Hydra und dem argolischen Festland aus den Fluten des hermionischen Golfs emportaucht, Schiefergesteine vor, die mit typischen Rudistenkalken in Verbindung stehen.

Die petrographische Ähnlichkeit zwischen den karbonischen Schiefern und den Kreideschiefern Ostgriechenlands ist mir auch schon in Attika und im östlichen Othrys aufgefallen und hat die früheren Autoren wohl hauptsächlich dazu verleitet, die beiden im Alter so weit auseinanderstehenden Schichtengruppen zusammenzuziehen.

Immerhin dürfte auch die Einheitlichkeit der „Schieferformation des Aderesgebirges“ nicht aufrechtzuerhalten sein.

Da das Alter der Keratophyre und keratophyrischen Tuffe gleichfalls noch nicht hinreichend gesichert ist, beginnt die sicher nachweisbare Sedimentreihe in der Argolis mit den *Trinodosus*-Kalken.

Von hier ab ist die Schichtenfolge bis zum Dogger im großen und ganzen geklärt.

Die älteren Gesteine der Argolis und der Insel Hydra beteiligen sich, wie die Hauptmasse der unveränderten Ablagerungen von Attika, Euboea[1]) und Amorgos, an einem Sedimentgürtel, der sich um das kykladische Zentralmassiv herumschlingt und jenseits in den Inseln der kleinasiatischen Seite fortsetzt.

Eine ältere Faltung, auf welche die Entstehung der argolischen Mittelgebirge zurückgeführt werden kann, ist in hohem Grade wahrscheinlich, aber noch nicht nachgewiesen. Ebensowenig habe ich in der Argolis bis jetzt Andeutungen jener alten Bruchbildung gefunden, die auf Amorgos in dem Grabenbruch von Kryoneri sehr deutlich in Erscheinung tritt (vergl. pag. 502—504 und Textfigur 11).

Dagegen beruht der Grundzug der heutigen Landschaftsformen, sowohl an der mannigfach gegliederten Küste mit ihren Inseln und Halbinseln, wie in dem gebirgigen Innern auf den tektonischen Bewegungen des Tertiärs und den Brüchen und Sprüngen, beziehungsweise dem Vulkanismus (Methana) der neogenen bis quartären Dislokationsperiode.

Anhang.

1. Beiträge zur Kenntnis der sedimentären Randzonen des Olympmassivs.

a) Exkursionen im Othrys.

Nachdem ich in den unveränderten Sedimenten Attikas, die früher als Kreide gedeutet worden waren, Karbon festgestellt und ein kretazisches Alter der metamorphischen Bildungen dieser Landschaft widerlegt hatte, hielt ich es für angebracht, auch die Beziehungen zwischen den normal entwickelten und metamorphischen Gesteinen des östlichen Othrys zu untersuchen, wo nach M. Neumayr der Übergang von kretazischen Schichten in das kristalline Stadium besonders deutlich ausgeprägt sein sollte.

Zu diesem Zwecke unternahm ich im Herbst 1909 folgende Exkursionen:

Lamia — Limogardi—Longitsi—Neraïda—Triapotamia—Galonero — Xyrovrysi—Hagia Marina—Giusi Gipfel—Vrysuli—Hagios Joannis—Gavrini—Surpi.

---

[1]) Ich kenne Euboea nur von der Vorüberfahrt längs der Westküste, auf der Seereise von Volo nach Piräus und muß mich daher mit dem einfachen Hinweis auf die Arbeiten früherer Autoren (F. Teller u. J. Deprat) begnügen (siehe das Literaturverzeichnis am Schlusse der Gesamt-Abhandlung).

Abgesehen von einigen älteren Forschern, wie Fiedler, sind M. Neumayr[1]), A. Philippson[2]) und V. Hilber[3]) vor mir im Othrys gereist, ich kann mich daher im Hinblick auf die Routenbeschreibungen dieser Autoren im allgemeinen kurz fassen und verweise auf ihre diesbezüglichen Publikationen.

Von Lamia nach Longitsi.

Die von Lamia nach Stylis führende Straße tritt bei Megalovrysis an hellgraue, dichte Rudistenkalke heran. Kurz nach Megalovrysis zweigt der Pfad von der Hauptstraße ab und führt in dem unter dem Rudistenkalk hervortretenden roten Hornstein und Serpentin an dem Gehänge des Gebirges aufwärts bis zur Quelle Palaeokastron, wo flyschartige Gesteine anstehen.

Kurz vorher hat man nochmals eine Scholle von Rudistenkalk zu passieren, ebenso aufwärts bis zu einer Häusergruppe auf der Höhe.

Von hier geht es in einer weiten Mulde abwärts bis zur Quelle von Limogardi, und zwar anfangs noch in Rudistenkalk und dann in dem darunter hervortretenden, roten Hornstein, beziehungsweise in rosa gefärbten Plattenkalken oder Serpentin.

Auf der Höhe zwischen Dorf und Bergwerk lagert anscheinend diskordant über dem Hornsteinkomplex eine Scholle von tonigem, graugelbem, knolligem Hippuritenkalk mit sehr großen, gut erhaltenen Hippuriten.

Das Bergwerk selbst liegt wieder in der Hornsteinformation, die hier Malachit und Kupferkies enthält.

Vom Bergwerk weiter tritt man wieder auf den darüberliegenden Hippuritenkalk über, der hier in seiner tieferen, tonigen und knolligen Grenzzone sehr große und vollständige Schalen enthält.

Über eine öde, aus Rudistenkalk bestehende Hochfläche geht es nun weiter bis an den Hang vor Longitsi, wo an der Grenze zwischen Rudistenkalk und der darunterliegenden, roten Hornsteinschiefergruppe die Quelle des Dorfes entspringt.

In der gelben, tonigen Grenzzone finden sich auch hier wieder die großen Hippuriten. Unterhalb Longitsi wurde ein W—O-Streichen der steil gestellten, bunten Schiefer beobachtet.

Unter den Rudisten dieser Grenzzone wären u. a. zu nennen: *Hippurites cornu-vaccinum Goldf.*, *Hippurites Gosaviensis Douv.*, *Hippurites giganteus Douv.*, *Hippurites variabilis Mun.-Chal.*, *Sphaerulites Desmoulensi Bayl.*, *Radiolites hellenicus Mun.-Chal.*

---

[1]) M. Neumayr, Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenlands. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XL (1880), pag. 96.

[2]) A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1895, Bd. XXX, pag. 162.

[3]) V. Hilber, Geologische Reisen in Nordgriechenland und Türkisch-Epirus. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl) 1896, Bd. CV, pag. 501, bezw. 501. — Ferner Geologische Reise in Nordgriechenland und Makedonien. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1901, Bd. CX, pag. 171.

Von Longitsi zum Zeltlager bei Galonero.

Von Longitsi geht es längs der Grenze zwischen Hippuritenkalk und Hornsteinfazies abwärts.

In der tonigen Grenzzone treten wieder die großen Hippuriten auf.

Bis Neraïda, wohin der Weg mehrere Täler und Bergrippen zu überschreiten hat, sowie von da bis Triapotamia und Galonero herrschen ausschließlich die Gesteine des unter dem Hippuritenkalk liegenden Schiefer-Hornsteinkomplexes.

Am verbreitetsten sind die roten Hornsteine und Schiefer, häufig auch die damit vorkommenden Eruptivgesteine, wie Serpentin und Diabas.

Oberhalb Neraïda ist auch der eingelagerte plattige Kalk etwas mehr entwickelt.

Galonero (Hirtenlager) liegt in rotem Schiefer und Hornstein, am Fuße des hohen Kalkkammes Gerakovuni, der im Giusi gipfelt.

Zwischen Kalk und Schieferhornsteinkomplex geht hier augenscheinlich eine Verwerfung hindurch. Beim Aufstieg zum Kamm des Gerakovuni gelangt man über Kalkbreccien in plattige, graue, vielfach weißgeäderte Kalke mit Hornsteinschnüren, und weiter in graue, massige Kalke mit spärlichen Korallen, die mich lebhaft an die Kalke des Parnaßplateaus erinnerten. In einem Handstück glaube ich, auch den Durchschnitt einer Megalodontenschale erkennen zu können.

Da ich am Giusi in den oberkretazischen, transgredierenden Konglomeraten aufgearbeitete Triaskorallen, wie *Phyllocoenia decussata Reuss, Phyllocoenia grandissima Frech, Thamnastraea rectilamellosa Winkl.* aufgesammelt habe (vergl. auch weiter unten pag. 540), kann wohl mit gutem Grund angenommen werden, daß sich im Schoße des seinem stratigraphischen Umfange nach noch nicht fixierten Schiefer-Hornsteinkomplexes auch obertriadische Kalke finden. Es sei hierbei noch daran erinnert, daß V. Hilber im westlichen Othrys Gesteine angetroffen hat[1]), die in petrographischer Hinsicht vollkommen mit der südalpinen Pietra verde übereinstimmen, ebenso dürften auch die Diabase, in Analogie mit den Diabasen der Argolis, triadisch sein.

Der plattige Hornsteinkalk am Westabfall des Gerakovuni streicht etwa N 40 W und fällt NO (obs.).

Vom Lager Galonero bis zum Lager im Südosten des Giusi und Besteigung dieses Gipfels.

Von Galonero bis zur Quelle Xyrovrysi steht entlang der Westfront des Gebirgskammes meist derselbe graue Plattenkalk an (obs. Streichen an der Quelle Xyrovrysi N 45 W; Fallen 40 NO).

Weiterhin gegen Hagia Marina zu betritt man Konglomerate aus rotem Hornstein, Serpentin und grauem Kalk mit zwischengelagerten, flyschartigen, graugrünen Sandsteinen und sandigen Schiefern.

Diese Schichten führen im Norden der Kapelle Hagia Marina massenhaft Rudisten, darunter große Hippuriten und streichen N 30 W, Fallen 40° nach SW (obs.).

---

[1]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1896, Bd. CV, pag. 507.

Bei Hagia Marina sind die hier entgegengesetzt fallenden Konglomerate ebenfalls gut aufgeschlossen, besonders auch im Süden und Südwesten der Kapelle.

Über den, somit einen Sattel bildenden, Konglomeraten lagern südlich und südwestlich von Hagia Marina die gewöhnlichen grauen, massigen Hippuritenkalke, die als schroffe Mauer im Terrain hervortreten. Von Hagia Marina aufwärts zum Giusigipfel führt der Weg anfangs längs der Grenze der Hippuritenkalke und der darunterliegenden Konglomerate, beziehungsweise sandigen Gesteine.

Weiter aufwärts wechseln die tieferen Konglomerate mit darüberliegenden Lappen des höheren, grauen, verkarsteten Kalkes bis zu einer Lakka (Karstmulde) im Südosten des Giusigipfels, in der das Zeltlager aufgeschlagen wurde.

Beim Zeltlager streichen die grauen, gebankten Kalke N 30 W und Fallen 20° nach NO (obs.).

Vom Lager im Südosten des Hauptgipfels Giusi wurde die Besteigung dieses höchsten Punktes des Othrys ausgeführt.

Beim Aufstieg vom Lager zu dem hochgelegenen Joch zwischen dem Giusi und dem östlicher gelegenen Kamm Kokkali bleiben wir zunächst noch in dem grauen Kalk, der beim Lager ansteht und kommen dann etwas weiter oben in die bereits von Hagia Marina bekannten schiefrigen Gesteine und Konglomerate, die sich hier am Abhang des Kokkali durch eine besonders gute Entwicklung auszeichnen.

In dem wichtigen Profil unterhalb des Joches, das genau ostnordöstlich vom Giusigipfel liegt, folgen über gelben oder graugrünen flyschartigen Schiefern (obs. Streichen N 20 W, Fallen 15° nach Ost) gröbere, rote Konglomerate, die nach oben zu feiner und härter werden und zahlreiche Rudisten und Korallen führen.

Die Bestimmung der Korallen, die ich in Breslau gemeinschaftlich mit Herrn Prof. Frech, dem hervorragenden Kenner der alpinen Triaskorallen, ausführte, ergab die erstaunliche Tatsache, daß die roten Konglomerate hier zusammen mit den Hippuriten und anderen typischen Rudisten tadellos erhaltene, obertriadische Zlambachkorallen enthalten, wie

Thamnastraea rectilamellosa Winkl.
Phyllocoenia grandissima Frech
„ *decussata Reuss*
Spongiomorpha spec.

Auch im Gestein und in der Erhaltung kommt die außerordentliche Ähnlichkeit mit den alpinen Originalexemplaren zum Ausdruck.

Manche, der die Korallen enthaltenden Kalkbrocken sind indessen mit fest damit verkitteten Rudistenfragmenten verbunden, es kann also gar kein Zweifel obwalten, daß hier Triaskorallen vorliegen, die durch die sich überall geltend machende oberkretazische Transgression aufgearbeitet wurden.

Es sei hierzu bemerkt, daß unter den von Reuss aus den alpinen Gosauschichten beschriebenen Korallen von F. Frech einige Zlambachkorallen erkannt wurden.

Ob die Ursache der Mengung obertriadischer und oberkretazischer Arten in den Hallstätter Korallenfaunen auf eine Verwechslung der Fundorte oder auf ähnliche Verhältnisse, wie im Othrys zurückzuführen ist, vermag ich nicht zu entscheiden.

Die in den transgredierenden Kreideablagerungen liegenden, aufgearbeiteten Triaskorallen deuten auf eine dieser Transgression vorangegangene Dislokationsperiode hin. Die obertriadischen Korallenkalke dürften unter der Schieferhornsteingruppe liegen; oberhalb Galonero scheinen, wie gesagt, auch obertriadische Kalke mit Megalodonten anzustehen. Über den roten Konglomeraten folgen am Joch graue Rudistenkalke von dem gewöhnlichen Habitus. Diese grauen Rudistenkalke bilden auch den Kamm Kokkali, der nur um wenig niedriger ist, wie der Giusigipfel.

Letzterer besteht aus grauem, wildzerklüfteten Kalk, in dem in der Nähe des Kulminationspunktes (Signal der Landesvermessung) eine Doline eingesenkt ist. Auch etwas grünlicher Hornstein tritt hier oben hervor.

Unter dem grauen Gipfelkalk, der besonders in einer nach Süden herunterziehenden Mulde auch rötliche Nuancen annimmt, treten wenig rote Schiefer und Hornsteine hervor, während an der in geringer Entfernung unterhalb des Gipfels entspringenden Quelle Arwaniti wieder die roten, feinen Konglomerate auftreten.

In dem darüber liegenden, grauen Kalk sind unten rote Hornsteinlagen und Knollen eingeschaltet; etwas westlich der Quelle kommt auch massiger, roter Hornsteinfels vor.

In tieferem Niveau stehen hier schwarzgraue, schieferige Kalke an.

Zwischen der Quelle Arwaniti und dem schon öfters erwähnten Joch findet sich auch ein Aufschluß von Porphyrittuff.

Die oberhalb Galonero und an der Xyrovrysi auftretenden, grauen, plattigen Kalke mit Hornsteinschnüren erstrecken sich bis zum Südabhang des Giusi.

Vom Lager im Südosten des Giusi nach Gavrini und Surpi.

Unser Weg führt an der etwa 1 *km* östlich des Lagers gelegenen Quelle Kokkali vorüber im grauen Kalk durch eine Schlucht abwärts.

Am Ostausgang der Schlucht kommt unter dem Kalk der rote Hornstein hervor.

Von hier geht es ständig in Gesteinen der Schieferhornsteingruppe hinüber über die Wasserscheide zum Salamvrias und dann an der Nordseite des Berges Tsamandira entlang (oberhalb der Quelle Bombaka).

Von hier aus gesehen scheint der Kalk des Kokkali ununterbrochen bis zur Pyliora zu reichen, an deren Ostseite wieder die Schieferhornsteinformation hervortritt, die mit der des Tsamandira zusammenhängt.

Von hier steigen wir noch über ein zweites Joch, wo Serpentin ansteht, an der Ostseite des Salamvriastales hinab zum Dorfe Vrysuli.

Bis zu diesem Hirtendorfe bleibt der Weg in der Schieferhornsteinfazies.

Bei Vrysuli tritt man wieder in den höheren, grauen Hippuritenkalk über, der hier zahlreiche Rudistenfragmente enthält.

Im allgemeinen scheint der Rudistenkalk der Pyliora mit dem von Vrysuli ein Gewölbe zu bilden, in dessen Ostflügel der Salamvrias die tiefere Schieferhornsteinformation aufgeschnitten hat.

Von Vrysuli talabwärts steht eintönig grauer Rudistenkalk an.

Plötzlich weitet sich das Tal und unvermittelt gelangt man in groben Schutt von sehr alt aussehenden, glimmerreichen Grauwacken, Quarzkonglomeraten und Gneissbrocken, der scharf gegen die graue Hippuritenkalkwand abschneidet.

Bis Hagios Joannis führt der Weg weiter talabwärts, teils in dem Schutt dieser alten Gesteine, teils biegt er wieder in die Rudistenkalke und in die Gesteine der älteren Schieferhornsteingruppe ein bis nach Hagios Joannis, das an der Grenze zwischen Schiefer und Kalk liegt.

Der Weg von Hagios Joannis nach Gavrini überquert das östlich des Dorfes liegende, von Vrysuli herabkommende Tal und wendet sich nach Osten im Hippuritenkalk aufwärts hinüber zu einem Tälchen, das nach Nordosten zum Haupttal hinabzieht. In diesem Tälchen geht es noch ein Stück aufwärts.

Die Hippuritenkalke streichen hier (östlich von H. Joannis) N 30 W und Fallen 30° nach NO (obs.).

Kurz vor der Höhe (Wasserscheide) ist nun der Rudistenkalk durch eine auch im Gelände scharf ausgeprägte Verwerfung von den weiter östlich gelegenen, paläozoischen Gesteinen geschieden.

Die am Hange anstehenden Glimmerschiefer streichen N 40 O und Fallen steil nach SO (obs.), sind aber kurz darauf auch stark gestört und aufgerichtet.

Zwischen den Glimmerschiefern liegen auch weiße Quarzlagen.

Abwärts davon steht in einem Graben etwas weißer Dolomit an.

Auf dem weiteren Weg nach Gavrini fanden sich u. a. stark zersetzte Gneisse, quarzitische Glimmer- und Quarzitschiefer, ferner treten seidenglänzende, schwarze Schiefer und unveränderte, gelbliche Schiefer auf, die denen von Tholaria auf Amorgos auffallend gleichen.

Dann wendet sich der Weg über ein zweites Joch und senkt sich abwärts gegen Gavrini zuerst in gelben und schwarzen, teilweise blättrigen Tonschiefern.

Vor Gavrini treten auch eigenartige, hellgrüne, sehr harte, stark gepreßte und Zementreiche Arkosen-Sandsteine auf, die im Ravin östlich der Häuser Gavrini etwa 45° nach Westen zu fallen.

Auf den Äckern oberhalb der Quelle und der Häuser von Gavrini fanden sich nun zahlreiche Brocken von schwarzgrauem Kalkschiefer, dessen Verwitterungsflächen mit gut herauserodierten Fusulinen besät sind.

An der Quelle selbst steht weißer Dolomit an.

Unterhalb Gavrini kommt man zunächst wieder in den grünen Arkosen-Sandstein (obs. Streichen N 30 W, Fallen 40° nach SW) und etwas weiter, bei einer starken Quelle, in den auch bei der oberen Quelle anstehenden, weißen Dolomit.

Von dieser unteren Quelle reiten wir, meist ohne Pfad, ostwärts bis zu dem von Gardiki nach Surpi führenden Hauptweg, dem auch die Telegraphenleitung folgt.

Das Gelände ist mit niedrigem Eichenwald und Gestrüpp bewachsen und recht unübersichtlich.

Zuerst überqueren wir stark gefaltete, graugelbe Schiefer mit Quarzlagen (erst westlich fallend, dann östlich, dann wieder westlich; Streichen N—S), dann aber auch Gneisse und Glimmerschiefer. Die ersteren Gesteine sind in der Regel stark zersetzt.

Kurz nach der Einmündung in den Hauptweg Gardiki—Surpi, im Osten von Gavrini, stehen feinere, sowie dickere, schwarze Kalkschiefer an, die Fusulinen und vermutlich auch vereinzelte Schwagerinen enthalten.

Ich sammelte daraus ferner einen einzelnen Kelch von *Cyathophyllum*.

Die Fusulinenführenden Kalkschiefer streichen hier N 70 O und fallen 20° nach N (obs.). Darunter liegen Grauwacken.

Auf dem weiteren Weg bis Surpi folgen dann reine Glimmerschiefer, die mit weniger kristallinen Partien abwechseln, sowie auch Gneisse (Orthogneisse). Etwa halbwegs bis Surpi wurde west-östliches Streichen und Einfallen nach N (3 °) beobachtet.

Beim Ausgang des Tales zur Alluvialebene von Surpi steht in der gleichen Lagerung ein grünliches, glimmeriges Gestein an, die Gebirge im Osten von Surpi bestehen dagegen augenscheinlich aus lichtem Marmor.

b) Exkursionen auf der Insel Skiathos.

Die ersten geologischen Angaben über das der magnesischen Halbinsel benachbarte Skiathos finden sich bei Fiedler. Eine genauere Beschreibung gibt dann A. Philippson in seinem Werke „Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt“ [1]).

Ich selbst konnte der Insel leider nur zwei Tage widmen und auch diese kurze Zeit infolge der Ungunst der Witterung nur schlecht ausnützen. Während meines Aufenthaltes gingen fortgesetzt heftige Gewitterregen nieder, die so ziemlich jede genauere Beobachtung vereitelten.

So kann ich nur zu der Beschreibung A. Philippsons einige kurze Nachträge liefern.

Nach der geologischen Karte und den Aufnahmen von A. Philippson besteht das westliche, der magnesischen Halbinsel zunächst gelegene Drittel von Skiathos aus Glimmerschiefern und Gneissen, während der größere östliche Teil, der auch die höchsten Erhebungen der Insel trägt, aus metamorphischen Schiefern und gewöhnlichen Kreideschiefern zusammengesetzt erscheint.

---

[1]) A. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteil. Ergänz.-Heft Nr. 34 (1901), pag. 124.

Über dieser Schieferformation des östlichen Skiathos sind dann noch Fragmente einer höheren, gleichfalls zur Kreideformation gerechneten Kalkdecke erhalten.

Meine kurzen Untersuchungen ergaben, daß auf Skiathos die unveränderten Schiefer vollkommen den Schiefern in der näheren und weiteren Umgebung von Gavrini (im östlichen Othrys) gleichen und wohl ebenfalls als paläozoisch zu betrachten sind.

In den Schiefern bei Gavrini habe ich, wie oben angegeben, Oberkarbon mit Fusulinen und Korallen (*Cyatophyllum*) nachgewiesen.

Die bei dem angezogenen Vergleich in Betracht kommenden Schiefer dürften allerdings noch älter, vielleicht unterkarbonisch sein und besitzen auch große Ähnlichkeit mit den Schiefergesteinen von Amorgos.

Allerdings habe ich aber auf Skiathos bisher keine karbonischen Fossilien auffinden können. Die einzigen fossilen Reste, die in den Ablagerungen von Skiathos ermittelt werden konnten, sind die charakteristischen Schalenfragmente von Hippuriten und anderen Rudisten, die in einer im Nordwesten von Hagios Konstantinos gelegenen Rudistenkalkscholle vorkommen.

Da nun auch im Othrys, wie überhaupt im östlichen Griechenland, unter den Rudistenkalken schieferige Gesteine auftreten, die der mesozoischen Schiefer-Hornsteinformation angehören, so bleibt natürlich immer die Möglichkeit offen, daß manche der Schiefergesteine von Skiathos auch hierher zu stellen sind.

Die Hauptmasse der die höchste Erhebung der Insel bildenden Kalke hängt jedoch nicht mit den Rudistenkalken von Hagios Konstantinos zusammen und macht einen recht alten Eindruck.

Von Skiathos Stadt nach Hagios Ilias—Hagios Konstantinos—Hagios Antonios und zurück zur Stadt.

Auf dem Wege von der Stadt zur Kapelle und Quelle von Hagios Ilias stehen hauptsächlich gelbe und gelbgraue, vielfach blätterige Tonschiefer an, die mit den gleichartigen Gesteinen zwischen Hagios Joannis und Gavrini im Othrysgebirge, sowie mit denen von Tholaria und Katapola auf Amorgos eine weitgehende habituelle Übereinstimmung zeigen. Dazwischen finden sich auch schwarze, zum Teil glimmerige Schiefer und metamorphische Partien, so unterhalb Hagios Ilias auch Glimmerschiefer.

Manche dieser Gesteine erinnerten lebhaft an die Athener Schiefer.

Dieselben Bildungen finden sich ferner im Westen von Hagios Ilias, an einem Joch nordöstlich unterhalb der Kapelle Hagios Konstantinos, nämlich gelbliche Schiefer, und abwärts davon auch vollständig unveränderte, schwarze Tonschiefer.

Zwischen der Quelle von Hagios Ilias und dem ebengenannten Joch treten auch Grauwackengesteine auf. Oben am Joch notierte ich das Streichen mit N—S, das Fallen mit 20° nach Ost.

Im Nordwesten von Hagios Konstantinos steht nun der bereits erwähnte Hippuritenkalk an, der bis zum nördlichen Meer herabgeht.

Schon die typischen verkarsteten Oberflächenformen erinnern an die sonstigen griechischen Rudistenkalkvorkommen.

Der Altersbeweis wird durch zahlreiche, fest mit dem Gestein verwachsene Rudistenschalen geliefert.

Die kristallinen Gesteine, die die westliche Halbinsel einnehmen, werden durch eine scharf ausgeprägte Verwerfung von den Kreidekalken geschieden.

In gleicher Weise scheinen die Rudistenkalke auch von den Schiefergesteinen von Hagios Ilias getrennt zu sein.

Die Rudistenkalke dürften demnach ein eingebrochenes Fragment einer größeren, im Norden von Skiathos untergetauchten Kreidescholle sein.

Von Hagios Ilias aus wurde auch der höchste Gipfel der Insel bestiegen.

Oberhalb der Kapelle findet sich zunächst Glimmermarmor und dann bis Stavros die gewöhnlichen Schiefergesteine.

Der Glimmermarmor ist petrographisch dasselbe Gestein, wie es auch gegenüber von Volo ansteht.

Von Stavros bis zu der höchsten Erhebung folgt über den Schiefern wieder Glimmermarmor und darüber grauer, halbkristalliner Kalk.

Auch von hier oben gewahrt man, daß der nordwestlich von Hagios Konstantinos gelegene Hippuritenkalk eine Scholle für sich darstellt und nicht mit dem Hauptgebirgskalk zusammenhängt.

Auf dem Wege von Hagios Konstantinos bis Hagios Antonios steht zuerst etwas weißer Dolomit an (derselbe wie bei Hagios Antonios), dann weiter nach Süden auf der Kammhöhe grünliche, metamorphische Schiefer. (Fallen 50° nach Ost.)

Weiterhin betritt man schwarze, plattige Kalke, die mit gelbgrünen Schiefern wechseln.

Bei Hagios Antonios selbst und etwas abwärts gegen die Stadt zu finden sich weiße Dolomite

Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man dieselben mit den weißen Dolomiten von Gavrini vergleicht.

Im Süden von Hagios Antonios sind gelbliche und schwarze, vielfach blätterige, gewöhnliche Schiefer (Tonschiefer) verbreitet; ähnliche, meist ziemlich unveränderte Gesteine liegen auch zwischen Hagios Antonios und der Chora. (Fallen 50° nach Ost.)

Die südliche Halbinsel (Kolios) von Skiathos dürfte im wesentlichen jedoch aus kristallinen Gesteinen zusammengesetzt sein, wenigstens besteht die Ostküste südlich Taxiarchis aus Gneissen.

Zusammenfassung.

Das wichtigste Ergebnis dieser Exkursionen im Othrys und auf Skiathos war der Nachweis von oberkarbonischen Ablagerungen im östlichen Othrys. Es sind dies die normal entwickelten, Fusulinen und Korallen (*Cyathophyllum*) führenden, meist kalkigen Schiefergesteine in der Umgebung von Gavrini.

Die kretazischen und älteren mesozoischen Gesteine des hohen Othrys sind von den paläozoischen Bildungen dieses niedrigeren, östlichen Gebirgsabschnittes durch eine scharf ausgeprägte Verwerfung geschieden.

Es ist daher ausgeschlossen, daß die metamorphischen Gesteine des östlichen Otrys umgewandelte kretazische Sedimente darstellen. Die durch Dynamometamorphose in das kristalline Stadium übergeführten Bildungen müssen vielmehr aus paläozoischen Schichten hervorgegangen sein.

Die mesozoischen Ablagerungen des hohen Othrys bestehen aus den über die Schiefer-Hornsteinformation transgredierenden, oberkretazischen Rudistenkalken und den ebenfalls weite Flächen einnehmenden älteren Schiefer-Hornsteinbildungen mit ihren mannigfachen Eruptivgesteinen.

In den roten Konglomeraten, die an der Grenze zwischen der Schiefer-Hornsteingruppe und den Rudistenkalken auftreten, fanden sich am Giusi zusammen mit Hippuriten und anderen Rudisten auch wohlerhaltene, obertriadische Zlambachkorallen, wie *Phyllocoenia decussata Reuss*, *Phyllocoenia grandissima Frech*, *Thamnastraea rectilamellosa Winkl.*, die durch die eben erwähnte Transgression aufgearbeitet wurden und somit auf sekundärer Lagerstätte liegen.

Es kann hierbei, wie gesagt, keine Verwechslung beim Sammeln vorgekommen sein, denn die Kalkbrocken der Triaskorallen sind vielfach noch durch ein rotes Bindemittel mit Fragmenten von Rudistenschalen zusammengebacken.

Die genaue untere Grenze der Schiefer-Hornsteinformation des Othrys läßt sich ebensowenig angeben, wie ihr oberes Ende.

In der Argolis liegen ähnliche Bildungen über den roten, knolligen Ammonitenkalken des Oberlias und enthalten in höheren Serpentinkonglomeraten Kimmeridge-Fossilien.

Zwischen diese jurassische Schiefer-Hornsteingruppe und die tieferen, faziell gleichartigen Sedimente (Hornsteine und Plattenkalke mit Halobien und Daonellen) schieben sich in der Argolis Dachsteinkalke ein.

Eine ähnliche Entwicklung findet sich in der Ionischen Zone, während in der Olonos-Pindos-Zone die Schiefer-Hornsteinformation mit den karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten beginnt und vermutlich bis in die Kreide hinein anhält. Im Westen spielen indessen die Eruptivgesteine nur eine ganz untergeordnete Rolle, soweit sie überhaupt vorhanden sind.

Die obere Kante der Schiefer-Hornsteinformation, die übrigens in Attika die gleiche Ausbildung, wie im Othrys zeigt, konnte hier noch nirgends genau limitiert werden.

Jedenfalls finden sich aber im Schoße der Schiefer-Hornsteinformation des Othrys auch die bereits mehrfach erwähnten, obertriadischen Korallenkalke (Zlambachschichten). Der gleichen oder einer etwas jüngeren Epoche gehören vielleicht die grauen Kalke oberhalb Galonero (Gerakovuni) an, die einen, allerdings noch nicht mit absoluter Sicherheit bestimmbaren, *Megalodus* geliefert haben.

Angaben über die Entwicklung des ostgriechischen Paläozoikums finden sich noch in folgenden, früheren Publikationen des Verfassers:

1. Der Nachweis von Karbon und Trias in Attika. Zentralblatt für Min., Geol. u. Paläontol. 1909, Nr. 3, pag. 84—87.
2. Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. Bull. soc. géol. de France 1908, 4 série Bd. VIII, pag. 519—528.
3. Zur Geologie Griechenlands. Habilitationsschrift, Breslau 1909.
4 Neue Karbonvorkommen in Griechenland. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 24, pag. 755—759.
5. Nouveaux gisements du Carbonifère en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909, (4), Bd. IX.
6. Geologisches Forschen und Reisen in Griechenland. Zentralblatt für Min. etc. 1910, Nr. 13, pag. 418—422.

2. Geologische Untersuchungen am Parnaß.

Im zentralen Teil des Landes habe ich bis jetzt nur eine kurze Orientierungsreise in das Parnaßgebiet unternommen, die das Vorkommen von Obertrias (obertriadischem Dachsteinkalk) an Stelle der bisher angenommenen Oberkreide des Parnaßmassivs ergab.

Die Gyroporellen- und Korallenkalke des Parnaß stellen Äquivalente des Rhäts, beziehungsweise des Hauptdolomits im allgemeinen dar.

Beim Studium der Arbeit Bittners[1]) über das Parnaßgebiet kam mir der Gedanke, daß die grauen, Korallenführenden Parnaßkalke, die der Beschreibung nach den grauen, obertriadischen Korallenkalken Hydras sehr ähnlich sein mußten, ebenfalls der Obertrias angehören dürften.

A. Bittner hatte diese Kalke des Parnaß als Oberkreide bestimmt und kartiert.

Wie meine Untersuchungen gezeigt haben, sind jedoch auch sonst in der Nachbarschaft des Parnaß, das heißt in den ätolischen Kalkalpen und am Kithaeron, triadische Ablagerungen vorhanden, die ehedem fälschlich für Kreide und Eocän gehalten worden waren.

Die weitere Angabe Bittners, daß die Parnaßkalke mit den bereits als Trias erkannten Diploporenkalken Attikas[2]) große Ähnlichkeit besitzen sollen, bestärkte noch meine Vermutung. Die Diploporenkalke Attikas waren ja von Bittner gleichfalls zur Kreide gerechnet worden.

Aus diesen Erwägungen unternahm ich Mitte September 1907 eine Besteigung des Parnaß.

Auf dem zirka 2450 *m* hohen Hauptgipfel fand ich einen grauen Korallenkalk vom Habitus der bekannten alpinen Dachsteinkalke. Neben zahlreichen, gut erhaltenen Korallen wurden darin auch Gyroporellen ermittelt.

---

[1]) A. Bittner, Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1880, Bd, XL, pag. 1—74.

[2]) Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Compt. rend. X. Congrès géol. Internat. Mexico 1906, pag. 208. Vergl. ferner diese Abhandl. pag. 453—456.

Ich schloß hieraus auf ein obertriadisches Alter der Parnaßkalke.

Diese Bestimmung bestätigte sich auch weiterhin bei dem näheren Studium der Korallen, deren Ähnlichkeit mit alpinen Vorkommen geradezu frappiert.

Die spezifische Übereinstimmung der am Parnaß massenhaft auftretenden *Thecosmilia clathrata Emmrich* und einiger anderer, bekannter Arten mit ostalpinen und karpathischen Stücken konnte von Herrn Prof. Frech durch direkten Vergleich mit seinen alpinen Originalexemplaren zweifellos festgestellt werden.

Wie die Kalke des Parnes und Kithaeron die Diploporen des Wettersteins, so enthalten die jüngeren Vorkommen des Parnaß die wohl gekennzeichnete Fauna der früher sogenannten Lithodendronkalke.

Der Parnaß oder, wie er heute heißt, der Likeri, ist nach der Giona (2512 *m*) und der Vardussa (2495 *m*) der dritthöchste Punkt der hellenischen Hochgebirge und wird am besten von den Kalyvien von Arachova aus bestiegen. Die Besteigung läßt sich ohne alpinistische Schulung bewerkstelligen, da man bis zu der Hochmulde zwischen den beiden Hauptgipfeln (Likeri und Gerontovrachos) reiten kann. Von hier überblickt man den langgestreckten Gipfelkamm, dessen höchste Erhebung (2459 *m*) eine Höhenmarke trägt. Der Anstieg bis dahin ist beschwerlich, aber gefahrlos.

Da ich nur die Route Itea—Krysso—Delphi—Kalyvien von Arachova—Likerispitze und zurück ausführte, vermag ich über den geologischen Bau des ganzen Gebirgsstockes nur wenig zu sagen. Die Hauptfrage, die mich beschäftigte, war ja auch die eventuelle Identifizierung des Parnaßkalkes mit den sonstigen griechischen Triaskalken. Meine Annahme wurde, wie gesagt, durch Funde von Gyroporellen und zahlreichen sicher bestimmbaren Triaskorallen vollständig bestätigt. Die Parnaßkalke sind im wesentlichen Äquivalente der rhätischen, beziehungsweise obertriadischen Dachsteinkalke.

Die weitere geologische Aufnahme des ganzen, schwer zugänglichen Gebirgslandes mußte einem späteren Termin vorbehalten bleiben, da ich vorerst noch in anderen Teilen Griechenlands beschäftigt bin.

Das Parnaßgebiet wurde schon von verschiedenen Geologen besucht; den Gipfel selbst haben vor mir Sauvage und Bittner bestiegen.

Eine zusammenfassende Übersicht über das ganze Gebiet nebst einer geologischen Karte 1:400.000 wurde von A. Bittner gegeben[1]).

Bittner gliederte, ebenso wie Neumayr und Teller, wie schon eingangs erwähnt, die mesozoischen Sedimente Mittelgriechenlands in einen „oberen“ und einen „unteren Kalk“ mit einem dazwischenlagernden Komplex von Schiefern und Sandsteinen. Letztere Formation (Macigno) kann auch noch einen „mittleren Kalk“ ein-

[1]) A. Bittner, Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1880, Bd. XL, pag. 20—36. Die geologische Karte gemeinsam mit M. Neumayr und F. Teller. Ebenda pag. 408—413.

schließen. Diese ganze Schichtenreihe stellen die österreichischen Geologen zur Kreide.

Auf der Karte Bittners wird das Kalkmassiv des Parnaß zum „oberen Kreidekalk" gerechnet, unter dem bei Agoriani und bei Krysso-Arachova der Schieferkomplex mit einem „mittleren Kalk" zum Vorschein kommt.

Die Straße Itea—Delphi führt nun etwa eine halbe Stunde nördlich von ersterem Dorf an einem grauen Rudistenkalk vorbei, der jedenfalls mit den griechischen Hippuritenkalken vereinigt werden kann und auch von Bittner zu den „oberen Kreidekalken" gezählt wird.

Dieser Rudistenkalk bei Itea hängt der Bittner'schen Karte zufolge mit dem Kalk der Giona zusammen, der von M. Neumayr[1]) ebenfalls für oberkretazisch gehalten wird.

Die Straße überschreitet dann das Alluvium des von Salona herabkommenden, ziemlich breiten Tales und steigt am jenseitigen Hang in Serpentinen zur Terrasse von Krysso empor. Bei diesem Aufstieg steht derselbe graue Rudistenkalk an, wie nördlich von Itea. Er wird von Bittner jedoch hier zu den „mittleren Kalken" gezogen, weil er unter dem Schieferkomplex von Arachova liegt und jener wiederum von den „oberen Kalken" des Parnaßmassivs überlagert werden soll.

Die von Bittner auf Grund der Lagerungsverhältnisse vorgenommene Gliederung war natürlich von dem Augenblicke an illusorisch, wo die Zugehörigkeit der Parnaßkalke zur Obertrias feststand.

Ebenso, wie in anderen Teilen Griechenlands läßt sich auch im Parnaßgebiet die stratigraphische Einteilung der österreichischen Geologen nicht aufrecht erhalten.

Meines Erachtens sind die Kalke von Krysso und Kastri (Delphi) dieselben oberkretazischen Rudistenkalke, wie die der gegenüberliegenden Talseite bei Itea.

Die Schiefer und Sandsteine des Macigno (= Flysch) liegen ja auch, wie Philippson gezeigt hat, über und nicht unter den oberkretazischen Hippuritenkalken, was auch hier wieder zutreffen würde.

So erinnerten mich die roten, geschieferten Kalke bei der Kastaliaquelle lebhaft an gewisse gleichartige Bildungen auf Dokos (bei Hydra), die auch dort über den auf dieser Insel typisch entwickelten Rudistenkalken folgen. Allerdings sind die im westlichen Hellas und auf den Ionischen Inseln stets dazwischenlagernden Nummulitenkalke im östlichen Mittelgriechenland bis jetzt noch nicht gefunden worden[2]).

Es wäre daher zwischen den oberkretazischen Kalken, beziehungsweise den Schiefern von Arachova einerseits und den jetzt als Trias erkannten Kalken des Parnaßmassivs anderseits eine große Verwerfung anzunehmen, die vom Tal von Salona gegen Daulis zu verläuft, etwa

---

[1]) M. Neumayr, Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenlands. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1880, Bd. XL, pag. 102.

[2]) Im Peloponnes findet sich das östlichste, bisher bekannte Vorkommen von Nummulitenkalk bei Nemea (nach A. Philippson).

parallel dem großen Einbruch des Korinthischen Golfes. Die Kreide wäre demnach gegen die Trias abgebrochen.

Sobald der Weg, der von Delphi und Arachova nach dem Liwadi (= Polje) von Arachova führt, die Höhe erreicht und sich in das weite, hochgelegene Katavothrenbecken hinabsenkt, betritt man zum erstenmal den grauen, obertriadischen Korallenkalk, der den Parnaßstock in der Hauptsache zusammensetzt. Ich sammelte daselbst typische Exemplare von *Thamnastraea rectilamellosa Winkl.*, sowie *Montlivaltia marmorea Frech*, beides Arten, die in den ostalpinen, obertriadischen Dachsteinkalken heimisch sind. Daneben fand sich auch eine kleine Form der bisher nur in der obersten Trias nachgewiesenen Gattung *Pinacophyllum*.

Jenseits des Liwadibeckens, an dessen Nordrand die Kalyvien von Arachova liegen, führt der Weg an dem bewaldeten Hang einer Talschlucht, teils in Schiefer, teils in Kalk aufwärts bis zur Einmündung in den direkten Weg von Arachova. Kurz vorher steht in einer Erweiterung dieser Talschlucht ein eigentümliches, rotes, grüngetupftes Gestein an.

Leider passierte ich diese Strecke auf dem Hin- und Rückweg in der Dämmerung, daher sind meine Beobachtungen nur unvollkommen.

Von hier geht es dann ständig in grauem Kalk durch schönen Tannenwald aufwärts.

Bereits über der Waldgrenze übersteigt der Pfad die westliche Fortsetzung des Gerontovrachoskammes (obs. Streichen N 20 W; Fallen 45° nach Südwest) und zieht sich dann an dessen jenseitiger Steilwand hinauf.

An dieser Stelle findet sich in den grauen Kalken eine rote, tonig-schieferige Einlagerung in Verbindung mit rötlichem Oolithkalk.

Weiter oben wird ein ziemlich breiter und flacher Rücken überschritten, und jenseits dieser Höhe senkt sich die Route zuerst allmählich, dann aber scharf zu der breiten Einsenkung zwischen Likeri und Gerontovrachos, die den Ursprung des Tales von Dadi darstellt.

Beim Abwärtsgehen wurde in den grauen Kalken eine große Menge von gut erhaltenen Korallen gesammelt, unter denen namentlich *Thamnastraea rectilamellosa Winkl.*, *Thecosmilia clathrata Emmr.*, *Thecosmilia cf. cyathophylloides Frech*, *Montlivaltia gosaviensis Frech*, *Montlivaltia marmorea Frech* und *Pinacophyllum nov. spec.* von Bedeutung sind. Sämtliche Arten kommen, mit Ausnahme von *Pinacophyllum nov. spec.* (*aff. P. parallelum*), auch in den obertriadischen Dachsteinkalken der Ostalpen vor. Das später zu beschreibende neue *Pinacophyllum* ist eine durchaus bezeichnende Art der bisher nur aus der alpinen Obertrias bekannten eigentümlichen Gattung und unterscheidet sich von analogen, alpinen Formen lediglich durch die geringere Größe der Sprossen.

Die Einsenkung zwischen Likeri und Gerontovrachos ist eine ziemlich ebene Karsthochfläche mit zahlreichen kleineren und größeren Dolinen und Karstmulden. Mehrere davon waren auch jetzt noch, im Spätsommer, mit Schnee erfüllt.

Auch auf dem Tsumerka (Kataphidi 2393 *m*), den ich Mitte Oktober des Jahres 1907 bestieg, traf ich in Mulden noch ziemlich beträchtliche Schneefelder an.

Es handelte sich also hierbei um Schneefelder, die während des Sommers überhaupt nicht mehr verschwinden. Jedenfalls würde eine nur geringe Temperaturerniedrigung genügen, um auf den heutigen griechischen Hochgebirgen Gletscher entstehen zu lassen.

Doch habe ich auf den westhellenischen Hochgipfeln, wie auf dem Olonos, dem Erymanthos der Alten, oder auf dem Tsumerka keine Spuren von einstiger, diluvialer Vergletscherung wahrnehmen können.

Fig. 19.



Gipfelkamm des Parnaß. (Obertriadischer Korallenkalk.)

(Photographie von C. Renz.)

Nur auf dem hohen Plateau des Parnaß finden sich Rundhöcker-artige Terrainbildungen aus einer durch Zement verbundenen Kalkbreccie, die vermutlich auf eine frühere Vergletscherung hinweisen. Ähnliche Bildungen bemerkt man auch an den Flanken des Likerikammes.

Nachdem man die vorhin erwähnte, ziemlich breite Hochmulde zwischen Likeri und Gerontovrachos überschritten hat, beginnt der letzte, ziemlich steile Anstieg zur Likerispitze.

Beim Aufstieg fand ich hier die schon erwähnten Gyroporellen und mehrere Korallen, darunter tadellose Exemplare der *Thecosmilia clathrata Emmr.*

Was die Gyroporellen betrifft, so gleichen die Stücke des Parnaß den von mir im westlichen Griechenland gesammelten und bestimmten, gleichalten Gyroporellen. Ihre Erhaltung läßt zu wünschen übrig, im allgemeinen dürfte aber die *Gyroporella vesiculifera Gümbel* vorliegen, wie ich mich auch durch direkten Vergleich meiner griechischen Stücke mit den Originalen Gümbels in München überzeugen konnte.

Aus den Gipfelkalken des Parnaß selbst stammen *Thamnastraea rectilamellosa Winkl.*, *Thecosmilia clathrata Emmr.* und *Montlivaltia marmorea Frech.* Die wenigen Stücke, die ich auf dem Parnaßgipfel unter beschwerlichen Umständen gesammelt habe, zeigen ausnahmslos eine ganz hervorragend gute Erhaltung der Struktur. Nur in ganz vereinzelten, auserlesenen Stücken der Zlambachmergel findet sich eine Erhaltung, wie sie am Parnaß die Regel ist. Da auch kleinzellige Formen, wie Chaetetiden, häufig zu sein scheinen, verspricht eine eventuelle weitere Ausbeutung der abgelegenen Fundorte auch in paläontologischer Hinsicht ergebnisreich zu werden. Die Beschreibung der interessanten Chaetetiden, die ebenfalls in den Alpen vorkommen, von hier aber noch nicht eingehender beschrieben worden sind, wird später zusammen mit der des neuen *Pinacophyllum* in meiner allgemeinen Monographie der mesozoischen Faunen Griechenlands erfolgen (Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands. Palaeontographica Bd. LVIII ff.).

Die letztere neue Art (*Pinacophyllum Pegasi n. sp.*) steht den bekannten alpinen Formen der Obertrias sehr nahe und unterscheidet sich davon, wie schon angegeben, durch die geringere Größe der Sprossen.

Die Korallen des Parnaß weisen vorwiegend auf Rhät hin, so vor allem das Leitfossil *Thecosmilia clathrata Emmr.* Anderseits sind *Montlivaltia gosaviensis* bisher nur in den Zlambachschichten, *Montlivaltia marmorea* in den Hallstätter Kalken (unbestimmten Alters) gefunden worden. Die Korallenkalke des Parnaß sind also entweder unterrhätisch oder obertriadisch im allgemeinen, das heißt sie würden die Äquivalente des Rhäts und des Hauptdolomits darstellen.

Die Korallenkalke des Likerigipfels streichen N 20° W (obs.) und fallen 55° nach Nordnordost.

Da am Gerontovrachoskamm bei gleicher Streichrichtung ein entgegengesetztes Fallen beobachtet wurde, so dürfte demnach das eigentliche Parnaßmassiv ein aufgerissenes Gewölbe (Luftsattel) bilden, dessen ungefähr NNW—SSO gerichtete Achse durch die Hochmulde zwischen den beiden Hauptgipfeln hindurchgeht.

Von diesem Triasgewölbe ist an der West-Ost verlaufenden Bruchlinie — Tal von Salona-Daulis — der Rudistenkalk und Flysch von Krysso, Kastri (Delphi) und Arachova abgesunken.

Ich will es jedoch nicht unterlassen, auch auf eine zweite Möglichkeit hinzuweisen, daß nämlich der Flysch die als Decke darüberlagernden obertriadischen Parnaßkalke unterteufen könnte.

Diese letztere Frage wird sich nur im Zusammenhang mit dem genaueren Studium der angrenzenden Gebirge definitiv entscheiden lassen.

Doch haben auch innerhalb der Triaskalke selbst beträchtliche Niveauveränderungen stattgefunden, wie die Höhendifferenz zwischen

den Korallenkalken der Likerispitze und jenen im Liwadi von Arachova andeutet.

Eine weitere, tiefere Bruchstaffel bildet die Küste des Korinthischen Golfes.

Der Querbruchcharakter des korinthischen Golfs, den jede geographische Übersichtskarte zeigt, wird somit auch durch meine geologischen Untersuchungen am Parnaß und am Kithaeron bestätigt.

II. Der Bau der Küstengebiete und Inseln des Ionischen Meeres.

Im westlichen Griechenland und in Südalbanien sind meine geologischen Untersuchungen schon weiter vorangeschritten, als im östlichen und zentralen Hellas; ich möchte daher, bevor ich mit der speziellen Darstellung der einzelnen Gebiete beginne, eine allgemeine Übersicht über die daran beteiligten mesozoischen Schichtenglieder vorausschicken.

A. Allgemeine Übersicht über die am Aufbau der südwestlichen Balkanhalbinsel teilnehmenden mesozoischen Bildungen.

1. Trias.

Im Westpeloponnes (westl. der Linie Kalamata—Ägion), in Akarnanien und Ätolien, in Epirus (einschließlich Tsumerkagebiet), in Südwestalbanien und auf den Ionischen Inseln dürfte sich die stratigraphische Gliederung des Mesozoikums nach meinen bisherigen Untersuchungen nunmehr folgendermaßen gestalten.

Während in der Argolis triadische Sedimentbildungen von den *Trinodosus*-Schichten ab festgestellt wurden[1]) und in Attika, wie ich erst jüngst nachwies, schon die Werfener-Schichten entwickelt sind[2]),

---

[1]) Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1906, Nr. 9, pag. 270—271. — Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, pag. 385. — Carl Renz, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X Congrès géol, Internat. Mexico 1906, pag. 197—209. — Vergl. ferner Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, pag. 77—81. — Carl Renz, Sur les calcaires à Ceratites trinodosus de la vallée du Temple d'Esculape (Asklepieion) dans l'Argolide. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), Bd. VII, pag. 136. — Carl Renz, Types nouveaux de la faune du Trias d'Epidaure. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), Bd. VII, pag. 223—224. — Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 3, pag. 79—88. — Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands. Habilitationsschrift, Breslau, 1909. — Carl Renz, Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Trias et le Jurassique en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909 (4), Bd. IX. Vergl. oben pag. 515 ff.

[2]) Carl Renz, Der Nachweis von Karbon und Trias in Attika. Zentralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1909. Nr. 3, pag. 84. — Carl Renz, Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. Bull. soc. géol. France 1908 (4), Bd. VIII, pag. 519. Vergl. ferner oben pag. 453.

beginnt die sicher nachweisbare Sedimentreihe im Westen der südlichen Balkanhalbinsel vorerst noch mit Ablagerungen von oberladinischem bis karnischem Alter.

Es sind dies die im wesentlichen **karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten**, die aus Hornsteinen, Kieselschiefern und Schiefern im Verein mit Plattenkalken bestehen. Diese Gesteine gehören dem schon öfters erwähnten Schichtenkomplex der Olonos- und Pindoskalke, beziehungsweise der damit verbundenen Schiefer-Hornstein-Gruppe Philippsons an. Wie erinnerlich, wurden die Pindos- und Olonoskalke von Philippson anfangs für Obereocän-Oligocän gehalten, während er sie in seiner zweiten Tabelle an die Grenze von Eocän und Kreide stellte.

Diese Schichtengruppe, die also mit der Obertrias beginnt, streicht vom Süden Messeniens über den Lykodimo, die Ithome, die Gebirge von Andritsaena, das Olonos- und Voïdiasgebirge bis zum Golf von Patras hinauf und setzt sich jenseits desselben in den ätolischen Kalkalpen und dem Tsumerka fort.

Im westlichen Peloponnes habe ich die obertriadischen Daonellenschichten zum erstenmal (1903) im Olonosgebirge zwischen Prostowitza und Hagios Konstantinos angetroffen (karnische Kieselschiefer mit *Daonella styriaca Mojs. etc.*) und im Zentralblatt für Min. etc. 1904 publiziert. (Carl Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien Zentralblatt für Min. etc. 1904, pag. 257 [1]).

Von da wandte ich mich in den südlichsten und nördlichsten Teil dieser unter gleichbleibenden tektonischen Verhältnissen durchstreichenden Schichtengruppe und habe die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten sowohl in Messenien [2]) (1905), wie im Tsumerka [3]) (1907) festgestellt.

Nachdem ich die analogen, obertriadischen Ablagerungen ferner noch in den ätolischen Kalkalpen [3]) (1907) gefunden hatte, war damit der Beweis erbracht, daß sich die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten in einheitlicher Entwicklung vom Süden Messeniens bis hinauf zum Tsumerka erstrecken, wie ich es auch bereits in meiner, 1905 im Neuen Jahrbuch für Min. etc. erschienenen, ersten zusammenfassenden Arbeit [4]) über das westgriechische Mesozoicum angegeben hatte. Eine Unterbrechung wird lediglich durch den Einbruch des korinthischen Grabens bedingt.

---

[1]) Vergl. ferner Carl Renz, Die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 220 ff.

[2]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 220—223.

[3]) Carl Renz, Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), Bd. VII, pag. 380. Vergl. ferner meine Bearbeitung in Lethaea geognostica, Mesozoikum I. Trias, pag. 479—481 (Karnisch-unternorische Halobien- und Daonellenschichten im Peloponnes und dem westlichen Mittel- und Nordgriechenland).

[4]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 222 u. 226

Man wird daher die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten naturgemäß bei jedem Querschnitt durch die Olonos-Pindos-Zone antreffen und die weiter unten angeführten Fundorte der Halobien- und Daonellenarten beliebig vermehren können.

Es hat dies natürlich für mich keinen Zweck und auch keinen weiteren Reiz mehr, nachdem einmal auf Grund meiner bisherigen Untersuchungen feststeht, daß diese bezeichnenden, obertriadischen Bildungen wirklich in einheitlicher Ausbildung durch die ganze langgestreckte Olonos-Pindos-Zone hindurchstreichen müssen.

Bei einer solchen Sachlage gehört selbstverständlich nicht die mindeste Kunst dazu, um in den Zwischenräumen zwischen meinen Vorkommen im Streichen noch weitere Fundorte zu finden; auch der

Fig. 20.



Daonella styriaca Mojs. aus den unterkarnischen Kieselschiefern zwischen Prostowitza und der Kapelle Hagios Konstantinos im Olonosgebirge.

Laie wird das ohne weiteres können, denn wer erst einmal die charakteristischen Halobien- und Daonellenschichten gesehen hat, wird sie stets leicht wiedererkennen können.

Die aus den westgriechischen Gebirgen von mir bis jetzt bestimmten Arten, wie *Daonella styriaca Mojs.*, *Daonella cassiana Mojs.*, *Halobia superba Mojs.*, *Halobia austriaca Mojs.*, *Halobia celtica Mojs.*, *Halobia Mojsisovicsi Gemmellaro*, *Halobia insignis Gemmellaro*, *Halobia radiata Gemmellaro*, *Halobia halorica Mojs.*, *Halobia Hoernesi Mojs.*, *Halobia Suessi Mojs.*, *Halobia rugosa Guembel*, *Daonella Lepsiusi Gemm.*, *Halobia mediterranea Gemm.*, *Halobia transversa Gemm.*, *Halobia lineata Münster*, sprechen im allgemeinen für eine Vertretung der beiden karnischen, wie der unternorischen Zone, ohne allerdings das Vorkommen von höheren und tieferen Äquivalenten auszuschließen, die bei der Konkordanz der Schichtenfolge ebenfalls vorhanden sind.

Einen Teil dieser Halobien und Daonellen habe ich schon in einer im Neuen Jahrb. für Min. etc. erschienenen paläontologischen

Arbeit beschrieben (Carl Renz, Über Halobien und Daonellen aus Griechenland nebst asiatischen Vergleichsstücken. Neues Jahrb. für Min. etc. 1906, pag. 27—40).

Eine von Prostowitza (Olonosgebirge) stammende *Daonella styriaca Mojs.* bildete ich außerdem im Neuen Jahrb. für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, Taf. X, Fig. 1, in der Lethaea geognostica, Mesozoicum, I Trias, Taf. 31, Fig. 8 und im Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 12, pag. 358 ab.

Fig. 21.



Halobienschichten zwischen Theodoriana und Melissurgi im Süden der Paßhöhe. (Tsumerka.)

(Photographie von C. Renz.)

Mehrere Schalen aus den roten Hornsteinen von Kokkinovrysis (ätolische Kalkalpen) gleichen auch sehr der *Daonella Lommeli Wissm.* (Wengener-Schichten). Da jedoch kein erhaltener Schloßrand vorliegt, muß es vorerst dahingestellt bleiben, ob es sich um eine *Daonella Lommeli Wissm.* oder um die jüngere, gleich berippte *Halobia Hoernesi Mojs.* handelt.

In meiner Sammlung finden sich neben den Daonellen auch kleine Posidonienartige Formen, die den aus den karnisch-unternorischen Daonellenschichten Siziliens stammenden, von Gemmellaro als Posidonien abgebildeten Schalen sehr ähnlich sehen. Mein Material

ist zu schlecht, um entscheiden zu können, ob tatsächlich Posidonien oder nur Jugendformen von Daonellen vorliegen.

Die hier zitierten Halobien- und Daonellenarten meiner Sammlung entstammen folgenden Aufschlüssen des Tsumerkagebirges, der ätolischen Kalkalpen, des Olonosgebirges und Messeniens.

Fig. 22.



Platte (kalkiger Kieselschiefer) mit Daonellen, darunter *Daonella styriaca Mojs.* aus dem Lambirital (Aetolische Kalkalpen); bei der Mühle unterhalb von Strigania aufgesammelt.

Im Tsumerkagebirge (Nordgriechenland), beziehungsweise im Prosgóli-Gebirge stehen die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten südlich unterhalb von Kalarrytaes und über Dawitziana an und streichen natürlich der ganzen Westfront des Gebirges entlang. Darüber liegt die Hauptmasse des Schiefer-Hornstein-Plattenkalkkomplexes.

Dieselben Halobien- und Daonellenschichten sind ferner zwischen Melissurgi und Theodoriana im Kern einer Falte des Hornstein-Schieferkalkkomplexes durch Erosion bloßgelegt, so namentlich zu beiden Seiten der hochgelegenen Paßeinkerbung Aphti, als auch an den Wänden des Kessels von Theodoriana. Die über Dawitziana gelegenen, karnisch-unternorischen Halobienschichten ziehen sicherlich weiter nach Süden, wie am Westabhang des Prosgóligebirges weiter gegen Norden und sind die ältesten der bis jetzt bekannten, triadischen Ablagerungen von Türkisch-Epirus.

Eine große Verbreitung besitzen die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenvorkommen in den mittelgriechischen, ätolischen Kalkalpen, und zwar in dem Bergland zwischen Prussos—Agrinion und Hagios Vlasios.

Ich erwähne hier nur die meist sehr weit ausgedehnten Aufschlüsse unterhalb von Sobonikos, im Tal von Lambiri, bei Kokkinovrysis, im obersten Teil des Tales von Goritzista (am Wege Kokkinovrysis—Arenda, besonders bei Akri Areni und den Drochaloquellen) und längs der Kammhöhe Kynigu—Kutupa, bezw. ihrer Verlängerung nach beiden Seiten, sowie an der Westfront dieses Gebirgszuges.

Wohlerhaltene Exemplare, speziell auch der *Daonella styriaca Mojs.* wurden namentlich bei der Mühle von Strigania (Textfigur 22), sowie zwischen Strigania und Passeika (Lambirital) und oberhalb Arachowa aufgesammelt (am Wege Arachowa—Petri, in einiger Entfernung oberhalb des Dorfes Arachowa, sowie unterhalb der Kammhöhe).

Reiche Lager finden sich ferner bei Arenda und Petri.

Meine ersten Daonellenfunde in Griechenland machte ich, wie schon gesagt, im Jahre 1903 im Olonosgebirge, und zwar oberhalb des Dorfes Prostowitza (zwischen Prostowitza und der oben am Paß erbauten Kapelle Hagios Konstantinos).

Die karnisch-unternorischen Daonellen- und Halobienschichten streichen hier an der Westfront, beziehungsweise auf der Höhe des ganzen Olonosgebirgskammes entlang. Schon in meiner ersten, vorläufigen Mitteilung[1]), wie in der späteren Hauptarbeit[2]), wies ich darauf hin, daß hier, bei einem allgemein gegen SO gerichteten Einfallen, die obertriadischen und jüngeren, mesozoischen Bildungen des Olonoskammes über den eocänen Flysch, der auch das westlicher gelegene Vorland zusammensetzt, überschoben sein dürften. (Über die tektonischen Verhältnisse siehe auch pag. 436.)

Weitere Vorkommen der karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten sind in dem Apanokampos[3]) unter dem Olonosgipfel (Textfigur 23) und in dem von hier hinunterziehenden Kamenitzatal (Tal von Lakkomata[3]) aufgeschlossen. An dem durch zahlreiche

---

[1]) Carl Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Zentralblatt für Min. etc. 1904, pag. 257.

[2]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 220.

[3]) Carl Renz, Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Bull. soc. géol. de France 1907. (4), Bd. VII, pag. 380. — Carl Renz, Karnisch-unternorische Halobien- und Daonellenschichten im Peloponnes und dem westlichen Mittel- und Nordgriechenland. Lethaea geognostica. Mesozoikum. I. Trias, pag. 479—481.

Seitentälchen und Schluchten zerschnittenen und mit den dazwischenliegenden Bergrippen reich gegliederten Ostabhang des Kamenitzatales finden sich viele Aufschlüsse des fossilführenden Bandes bis hinunter nach Kalamos [1]) und Kalanistra [2]).

Die fossilführenden Lagen, deren Verlauf hier kurz skizziert wurde, enthalten stets nur Halobien und Daonellen, nur in einem der Umgebung von Kalamos entstammenden Stück lag zwischen den Daonellen auch eine zusammengepreßte *Spiriferina*.

Fig. 23.



Apanokampos mit Olonosgipfel.

(Photographie von Carl Renz.)

Etwa von der Höhe von Kalanistra ab verlassen die bis hierher vom Apanokampos an den Hängen des oberen Kamenitzatales (Lakkomatatal) durchstreichenden, karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten jenes Tal und ziehen, hier zum Teil umgelagert, östlich von Lopesi vorbei nach Norden weiter.

In Messenien streichen die vom Norden der Halbinsel herunterziehenden Halobienschichten, wie ich 1905 nachwies, am

[1]) Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1906 Nr. 9, pag. 270.

[2]) Carl Renz, Zur Kreide- und Eocänentwicklung Griechenlands. Zentralblatt für Min. etc. 1906, Nr. 17, pag. 547.

Ostabhang des Lykodimo vorüber und zwar in der Höhe des Dorfes Bubuka. Die Aufschlüsse bei diesem Dorf und bei Kokkinochoma haben zahlreiche, bezeichnende Halobien und Daonellen geliefert. Weitere, fossilreiche Vorkommen liegen im Süden von Petalidion (Korone).

Die Halobien und Daonellen finden sich vom Süden Messeniens bis hinauf zur türkischen Grenze in den gleichen Gesteinen, und zwar vornehmlich in Hornsteinplatten von verschiedener Farbe [1]), in kieseligen, kalkigen und in tonigen Schiefern wechselnd mit plattigen Kalken.

Faziell gleiche Hornsteinplatten mit *Daonella styriaca Mojs.* kommen auch in Süddalmatien vor, und zwar nördlich von Budua, an der Straße nach Cattaro. Ich habe mich von der absoluten Identität der westgriechischen und süddalmatinischen, karnischen Daonellen-führenden Hornsteinplatten auf einer im Jahre 1903 nach Süddalmatien und Montenegro unternommenen Reise persönlich überzeugen können.

Das Auftreten derselben charakteristischen Bildungen bei Budua in Süddalmatien würde dafür sprechen, daß die westgriechischen karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten in einheitlicher Entwicklung nicht nur vom Süden Messeniens über das westmessenische Bergland, das Gebirge von Andritsaena, das Olonosgebirge, die ätolischen Kalkalpen bis zum Tsumerka- und Prosgóligebirge, sondern auch noch durch ganz Albanien bis nach Süddalmatien (Budua) hinein durchstreichen.

In entgegengesetzter Richtung dürfte ihr Nachweis auch noch auf Kreta zu erwarten sein.

Für die Verbindung der westgriechischen Halobien- und Daonellenschichten mit der bosnischen und ostalpinen Trias sind besonders die eben erwähnten gleichartigen Bildungen mit *Daonella styriaca Mojs.* bei Budua in Süddalmatien wichtig.

Außerdem finden sich verschiedene Hinweise auf die Halobienkalke der tieferen und mittleren Obertrias Siziliens, die mir gleichfalls aus eigener Ansicht bekannt sind.

Weniger hervortretend ist dagegen der Zusammenhang zwischen den griechischen und kleinasiatischen Vorkommen.

Um so mehr fällt daher die auch faziell große Ähnlichkeit mit den alpinen Daonellenschichten der Sundainseln auf, besonders mit den *Daonella styriaca Mojs.* und *Daonella cassiana Mojs.* führenden Ablagerungen Sumatras, wie wir sie durch die Arbeiten von W. Volz kennen. Die Sumatraner Vergleichsstücke, sowie die Daonellen und Halobien von Timor und Rotti lagen mir gleichfalls bei der Bestimmung meiner griechischen Arten vor [2]).

---

[1]) Vorwiegend sind graue, schwarze (gelb verwitternd), rote und grüne Farbentöne.

[2]) Vergleiche hierzu Carl Renz, Timor und Rotti. Lethaea geognostica. Mesozoikum I. Trias, pag. 211—212. — Carl Renz, Über Halobien und Daonellen aus Griechenland nebst asiatischen Vergleichsstücken. Neues Jahrb. für Min. etc. 1906, pag. 27—40. — Carl Renz, Die Trias von Rotti und Timor im ostindischen Archipel. Zentralblatt für Min. etc. 1909, Nr. 12, pag. 355—361. (Hier auch die übrige Literatur.)

Die westgriechische *Halobia austriaca Mojs.* ist endlich neuerdings auch noch in den Raibler-Schichten Mexikos gefunden worden.

Die Basis der karnisch-unternorischen und vielleicht auch schon oberladinischen, westgriechischen Halobien- und Daonellenschichten bilden Schiefer und Sandsteine, die daher von den gleichartigen, auch in ihrer Nähe anstehenden Gesteinen des eocänen Flysches wohl zu trennen sind.

Die konkordante Überlagerung flyschähnlicher Schiefer und Sandsteine durch die karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten habe ich besonders klar am Joch zwischen Arenda und Petri, auf der Kammhöhe Kynigu—Kutupa, in den ätolischen Kalkalpen beobachten können.

Selbst bei überkippter Schichtenfolge müßte hier immer noch ein triadisches Alter dieser Schiefer und Sandsteine in Betracht gezogen werden.

Das triadische Alter der betreffenden flyschartigen Schiefergesteine ist für die Beurteilung des tektonischen Baues der ganzen Olonos-Pindos-Zone von großer Bedeutung, wie ich in einem früheren Kapitel auseinandergesetzt habe, auf das hiermit verwiesen sei (pag. 435 ff.).

Über dem wichtigen Leithorizont der Daonellenschichten folgen Hornsteinreiche Plattenkalke und die Hauptmasse der roten und grünen Hornsteine, Schiefer und plattigen Kalke, einer Schichtenserie, die in breitem Zuge vom Kap Gallo, der Südspitze Messeniens, bis hinauf in die Türkei streicht (über die Ithome zum Olonos- und Voidiasgebirge und jenseits des Golfes von Patras über die ätolischen Kalkalpen und das Tsumerkagebirge [1]).

Die Trias ist somit an der Zusammensetzung dieser einheitlich gebauten, westgriechischen Gebirgszone in hervorragendem Maße beteiligt, wenn auch die höheren Partien des aus Mangel an paläontologischen Anhaltspunkten bis jetzt noch nicht näher gegliederten Schichtenkomplexes jüngeren Formationen angehören dürften.

So treten zwischen Andritsaena und Bassae innerhalb der bunten Schiefer-Hornsteinschichten Rudistenführende, kalkige Zwischenlagen auf und auf Kreta kommen nach L. Cayeux im Bereiche der gleichen Fazies Malmfossilien vor.

Im östlichen Peloponnes und auf Hydra kehren faziell gleiche Halobien- und Daonellenschichten wieder, die ich in den betreffenden, voranstehenden Abschnitten bereits ausführlich beschrieben habe. Den Abschluß der Trias nach oben bilden dort Megalodonten- und Korallenkalke vom Typus der alpinen Dachsteinkalke, die auch noch bis zum Mittellias hinaufzureichen scheinen und ein Seitenstück zur Ionischen Entwicklung bilden.

In der Ionischen Zone, das heißt in den westlicher gelegenen Gebirgen von Akarnanien (Xeromeros) und dem westlichen Epirus, die durch eine breite Flyschzone und durch jüngere Bildungen von dem eben besprochenen Gebirgssystem (Olonos-Pindos-Zone) geschieden sind, sowie auf den Inseln Korfu, Leukas, Kephallenia und Ithaka

[1]) Eruptivgesteine, wie Diabase, kommen, allerdings nur untergeordnet, auch in dieser Gebirgszone vor.

(einschließlich Kalamos, Arkudi, Atokos) schließen sich augenscheinlich die unter dem Oberlias lagernden, hellen Kalke mit dem gleichfalls vorhandenen, **obertriadischen Dachsteinkalk** und Hauptdolomit zu einer einheitlichen Gebirgsmasse zusammen; erst vom Mittellias (exkl.) an aufwärts treten auch in dieser westlichsten Region schieferige und kieselige Glieder auf.

In den weißen, dickgebankten Kalken vom Habitus der Dachsteinkalke, die auch petrographisch den entsprechenden Kalken der Argolis auffallend gleichen, fand ich an der Westspitze von Vido bei Korfu in tieferem Niveau Megalodonten und auf der Hauptinsel eine *Styllophyllopsis spec.* (Antinioti), in Inner-Epirus (Kukuleaés) nicht näher bestimmbare Thecosmilien und Thamnastraeen und auf Leukas, Atokos, Arkudi, Kephallenia, Korfu, sowie in Epirus Gyroporellen.

Die letzteren, obwohl nicht gerade gut erhalten, dürften im allgemeinen mit der *Gyroporella vesiculifera Gümbel* ident sein. Dieselben Gyroporellen treten in gleichem Erhaltungszustand auch am Parnaßgipfel in einem ähnlichen, nur mehr grauen Kalk auf, dessen stratigraphische Stellung als rhätischer oder allgemein obertriadischer Dachsteinkalk außerdem noch durch typische Korallenfaunen gesichert ist (vergl. pag. 552).

Ebenso, wie auf Korfu, Leukas, Kephallenia und in Epirus ist diese Kalkfazies auch in Akarnanien (Xeromeros), auf Ithaka, Atokos, Kalamos, Arkudi und den anderen akarnanischen Küsteninseln sehr verbreitet.

Auf Korfu bilden diese Kalke in erster Linie die Hauptmasse des Pantokratormassivs (nördlich vom Pantokrator [San Salvatore] mit Gyroporellen) und zieht sich vom Gipfel als schmaler Streifen südlich und östlich an Perithia vorüber bis zu dem nördlichen Ausläufer des Kakoplagi bei Lutzes; weiter im Norden treten sie nochmals bei Antinioti hervor (auf der Halbinsel bei H. Katharina mit *Styllophyllopsis* und Gyroporellen).

Auf der überkippten Seite der nach Westen liegenden Falte des Pantokratormassivs finden sich Fragmente dieser Kalke über der Liaszone Strinilla-Lavki, sowie östlich Sokraki und oberhalb Pyrgi.

Die gleiche Kalkfazies setzt ferner in der Hauptsache das Korfu gegenüber liegende, epirotische Küstengebiet von der Punta rossa (dem Kap südlich San Giorgio) bis nach Pagania hinunter zusammen (am Kap Stylo, sowie zwischen Mursia und Kataïto mit Gyroporellen und *Styllophyllopsis spec.*), ferner Lazaretto, den größten Teil von Vido und den westlichen Höcker der Fortezza vecchia (dagegen abgebrochen die jurassischen Plattenkalke des Kaps San Sidero), sowie die Gipfel des Santi Deka.

Auch im Innern von Epirus nehmen dieselben Kalke ein großes Areal ein.

Weit verbreitet sind sie ferner auf Leukas und Ithaka. Auf Leukas streichen sie in breitem, ununterbrochenem Zuge vom Hügelland von Tsukalades (hier mit Gyroporellen) über Exanthia bis zum Stavrotas. Sie beherrschen ferner vollständig das Laïnakigebirge, sowie die Berge von Marantochori und Evgiros bis zum Kap Lipsopyrgos (hier mit besonders zahlreichen Gyroporellen) und zur Syvota-Bucht.

Auf Ithaka bilden sie den Kern der Antikline des südlichen Inselteiles von H. Andreas bis Lygia und eine kleinere Scholle am Aëtos. Sie treten ferner zu beiden Seiten der Synkline der nördlichen Inselhälfte hervor, so unterhalb Agros, westlich H. Ilias, Kioni und Mavrona, sowie in Phigália, auf der entgegengesetzten Seite besonders in dem Höhenzug westlich Exogi (Nelon).

Die südliche Fortsetzung des Nelon bildet auf Kephallenia der ebenso zusammengesetzte Gebirgszug des Avgos und der Kokkini-Rachi.

In Akarnanien (Xeromeros) lassen sich drei Zonen unterscheiden: 1. Der Zug Chalkitza — östlich Aëtos; 2. die Zone östlich Komboti — Bumisto — Cap Turko Viglia (mit Dragonara, Sophia, Kaloiro, Karlonisi, Provati, Pontikonisi etc.); 3. die Zone Insel Kalamos—Matsuki—östlich Zaverda (weiter nördlich Fragmente im Südwesten von Vonitza und auf der Halbinsel östlich Preveza).

Arkudi besteht zum größten Teil aus dem gleichen Kalk (an der Ost-, beziehungsweise Nordostküste mit Gyroporellen; im westlichen Teil der Insel auch Hauptdolomit), ebenso auch der Hauptkörper von Atokos (gleichfalls Gyroporellenführender Dachsteinkalk; an der Südostküste dagegen abgebrochen Hippuritenkalk mit darunterliegenden plattigen Kalken und Kalkschiefern).

Im Westen des Landes kommen neben den weißen, obertriadischen Kalken auch Dolomite vor, deren habituelle Übereinstimmung mit dem ostalpinen, **obertriadischen Hauptdolomit** sofort in die Augen fällt und die jedenfalls in die Obertrias gehören. Die Dolomitentwicklung wurde sowohl auf Korfu [1]), Leukas [2]), Arkudi und Ithaka [3]), als besonders im Tschikagebirge (Südalbanien), sowie sonst in Epirus und in Akarnanien beobachtet.

Der Dolomit scheint im allgemeinen fossilleer zu sein; nur lokal traf ich darin mangelhaft erhaltene Gastropoden, wie Angehörige der Gattung *Zygopleura* bei Dukati in Südalbanien.

Die Untergrenze der westgriechischen, beziehungsweise Ionischen Kalk- und Dolomitentwicklung steht noch nicht fest.

In den jugendlichen Ablagerungen von Korfu und Zante treten allerdings vereinzelte Klippen von schwarzem, **karnischem Carditakalk** auf [4]); ihr isoliertes Vorkommen erlaubte aber nicht ihre Stellung

[1]) Auf Korfu tritt der Dolomit besonders auf der Westseite der nach dieser Richtung liegenden Falte des Pantokratormassivs als Kern des Gewölbes hervor und zieht sich vom Stravoskiadi bis zum Kuramilas (unterbrochen bei Krassati durch Dachsteinkalk) und Saprovuno. Vom Stravoskiadi streicht ferner ein schmaler Streifen nach NW zum Berg H. Triada und trennt so die beiden im Norden, wie im Süden davon herabgebrochenen Flyschschollen von Omali—Episkepsis und Spartilla—Zygos. An der Korfu gegenüberliegenden, epirotischen Festlandsküste bestehen die Syvota-Inseln aus Dolomit.

[2]) Berg H. Ilias zwischen Karya und Enkluvi, sowie an der Festlandsküste gegenüber von Leukas in den Hügeln von Peratia.

[3]) Im Kern der Falte bei Vathy und südlich, beziehungsweise südöstlich davon, an der Ostküste von Kapelle H. Ilias über Psigadi bis Akrotiri, am Kap Korkáli, ferner an der Westküste nördlich von Polis.

[4]) Carl Renz, Neues Jahrb. für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 227. — Carl Renz, Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Vortrag auf dem X. Internationalen Geologenkongreß zu Mexiko 1906. Compt. rend. pag. 208.

im Schichtensystem der Ionischen Inseln und ihre Lagerungsverhältnisse zu den anderen, obertriadischen Bildungen dieser Gebiete näher zu untersuchen. Jedenfalls aber stellen die schwarzen *Cardita*-Kalke von Korfu und Zante Äquivalente der Daonellen- und Halobienschichten der östlicheren Gebirgszone (Messeniens, des Olonos, der ätolischen Kalkalpen und des Tsumerkagebirges) dar.

Auf Korfu bilden die schwarzen, karnischen *Cardita*-Kalke den Fustapidimahügel (N—NNO von Gowino) und den Berdessihügel (im Westen von Gowino). Auf Korfu finden sie sich außerdem noch im Norden von Varypatades und südlich von Chlomos; auf Zante auf der Südseite des Skopos.

Außer der häufigen *Cardita Guembeli Pichler* wurden daraus bis jetzt noch *Mysidia orientalis Bittner*, *Megalodus spec.* und *Ostrea spec.* erhalten.

Diese schwarzen, karnischen *Cardita*-Kalke der Ionischen Inseln sind auch als Zwischenglied zwischen Sizilien (Monte Iudica) einerseits und Kleinasien und Dalmatien anderseits bemerkenswert.

2. Jura.

Die in einer früheren Arbeit[1]) gegebene Aufstellung über die Schichtenfolge des westgriechischen und ionischen Juras ist inzwischen weiter ausgebaut worden.

An der Basis des fossilreichen und leicht kenntlichen Oberlias finden sich auf den Ionischen Inseln, in Epirus und in Akarnanien weiße, vielfach halbkristalline und dickgebankte Kalksteine, deren oberste, manchmal auch dolomitische Partien lokal eine kleine Fauna des **Mittellias** geliefert haben. Die vorherrschenden Brachiopoden der Gattungen *Spiriferina*, *Koninkodonta*, *Rhynchonella* und der Gruppe der *Waldheimia cerasulum Zittel*, sowie die selteneren Zweischaler und Cephalopoden entsprechen der mittelliassischen *Aspasia*-Fauna des Mediterrangebietes.

In der Phteliabucht (Epirus) habe ich aus dem Liegenden des Oberlias auch einige mittelliassische Ammonitenspezies, wie *Arietites Algovianum Oppel*, *Arietites Juliae Bonar.*, *Rhacophyllites lariensis Menegh.*, bestimmt.

Dieselbe Kalkfazies umfaßt wohl auch noch den unteren Lias und Teile der Obertrias.

Irgendwelche Fossilien, die das Vorkommen von unterem Lias anzeigen würden, sind bis jetzt noch nicht gefunden worden.

Die Arten der *Aspasia*-Fauna wurden, wie gesagt, bis jetzt nur an vereinzelten Lokalitäten auf Korfu (Pelleka), Leukas, Ithaka, Kephallenia[2]), in Akarnanien und in Epirus ermittelt. Es wäre daher nicht ausgeschlossen, daß in dem weiten Verbreitungsgebiet des griechischen Dachsteinkalkes und Lias das Auftreten der oberen Abteilung dieser Formation da und dort mit kleineren Transgressionen verbunden sein könnte.

---

[1]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. 1905, Beil.-Bd. XXI.

[2]) Beim Aufstieg von Zervata zum Avgos.

Der **Oberlias**, der auf den Ionischen Inseln und in Epirus, sowie auch im südwestlichen Albanien und im westlichen Akarnanien an einer Reihe von gut aufgeschlossenen Profilen genauer studiert werden konnte, ist im großen und ganzen in dieser weiten Region recht gleichförmig entwickelt.

Auch auf die nahen Beziehungen zu dem Oberlias der Argolis wurde schon hingewiesen [1]).

Vorherrschend sind rote, tonige, knollige Kalke und kalkige Mergel, die eine Unzahl von meist tadellos erhaltenen Ammoniten und nebenbei auch Brachiopoden geliefert haben.

Ich greife nur eine Reihe der wichtigsten Arten, die nach meinen Bestimmungen so ziemlich an allen Aufschlüssen des Oberlias vorkommen, heraus:

Hildoceras bifrons Brug. und Varietäten (Taf. XXI [IV], Fig. 3)
„ *Levisoni Simpson* (Taf. XXI [IV], Fig. 5)
„ *Mercati Hauer* (Taf. XXI [IV], Fig. 2)
„ *comense Buch* mit mehreren Varietäten
Hildoceras boreale Seebach
„ *rheumatisans Dum.*
„ *Erbaense Hauer* (Taf. XXI [IV], Fig. 1 u. Textfig. 25)
„ *Escheri Hauer*
„ *quadratum Haug*
„ *Caterinae Parisch u. Viale*
„ *serpentinum Rein.*
„ (*Lillia*) *Lilli Hauer*
„ (*Lillia*) *Chelussii Parisch u. Viale*
Harpoceras (*Grammoceras*) *radians Rein.*
„ *striatulum Sow.*
„ *toarcense Orb.*
„ *falciferum Sow.*
„ *strangwaysi Sow.*
„ *pectinatum Menegh.*
„ *subplanatum Oppel*
„ *discoides Zieten*
Coeloceras annulatum Sow.
„ *anguinum Rein.*
„ *pettos Quenst.*
„ *Mortiletti Menegh.*
„ *subanguinum Menegh.*
„ *crassum Phil.* u. Var.
„ *Desplacei Orb.*
„ *subarmatum Young* und *Bird* u. Var. (u. a. *var. fibulata Sow.*)
„ *commune Sow.*
„ *Linae* und *aculeata Parisch u. Viale*

[1]) Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909, Bd. LXI, pag. 202—229. — Ferner Carl Renz, Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. Bull. soc. géol. France 1907 (4), Bd. VII, pag. 384 und 385. Vergl. außerdem oben pag. 534.

Coeloceras Gemma Bonar.
Phylloceras Nilssoni Hébert (Taf. XXI [IV], Fig. 4)
„ *Nilssoni Hébert var. selinoidea Meneghini emend. Renz* (Textfigur 24)
„ *Spadae Menegh.*
„ *heterophyllum Sow.*
„ *Borni Prinz*
„ *Emeryi Bettoni*
„ *frondosum Rein.*
Lytoceras rubescens Dum.
„ *cornucopia Young* und *Bird*
„ *sepositum Menegh.*
„ *dorcadis Menegh.*
„ *spirorbis Menegh.*
„ *Cereris Menegh.*
„ *funiculum Dum.*
Haugia variabilis Orb.
„ *Eseri Oppel*
„ *navis Dum.*
„ *Ogerieni Dum.*
Hammatoceras insigne Schübl.
Hammatoceras Bonarellii Parisch u. Viale
Frechiella spec.
Paroniceras sternale Buch[1])
Erycites Reussi Hauer
Posidonia Bronni Voltz.

Sehr selten sind hierunter die Angehörigen der Gattungen *Frechiella* und *Paroniceras* (*Paroniceras sternale Buch* aus dem Oberlias von Anavrysada[1]) auf Leukas), von denen nur je ein Exemplar vorliegt. *Frechiella* kann eine spezifisch oberliassische Gattung genannt werden, die sowohl im Mediterrangebiet, wie in Mitteleuropa heimisch war.

Die Gattung *Frechiella* ist geographisch weit verbreitet, tritt aber meist nur in geringer Individuenmenge auf.

Diese Beobachtung habe ich sowohl im griechischen, wie auch neuerdings im portugiesischen Oberlias machen können.

Unter den tausenden von griechischen, beziehungsweise türkischen Oberlias-Ammoniten, die ich in Händen gehabt, fand sich, wie gesagt, nur eine *Frechiella* (aus dem Oberlias zwischen Mursia und Katafto in Epirus) und in dem ebenfalls reichen Material, das ich im Frühjahr 1909 im portugiesischen Oberlias von Casalcomba (im Norden von Enxofaes, Silvan, Vimieira einerseits und bei Murtede, Eskapaes und Sepim anderseits) gesammelt habe, trifft auf *Frechiella* ebenfalls

[1]) Der vorliegende, westgriechische *Paroniceras sternale Buch* gleicht vollkommen einem aus dem Oberlias von Umbrien stammenden Exemplar, das C. Parisch und C. Viale in der Rivista italiana di Paleontologia 1906. Bd. XII, Heft IV auf Taf. VII, Fig. 8 abbilden (Contribuzione allo studio delle ammonite del Lias superiore). Es handelt sich hierbei um Stücke mit vollständig gerundetem Rücken und nicht um die gekielte Varietät.

nur ein Exemplar (von Silvan, zusammen mit dem auch hier äußerst häufigen *Hildoceras bifrons Brug.*).

An einzelnen westgriechischen, beziehungsweise epirotischen Fundorten, wie bei Palaeospita und Karya auf Korfu, wurden zusammen mit den oberliassischen Ammoniten auch vereinzelte Brachiopoden aufgesammelt, unter anderem Spiriferinen aus der Verwandtschaft der *Spiriferina obtusa Oppel* und *Spiriferina alpina Oppel*, ferner *Terebratula (Pygope) aff. rheumatica Canavari* usw.

Die von den Ionischen Inseln, Epirus und Westgriechenland zitierten Cephalopodenarten bilden auch den wesentlichsten Bestandteil der oberliassischen Tierwelt der Apenninen, der Ostalpen und des Bakony und erweisen mit absoluter Sicherheit das Vorkommen des gesamten Oberlias. Eine nähere Spezialisierung der verhältnismäßig sehr geringmächtigen, oberliassischen Ablagerungen konnte infolge der sich gleichbleibenden Sedimentbildung in Griechenland nicht durchgeführt werden (vergl. Profile pag. 583—599).

Weitaus am häufigsten sind, nicht nur was Artenzahl, sondern auch vor allem was Individuenmenge anlangt, die Angehörigen der Gattung *Hildoceras* (besonders *H. bifrons* und *H. Mercati*), denen gegenüber alle anderen Gattungen und Arten, so auch die Lytoceren und Phylloceren zurücktreten. *Lytoceras* kommt nur verhältnismäßig spärlich vor und von den Phylloceren sind lediglich *Phylloceras Nilssoni Hébert* und seine Varietäten häufiger.

Zu den etwas reichlicher vertretenen Arten gehören auch *Haugia variabilis Orb.*, *Coeloceras annulatum Sow.*, *Coeloceras subarmatum Young u. Bird*, *Harpoceras discoides Zieten.*

Bei sachgemäßer Beurteilung der Zusammensetzung einer Cephalopodenfauna ist vor allem auch die Individuenmenge der einzelnen Arten, beziehungsweise Gattungen in Rechnung zu stellen, da ja im allgemeinen die glattschaligen Formen artenärmer zu sein pflegen, als die rauhschaligen.

Ähnliche faunistische Verhältnisse, wie ich in Griechenland, fand L. Gentil[1]) bei der oberliassischen Ammonitenfauna Marokkos. Durch die Freundlichkeit des Herrn L. Gentil war mir Gelegenheit geboten, diese übrigens auch sonst sehr ähnlichen, marokkanischen Oberliasfaunen in der Pariser Sorbonne persönlich durchzusehen.

Eine entsprechende Verteilung der Arten charakterisiert nach R. Douvillé auch den Oberlias Andalusiens.

Im portugiesischen Oberlias, den ich erst jüngst persönlich studierte und aus dem mir ein großes Fossilmaterial vorliegt, sind die Hildoceren, namentlich *Hildoceras bifrons Brug.* und Verwandte, außerordentlich häufig, die Lytoceren und Phylloceren jedoch selten.

Die tonigen Knollenkalke und Mergel Westgriechenlands, der Ionischen Inseln und von Epirus, die die zitierten Arten geliefert haben, nehmen lokal auch gelbe bis graue Farbentöne an und führen

[1]) Esquisse géologique du massiv des Beni Snassen. Bull. Soc. Géol. de France 1908, 4. sér., Bd. VIII, pag. 402.

dann in der Regel ziemlich reichlich Pyrit, beziehungsweise Limonit. Auch rot und grau gefleckte Nuancen wurden beobachtet.

An manchen Aufschlüssen der Insel Korfu und des gegenüberliegenden epirotischen Festlandes werden diese Gesteine zum Teil durch schwarze Posidonienschiefer ersetzt (*Posidonia Bronni Voltz*), die den schwarzen Posidonienschiefern des schwäbischen Oberlias entsprechen.

Die kleine *Posidonia Bronni Voltz* tritt übrigens auch in den roten, tonigen Kalken und Mergeln auf.

Posidonia Bronni Voltz ist in Griechenland nicht streng an eine Zone gebunden, wie in Schwaben, sondern kommt im ganzen Oberlias vor.

Hierzu sei noch bemerkt, daß ich in Daghestan, bei Tschirach, im *Murchisonae*-Horizont, sowie auch zusammen mit *Harpoceras concavum Sow.* und dem dort häufigen *Harpoceras cornu Buckman* Posidonien aufgesammelt habe, die sich von der *Posidonia Bronni Voltz* in keiner Weise unterscheiden lassen[1]).

Die schwarzen Posidoniengesteine von Korfu und Epirus, die öfters auch schwarze Hornsteinbänkchen eingeschaltet enthalten, geben ein gelbes Verwitterungsprodukt.

Bisweilen ist auch einmal ein *Aptychus* unter den Posidonien eingestreut.

In enger Verbindung mit den schwarzen Posidonienschiefern stehen ferner, als weitere gleichwertige Fazies, schwarze, blaue, graue oder gelbliche, geschichtete, tonige Kalke (Mergel) mit gelber Verwitterungsrinde und muscheliger Absonderung, die petrographisch vollkommen dem Kreidepläner gleichen.

Da auch im eocänen Flysch der gleichen Gegenden lithologisch sehr ähnliche Partien auftreten, so wird die Wechsellagerung dieser Gesteine mit den Posidonienschiefern natürlich von großer Wichtigkeit für die richtige Einschätzung ihres Alters. Öfters enthalten diese Schichten allerdings auch selbst die bezeichnenden oberliassischen Ammoniten oder wenigstens deren Abdrücke.

Die bis jetzt auf der südwestlichen Balkanhalbinsel aufgefundenen Aufschlüsse des oberen Lias verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Inseln und Landschaften:

Rote, graue und gelbe, bisweilen auch gefleckte, tonige, Knollenkalke und kalkige Mergel mit der pag. 565 und 566 angegebenen, oberliassischen Fauna finden sich:

Auf **Korfu**:

In den beiden, bisweilen durch lokale, tektonische Störungen unterbrochenen Oberliaszonen Karya — Palaeospita — Sinies—Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia–Perithia–H. Athanasios–Lutzes und zweitens Hochtal der Panagia-Kapelle—Strinilla—Tal von Betalia—Kuppe Zucharus—Lavki—östlich Kastello, so:

---

[1]) Carl Renz, Der Jura von Daghestan. Neues Jahrb. für Min. etc., 1904, pag. 71—85.

1. Oberhalb der Häusergruppe Vligatzuri (Weg Glypha—Palaeospita);

2. in der Oberliaszone Karya—Palaeospita—Sinies—Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia;

3. bei Perithia, in der Oberliaszone oberhalb der Brunnen und der Kirche H. Giacomo;

4. bei Lutzes und im Tal südlich dieses Dorfes (am Wege Lutzes—Perithia über Hag. Athanasios);

5. Oberliasband vom Hochtal der Panagiakapelle über Strinilla—Tal von Betalia—entlang des Weges Betalia—Drymodi bis zum östlichen Ursprungstrichter des Tales von Riva und der Bergrippe zwischen den Tälern von Riva und Drymodi (Ende an der Kuppe Zucharus);

ferner:

6. in der Oberliaszone Krinia—Riliatika—Vasiliká;

7. am Kurkuli (an den beiden letzteren Vorkommen (6 u. 7) graue und gelbe, geschichtete, tonige Kalke);

8. im Norden der Insel Vido.

Fig. 24.



Phylloceras Nilssoni Hébert var. selinoidea Meneghini emend. Renz aus dem Oberlias des Kaps südlich von San Giorgio (Punta rossa), an der epirotischen Festlandsküste, gegenüber von Korfu.

In **Epirus** und in **Südalbanien**:

1. Im Norden von Kanzia (Kanzas), einem Dorf an der Straße Preveza—Philippiada;

2. im oberen Vyrostal, an dessen westlichem Steilhang bei der Klissura (Engpaß) von Muskiotitsa;

3. auf der Westseite der Paganiahalbinsel;

4. zwischen Kataito und Mursia, östlich der die Ebene von Mursia vom Meer trennenden Höhe;
5. in der Phteliabucht;
6. am Kap Skala (Nord- und Südseite);
7. in der Bucht der Tetranisi;
8. am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa);
9. am Westufer des Butrintosees (südlich San Giorgio);
10. bei Chimarrà (Wege Chimarra–Vunos und Chimarra–Pyluri);
11. bei Vunos (nördlich und südlich des Dorfes);
12. im Tal südlich Tragiasch;
13. an der Saschitza (im Osten der Bucht von Valona).

Fig. 25.



Hildoceras erbaense Hauer aus dem Oberlias von Anavrysada auf Leukas.
Natürliche Größe.

Auf **Leukas**:

1. In der Talschlucht zwischen Exanthia und Kalamitsi;
2. im Norden von Kavalos und Asprogerakata;
3. am Südabsturz des Stavrotasmassivs (vom Agrapidokampos bis Anavrysada, über Paspalari-Buffofolia und oberhalb H. Paraskewi vorüber);
4. bei Amurati.

Auf **Kephallenia**:

1. Bei Phuchta (abwärts nach Westen und südlich Phuchta);
2. bei Samaristani etc., am Südabhang des Avgos.

Fig. 26.



Hildoceras Mercati Hauer aus dem Oberlias von Phuchta (rote Knollenkalke) auf Kephallenia.

Etwas vergrößert.

Auf **Ithaka**:

1. Im Osten des Hafens von Vathy;
2. im Osten der Bucht von Schinos;
3. am Kap Schinos;
4. bei Mina Malapanu (auf der Landzunge Schinos);
5. unterhalb der Kapelle Hag. Ilias (südlich Vathy);
6. oberhalb der Bucht von Dexia;
7. bei Kioni;
8. bei Aliki (Phigália, nordwestlich der Klippe H. Nikolaos);
9. im Westen und Nordwesten von Exogi, d. h. am Ostabhang des Neïon;
10. am Kap Argastaríes.

Auf **Kalamos**:

1. Etwa 1 *km* südwestlich vom Dorf Kalamos;
2. bei der Kapelle Hagios Gerasimos (im SW);
3. bei Linari;
4. bei Kokkinopili (NNW der Chora).

In **Akarnanien** (Xeromeros):

In der Oberliaszone westlich Chalkitza — östlich Aëtos, und zwar:

1. Bei Kokkini Stephani;
2. im Osten von Astakos (Reitweg Astakos—Podolowitza; östlich der Paßhöhe);
3. westlich oberhalb Nusa (Weg Astakos—Chrysowitza);
4. an der Straße Astakos—Katuna zwischen *km* 8 und 9;
5. im Osten von Vlizana;

ferner:

6. im Osten—Südsüdosten von Zavista;
7. im Süden von Zavista, beziehungsweise bei Stinowitzi;
8. zwischen Hochtal Liwadi und Monastirakion.

Die schwarzen Posidonienschiefer (*Posidonia Bronni Voltz*) und blaugrauen bis gelben, geschichteten, tonigen Kalke und Mergel des Oberlias wurden dagegen nur in den nachstehend verzeichneten Gegenden beobachtet:

Auf **Korfu**:

1. In der Oberliaszone Karya — Palaeospita — Sinies — Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia;
2. bei den Brunnen der Häusergruppe Vligatzuri (oberhalb Glypha);
3. in der Oberliaszone bei den Brunnen und oberhalb der Kirche (H. Giacomo) von Perithia;
4. in der Oberliaszone nordwestlich Lavki, besonders bei den Brunnen des Dorfes;
5. in der Oberliaszone Krinia—Riliatika—Vasiliká;
6. westlich Portaes, jenseits des Kriniatales;
7. zwischen Kriniatal und Kastello, im ONO von Kastello;
8. in der Schlucht oberhalb Hagios Markos (lose Stücke, aber nicht gerollt, also vielleicht weiter oben in der unzugänglichen Schlucht anstehend);
9. am Ostabhang der Kuppe H. Kyriaki (stark verwittert);
10. am Kurkuli.

(Siehe zu diesem Abschnitt Fig. 27 auf pag. 573.)

In **Epirus**:

1. In großer Entwicklung entlang dem Westabfall des Stugara-, Platovuni- und Bačgebirges (in der Umgebung von Droviani (oberes Bistrizatal), Krongi, Muzina, Petsa, Gardikaki, oberes Senitzatal etc.);
2. im Tal von Borsi.

Die verschiedenen Horizonte des unteren und mittleren Doggers sind fossilärmer, als der Oberlias und deshalb noch an weniger zahlreichen Punkten paläontologisch nachgewiesen.

Die beiden folgenden, den **unteren Dogger** repräsentierenden Zonen des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae* konnten in Griechenland und Epirus in Anbetracht ihrer einheitlichen Gesteinsbeschaffenheit nicht auseinandergehalten werden.

In petrographischer Hinsicht walten dünngeschichtete, graue bis gelbliche, knollige und konkretionäre Kalke vor, ferner wurden teils durch violettroten, teils durch grauen oder gelblichen Zement verbundene, jeweils gleichfarbige Knollenkalke beobachtet.

Die Cephalopodenführenden, auf den ersten Blick an Breccien erinnernden Knollenkalke dürften sowohl wegen der Korrosion der Ammonitensteinkerne, wie infolge ihrer Zwischenlagerung zwischen den Hornsteinplatten als Bildungen eines tieferen Meeres anzusprechen sein. Es handelt sich um Korrosionserscheinungen, wie sie zum Beispiel auch bei den Kramenzelkalken des Devons auftreten.

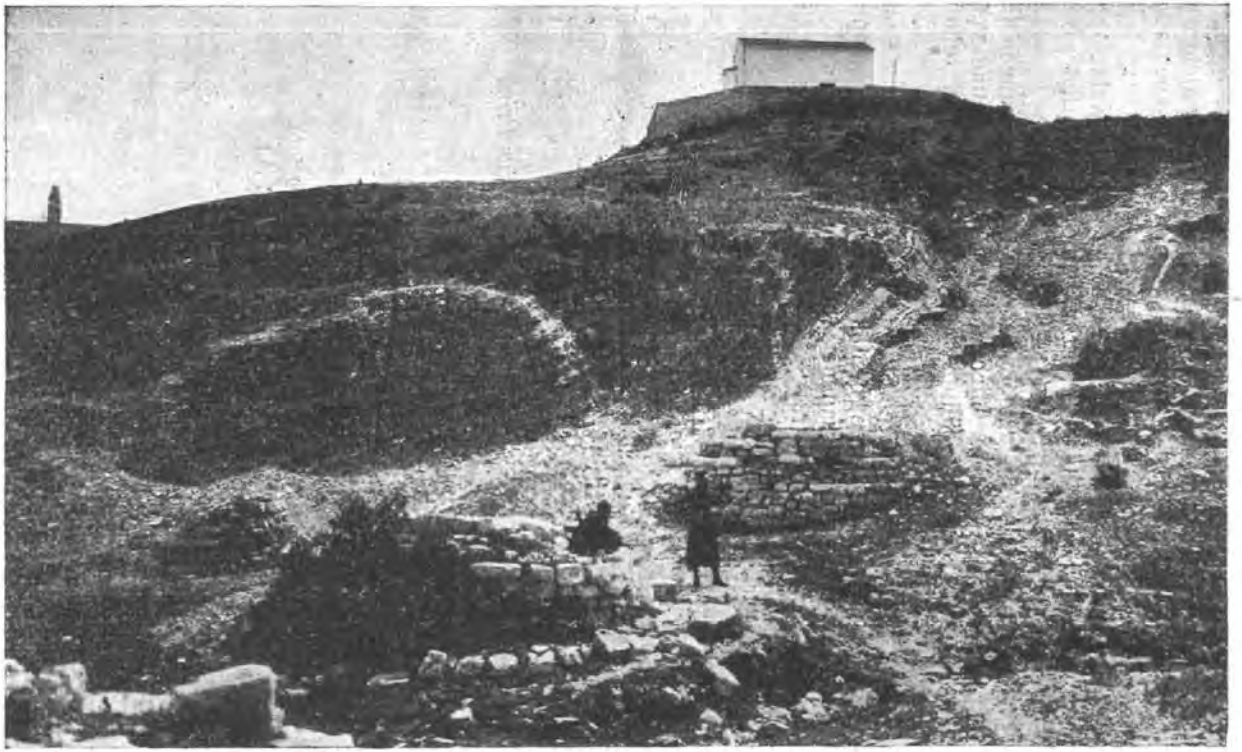


Fig. 27. Schwarze, oberliassische Posidonienschiefer (*Posidonia Bronni Voltz*) bei den Brunnen von Sinies auf Korfu.
(Nach einer Photographie von Carl Renz.)

Eine Transgression ist in Anbetracht der vollkommen konkordanten Lagerung der Schichtenfolge schon an und für sich ausgeschlossen.

Auf Leukas treten gleichfalls geschichtete, jedoch meist dichtere, blendendweiße Kalke auf, während im *Murchisonae*-Horizont auch rötliche Nuancen vorkommen.

Der untere Dogger Ithakas wird durch helle, plattige Kalke vertreten; auf Kephallenia herrscht wiederum eine der korfiotischen Entwicklung ähnliche Ausbildung.

Auf weitere lithologische und regionale Differenzierungen im unteren Dogger brauche ich hier nicht näher einzugehen und verweise auf die nachfolgende, speziellere Beschreibung der einzelnen Gebiete.

Die Fauna der eben skizzierten Schichten setzt sich nach meinen Bestimmungen aus zahlreichen, die beiden unteren Doggerhorizonte markierenden Ammonitentypen zusammen, zum Beispiel:

Parkinsonia (*Tmetoceras*) *scissa Benecke*
„ (*Tmetoceras*) *Hollandae Buckman*
Coeloceras norma Dumortier
„ *modestum Vacek*
Hammatoceras Lorteti Dum.
„ *Alleoni Dum.*
„ *procerinsigne Vacek*
„ (*Erycites*) *fallax Ben.*
„ (*Erycites*) *gonionotum Ben.*
„ (*Erycites*) *intermedius* u. *involutus Prinz*
Harpoceras opalinum Rein. (*Lioceras*)
„ *laeviusculum Sow.* (*Lioceras*)
„ *Murchisonae Sow.* (*Lioceras*)
„ *fluitans Dum.* (*Grammoceras*)
„ *aalense Zieten* (*Grammoceras*)
Dumortieria Dumortieri Thioll.
„ *evolutissima Prinz mut. multicostata Prinz* (Taf. XIX [II], Fig. 1)
„ *evolutissima Prinz*
„ *insignisimilis Brauns*
Lytoceras ophioneum Benecke
Phylloceras baconicum Hantken
„ *Frechi* und *Boeckhi Prinz*
„ *perplanum Prinz*
„ *Loczyi Prinz*
„ *ultramontanum Zittel*
„ *Nilssoni Hébert var. altisulcata Prinz*
„ *Nilssoni Hébert var. medio-jurassica Prinz.*

Als Überlagerung des Oberlias wurde **fossilführender, unterer Dogger** bis jetzt an folgenden Aufschlüssen konstatiert:

Auf **Korfu**:

1. Über der Oberliaszone Karya—Palaeospita—Sinies—Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia;
2. zwischen Karya und der Häusergruppe Vligatzuri (oberhalb Glypha) und unterhalb der Zisternen von Vligatzuri;
3. über der Oberliaszone von Perithia;
4. unter der Oberliaszone von Strinilla (nach Westen liegende Falte);
5. über dem Oberlias im Norden der Insel Vido;
6. über dem Oberlias des Kurkuli.

Auf **Leukas**:

1. In der Talschlucht zwischen Exanthia und Kalamitsi;
2. im Norden von Kavalos und Asprogerakata;
3. am Südabsturz des Stavratosmassivs (vom Agrapidokampos bis Anavrysada);
4. bei Dekatiés;
5. bei Amurati.

Auf **Kephallenia**:

1. Bei Phuchta;
2. bei Samaristani am Südabhang des Avgos.

Auf **Ithaka**:

Bei Mina Malapanu, auf der Landzunge Schinos.

Auf **Kalamos**:

Bei der Kapelle Hagios Gerasimos.

In **Akarnanien**:

1. Über dem Oberlias in der Umgebung von Zavista;
2. über der Oberliaszone westlich Chalkitza — östlich Vlizana, beispielsweise an der Straße Astakos—Katuna, zwischen *km* 8 und 9;
3. über dem Oberlias zwischen Hochtal Liwadi und Monastirakion.

In **Epirus**:

1. Auf der Westseite der Paganiahalbinsel;
2. in der Phteliabucht;
3. am Kap Skala;
4. in der Bucht der Tetranisi;
5. am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa);
6. über dem Oberlias zwischen Kataïto und Mursia;
7. über dem Oberlias von Chimarra;
8. über dem Oberlias des oberen Vyrostales.

Ablagerungen des unteren und auch höheren Doggers sind fast ausnahmslos über den oben angegebenen Vorkommen des oberen Lias erhalten und aufgeschlossen. Fossilien, namentlich sicher bestimmbare, sind aber, wie schon erwähnt, weitaus seltener, als im Oberlias und aus diesem Grunde ist die Liste der bisher auch paläontologisch fixierten, unteren Doggervorkommen merklich kürzer.

In faunistischer Hinsicht ist der untere Dogger besonders auf der Insel Leukas entfaltet.

Die folgenden mit den Zonen des *Hammatoceras Sowerbyi* und *Sphaeroceras Sauzei* korrespondierenden Schichten haben bis jetzt überhaupt noch keine näher definierbaren Ammoniten geliefert.

Die Äquivalente der beiden Zonen werden in der Regel durch plattige Kalke mit Hornsteinlagen oder auch durch dickere, meist kieselfreie Bänke mit Aptychen gebildet.

Erst die in reiner Kalkfazies entwickelte, nächsthöhere **Zone des Stephanoceras Humphriesianum** hat stellenweise auch wieder für die Horizontierung wichtige Leitfossilien ergeben.

Innerhalb der konkordanten Schichtenfolge der im Norden der Insel Vido (Korfu) und auf der Westseite der Paganiahalbinsel (epirotische Küste, gegenüber von Korfu) vortrefflich aufgeschlossenen Profile finden sich gelbliche, dichte Kalke von großer Härte und splitterigem Bruch mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*

Die zusammen etwa 1 *m* mächtigen Bänke enthalten nach meinen Bestimmungen noch weitere, bezeichnende Angehörige der gleichnamigen Zone, u. a.: *Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz (nov. var.)* (Taf. XX [III], Fig. 4), *Phylloceras Kudernatschi Hauer*, *Oppelia subradiata Sow.*, *Sphaeroceras Gervillii Sow.*, *Stephanoceras subcoronatum Oppel*, *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*, *Stephanoceras Humphriesianum Sow. var. plicatissima Quenst.*, *Stephanoceras aff. Bayleanum Oppel* und *Lytoceras adeloides Kud.*

Es sind dieselben Typen, die in Mitteleuropa in der *Humphriesianum*-Zone vorkommen und die ich vor einiger Zeit auch aus dem kaukasischen Bajocien von Daghestan mitgebracht habe [1]). Speziell bei Guli (zwischen Kasikumuch und Tschirach) hatte ich ganz die gleiche Fauna aufgesammelt.

Gleichalte, fossilreich ausgestattete Ablagerungen habe ich in Südeuropa noch in Portugal kennen gelernt; neuerdings wurden auch in Marokko von Gentil einige Arten angetroffen, die auf oberen Bajocien hinweisen.

Unter den mir persönlich bekannten Bildungen der Balkanhalbinsel erwähne ich hier noch die etwas höher horizontierten Cephalopodenkalke von Swinitza an der unteren Donau, die eine von *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* kaum unterscheidbare Mutation geliefert haben und wohl im Alter mit den alpinen Klausschichten, wie mit den westgriechischen Posidonienhornsteinplatten zu parallelisieren sind.

---

[1]) Carl Renz, Der Jura von Daghestan. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1904, pag. 71. — Carl Renz, Über den Jura von Daghestan. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1904. Bd. LVI (Vortrag), pag. 168.

Die höheren Plattenkalke bei Greben und weiter stromaufwärts am serbischen Donauufer erinnerten mich bei der Durchfahrt durch die Donaukatarakte in jeder Hinsicht an die über dem westgriechischen Hornsteinkomplex des *Parkinsoni*-Horizontes und des Bathonien folgenden oberjurassischen Bildungen.

Meine besten griechischen, beziehungsweise türkischen Stücke der Stephanocerenkalke stammen von der Paganiahalbinsel. (Fig. 28.)

Bei der fortschreitenden Untersuchung der jurassischen Ablagerungen der südwestlichen Balkanhalbinsel werden sich weitere, analoge Kalke des Bajocien sicherlich auch noch in den anderen, in Frage kommenden, westgriechischen Juradistrikten finden lassen. Vielfach treten allerdings an Stelle der Stephanocerenkalke nur fossilfreie, helle Plattenkalke mit Hornsteinzwischenlagen.

Die Feststellung der Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* und anderen Arten der oberen Bayeuxstufe (mittlerer Dogger) ist in doppelter Hinsicht wichtig.

Erstens waren fossilführende Ablagerungen dieses Alters bis jetzt auf der südlichen Balkanhalbinsel noch nicht bekannt und zweitens wird durch den Nachweis der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* auch die stratigraphische Stellung der unmittelbar darüberliegenden, auf Korfu, im westlichen Mittelgriechenland und südlichen Albanien so weit verbreiteten Hornsteinkomplexe des oberen Doggers entschieden.

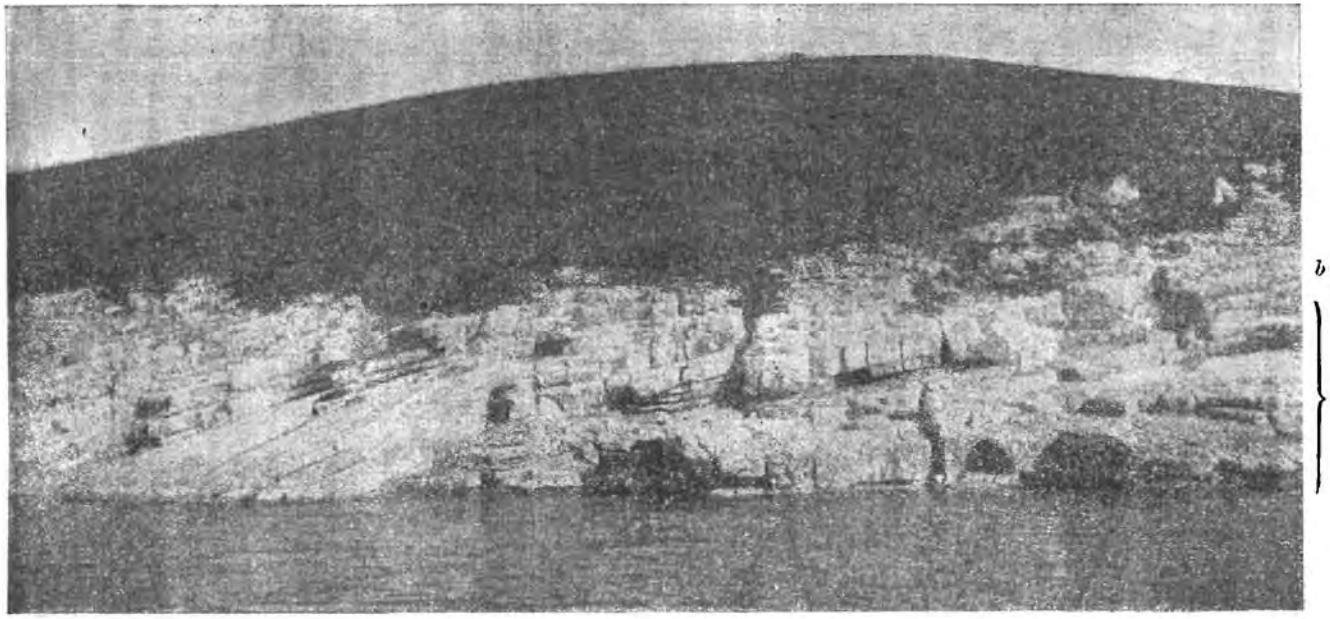
Auf Vido (Korfu) folgt nämlich über den Bänken mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* ein Komplex dünngeschichteter Hornsteinplatten, deren Schichtflächen vollständig mit plattgedrückten Posidonien bedeckt sind. Die Arten der **Posidonien-Hornsteinplatten des obersten Bajocien** (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*) sind infolge dieser Erhaltung spezifisch meist nur schlecht zu bestimmen. An Lokalitäten, wo sie besser konserviert sind, konnte ich neben feingestreiften Schalen auch solche mit gröberen Linien unterscheiden, so daß meiner Ansicht nach die beiden Arten *Posidonia Buchi Roemer* und *Posidonia alpina Gras.* vorliegen dürften. Dazwischen liegt bisweilen auch einmal ein *Aptychus*.

Posidonia alpina Gras. ist bekannt aus den alpinen Klausschichten, beziehungsweise aus den Posidoniengesteinen der Südalpen und Siziliens, ferner aus dem unteren Callovien von Portugal und aus dem Bajocien, Bathonien und Callovien des westlichen Nordafrika. *Posidonia Buchi Roemer* tritt sonst in den *Parkinsoni*-Schichten von Mitteleuropa auf; zusammen mit *Parkinsonia Parkinsoni* habe ich sie auch in Daghestan aufgesammelt.

In Griechenland finden sich die Posidonien nur in dem unteren Teil der in ihrer Folge einen einheitlichen und recht stattlichen Komplex bildenden Hornsteinplatten.

Die westhellenischen und südalbanischen Posidonien-Hornsteinplatten sind daher auf Grund ihrer Lagerung über den Stephanocerenkalken jedenfalls als Äquivalente des obersten Bajocien (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*) und vermutlich auch noch des Bathonien oder wenigstens von Teilen desselben zu betrachten.

Fig. 28.



Kalke der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* (*a*) auf der Westseite der Paganiahalbinsel an der epirotischen Küste, gegenüber von Korfu; *b* = Kalke des *Parkinsoni*-Horizontes mit *Posidonia alpina Gras.*

(Photographie des Verfassers.)

Der stratigraphische Umfang des Gesamtkomplexes steht indessen noch nicht fest, da sich die spärlichen Fossilien aus den höheren Partien, auf die ich später noch zu sprechen komme, für die Horizontierung leider nicht verwenden lassen.

Die Posidonienführenden und auch höheren Hornsteinplatten zeigen in unverwittertem Zustand meist graue oder auch dunklere Farbentöne. Die dünnen Kiesellagen erliegen leicht der Verwitterung und Erosion und zerfallen dann in einen äußerlich gelb gefärbten Gesteinsgrus.

Im Landschaftsbild heben sich die Hornsteinkomplexe schon von der Ferne durch ihre intensiv gelbe oder rote Färbung von den gleichmäßig grau getönten Kalkgebirgen ab.

Die Posidoniengesteine des oberen Doggers (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* und höher) treten nach dem gegenwärtigen Stande meiner Untersuchungen bis jetzt an folgenden Punkten auf:

Auf **Korfu**:

1. Oberhalb der Häusergruppe Vligatzuri (nördlich Glypha);
2. bei Glypha, an der Straße gegen Nisaki (tektonische Breccie);
3. oberhalb der Liaszone Karya—Palaeospita—Sinies—Paßhöhe zwischen den Tälern von Sinies und Perithia, sowie über der Oberliaszone von Perithia;
4. oberhalb der Liaszone Krinia—Riliatika—Vasiliká;
5. bei Melissia (nördlich von Lavki);
6. im Süden und Südwesten der Antiniotibucht, beziehungsweise bei Almyros;
7. unter der Liaszone Strinilla—Riva, speziell bei Strinilla (nach Westen liegende Falte);
8. auf der Westseite der Vothynas-Mulde (nordwestlich von Hagios Markos und westlich vom Ursprung des Wildbaches von Hagios Markos);
9. westlich vom Fustapidimahügel (nördlich Gowino [umgelagert]);
10. auf der Ostseite des Berdessihügels und zwischen diesem und dem See Skoteni (umgelagert);
11. über der Oberliaszone des Kurkuli (speziell unterhalb der Kapelle Hagios Kyrikos);
12. im Norden der Insel Vido;
13. auf dem Santi Deka (in der Hochmulde zwischen den beiden Hauptgipfeln, und zwar OSO vom Kloster am Abhang des südlichen Gipfelkammes, sowie am Nordhang von dessen südöstlichem Ausläufer;
14. im NNO von Kato—Pavliana (umgelagert).

Auf **Leukas**:

Am Südwestabhang des Skarusgebirges (verwittert).

Auf **Ithaka**:

1. In dem Seitental im Osten des Hafens von Vathy;
2. nördlich von Kanelata.

Auf **Kalamos**:

1. Im Südwesten von Kephali; an der Westküste des südlichen Inselteiles;
2. im Nordnordosten vom Dorf Kalamos.

In **Akarnanien**:

1. Bei Monastirakion;
2. im nördlichen Teil des Hochtales Liwadi;
3. nordöstlich von Warnakas;
4. westlich oberhalb Nusa (Weg Astakos—Chrysowitza);
5. im Südosten von Platiali (westl. bis SW der Chalkitza);
6. bei Dorgowitza (Weg Astakos—Zavista [verwittert]).

In **Südalbanien** und **Epirus**:

1. Bei Vunos (südöstlich des Dorfes, bei der Kapelle Hagios Nikolaos, am Wege nach Chimarra);
2. bei Chimarra (Wege Chimarra–Vunos und Chimarra–Pyluri);
3. über der Oberliaszone am Westabfall des Platovuni- und Bačgebirges;
4. zwischen Chan Zarovina und Chan Delvinaki (vermutlich auch am Westabfall des Makrikampos);
5. in der Phteliabucht (auf der Nordseite der Bucht und des in ihrem Grunde einmündenden Tälchens, ferner auf der Ostseite der kleinen Einbuchtung westlich von Phtelia);
6. bei Gomenitza, in der Richtung gegen Varfani;
7. im oberen Vyrostal (talaufwärts der Klissura von Muskiotitsa);
8. im mittleren Vyrostal (unterhalb Kerassovon).

Bis jetzt sind daher die Posidonien des Parkinsoni-Horizontes, beziehungsweise oberen Doggers noch nicht an allen, über dem Oberlias (siehe Zusammenstellung pag. 568—572) und den unteren und höheren Doggerzonen folgenden äquivalenten Hornsteinplatten ermittelt worden; in den meisten Gegenden dürften sie im Laufe meiner weiteren Untersuchung jedoch noch entdeckt werden.

Ganz vereinzelt finden sich die Dogger-Posidonien, wie beispielsweise auf der Paganiahalbinsel, auch in rein kalkigen Absätzen (vergl. Profil pag. 588), in welchem Fall auch die darüberlagernden Schichten aus Hornsteinreichen Plattenkalken mit Aptychen bestehen. Aber nördlich, wie südlich von diesem Aufschluß, in der Phteliabucht, wie bei Gomenitza, sind im Streichen wieder die gleichalten Hornsteinplatten entwickelt.

Die Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers sind vorerst das oberste, paläontologisch fixierte Glied des westgriechischen Juras

und bilden ebenso, wie die bunten, knolligen Kalke und Mergel des Oberlias infolge ihrer gleichartigen Entwicklung und weiten Verbreitung in Südalbanien, Epirus, Akarnanien und auf den Ionischen Inseln einen für diese Gegenden leicht kenntlichen und wichtigen Leithorizont.

Petrographisch läßt sich daher im Großen und Ganzen der Oberlias als tonigkalkig, beziehungsweise mergelig kennzeichnen, während der Dogger unten eine kalkige und oben eine kieselige Entwicklung zeigt.

Im allgemeinen deutet diese Veränderung der Fazies während der Epoche des Oberlias und Doggers eine zunehmende Senkung, ein Tieferwerden des Meeres an.

Der obere Teil der einheitlichen Hornsteinkomplexe, deren untere Posidonienführende Lagen den obersten Bajocien und vermutlich auch den Bathonien teilweise oder ganz repräsentieren, gehört jedenfalls bereits dem **Malm** an (Callovien). Nur hie und da wurden in den oberen Partien des jurassischen Hornsteinkomplexes schlecht erhaltene, spezifisch nicht näher bestimmbare Zweischaler und Brachiopodenreste angetroffen.

Interessant, aber für die Horizontierung von relativ nur geringem Wert sind flache, längsgestreifte Bivalven, die mich hinsichtlich ihrer Skulptur lebhaft an Daonellen erinnerten.

Ich kenne solche Vorkommen bis jetzt von Korfu (im Nordwesten von Perithia), von den Korfu gegenüberliegenden epirotischen Gestaden (auf dem Isthmus zwischen der Paganiahalbinsel und dem Festland) und von Ithaka (Südseite der Bucht von Kioni, bei der Lokalität Mavrona) und war anfangs der Meinung, daß es sich hier um Äquivalente der obertriadischen Daonellenschichten der östlicheren Olonos-Pindos-Zone handeln dürfte [1]).

Auch in petrographischer Hinsicht ist absolut kein Unterschied vorhanden.

Die genauere Untersuchung der Lagerungsverhältnisse hat indessen ergeben, daß die Hornsteinlagen mit den Halobienartigen Bivalven dem über den Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers folgenden Schichtenkomplex angehören und also bereits oberjurassisch sind. Über dem Komplex der Hornsteinplatten, deren untere Partien der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* entsprechen, folgen Plattenkalke mit Hornsteinbändern und wechsellagernden Schiefern.

Unter den Halobienartigen Bivalven liegt bisweilen auch einmal ein *Aptychus*, so in Handstücken, die ich auf der Paganiahalbinsel sammelte.

In Portugal kommen nun in den oberjurassischen Schiefern von Cintra zusammen mit typischen Malmarten Zweischaler vor, die für Halobien gehalten werden.

Herr Choffat, der verdiente Erforscher des portugiesischen Juras, hatte die Freundlichkeit, mir die betreffenden Stücke im Lissaboner Geologischen Museum zu zeigen; im übrigen kenne ich die Aufschlüsse bei Cintra auch aus eigener Beobachtung.

---

[1]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc., 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 226.

Selbst wenn nun in Portugal die Halobien, beziehungsweise Daonellen eine größere Vertikalverbreitung besitzen und noch im Oberjura vorkommen würden, so kann doch über das obertriadische Alter der Halobien- und Daonellenschichten der Olonos-Pindos-Zone kein Zweifel obwalten, namentlich auch infolge ihrer habituellen Übereinstimmung mit den Daonellenschichten der Argolis, Hydras und Süddalmatiens (Budua), deren Zugehörigkeit zur Obertrias durch ihre Verbindung mit den anderen Triasgliedern dieser Regionen außer Frage steht. Falls aber auch die Gattungen *Halobia* und *Daonella* in den Jura hinaufgehen würden, so ist damit noch lange nicht gesagt, daß sich auch die wichtigen leitenden Spezies, wie *Daonella styriaca Mojs.* u. a., in vertikaler Richtung in gleicher Weise ausdehnen. Und gerade *Daonella styriaca Mojs.* kommt im Olonos, in den ätolischen Kalkalpen, in Messenien etc. in tadellosen, einwandfrei bestimmbaren Exemplaren vor.

Neuerdings beschreibt nun M. Furlani[1]) aus der oberjurassischen Plattenkalkfazies (Hornsteinbänderkalke) der mitteldalmatinischen, sogenannten Lemeßschichten Halobienartige Bivalven, die er als *Aulacomyella problematica nov. gen. nov. spec.* bezeichnet. Wie schon aus dem Genusnamen hervorgeht, leitet M. Furlani die neue Art von *Aulacomya Steinmann* (beziehungsweise *Posidonia*[2]) ab.

Die Abbildungen der Art Furlanis zeigen nun eine so auffallende, habituelle Übereinstimmung mit meinen gleichfalls oberjurassischen Halobienartigen Zweischalern der Ionischen Zone, daß ich an einer Identität der griechischen und dalmatinischen Formen nicht mehr zweifle, obwohl bei keinem meiner Stücke der Schloßrand entsprechend deutlich erhalten ist.

Die griechischen Aulacomyellen stammen, wie gesagt, aus dem Oberjura der Ionischen Zone.

Über dem Hornsteinplattenkomplex der Ionischen Zone, der mit dem jüngsten Bajocien beginnt (Posidonienschichten), dessen obere Grenze aber aus Mangel an paläontologischen Anhaltspunkten noch nicht feststeht, folgen, wie schon gesagt, fossilarme, gelbliche, graue und weiße Plattenkalke mit eingeschalteten Hornsteinbändern und wechsellagernden Kalkschiefern, die da und dort auffallend an die Solenhofener Schiefer erinnern.

Der Übergang der Fazieselemente erfolgt keineswegs schroff, sondern allmählich durch Wechsellagerung.

Außer den Aulacomyellen, die auf der Paganiahalbinsel (Epirus) im obersten Teil des Hornsteinplattenkomplexes, auf Korfu und auf Ithaka schon mehr in den den Plattenkalken eingeschalteten Hornsteinplatten gefunden wurden, begegnet man in diesem ganzen mächtigen und fossilarmen Schichtenkomplex nur bisweilen einmal einem *Aptychus* oder noch seltener einem Ammonitenabdruck (*Perisphinctes spec.*,

---

[1]) M. Furlani, Die Lemeßschichten, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1910, Bd. LX, pag. 85, Taf. III, Fig. 2 u. 3.

[2]) Vergl. hierzu Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc., 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 292.

Simoceras spec.). Makroskopisch sichtbare Versteinerungen sind jedenfalls rar.

Innerhalb einer faziell identen Schichtenfolge hat L. Cayeux auf Kreta Riffkalke mit Malmfossilien angetroffen.

Derartige Riffkalke dürften auch die süddalmatinischen, fossilführenden Lemeßschichten zum Teil als gleichwertige Faziesausbildung ersetzen.

Die hellen Kalkschiefer und Plattenkalke mit ihren eingeschalteten Hornsteinschnüren oder eingelagerten Hornsteinnieren der Ionischen Zone dürften nun auch den Jura nach oben abschließen und in gleicher Entwicklung zur Kreide hinüberleiten; wie viel Horizonte der Kreideformation sie allerdings einnehmen, vermag ich aus Mangel an paläontologischem Material vorerst nicht zu entscheiden.

Über den eben skizzierten Bildungen folgt der Rudistenkalk.

Auch in Ostgriechenland (Attika, Othrys) findet sich unter dem Rudistenkalk ein ähnlicher, als Schiefer-Hornsteingruppe bezeichneter Schichtenkomplex, dessen obere Grenze gleichfalls noch nicht festgelegt werden konnte.

Immerhin macht sich aber zwischen der ostgriechischen Schiefer-Hornsteinformation und dem Rudistenkalk eine Sedimentationslücke bemerkbar, namentlich deutlich im hohen Othrys, wo ich in den Konglomeraten der oberkretazischen Transgression zusammen mit den Rudisten auch aufgearbeitete Triaskorallen ermittelt hatte.

Im Westen des Landes ist eine derartige Transgression noch nicht bewiesen. Die vollkommen konkordante Lagerung, zum Beispiel auf Korfu und in Epirus (Bač-Platovunikette), scheint auch dagegen zu sprechen; es dürfte sich hier, wie schon erwähnt, wahrscheinlich nur um ein Seichterwerden des Meeres handeln.

Ferner ist noch zu bemerken, daß die in der mesozoischen Schiefer-Hornsteinformation Ostgriechenlands sehr verbreiteten Serpentine in der Ionischen Zone fehlen.

Bevor ich zur Besprechung der Kreideformation übergehe, mögen noch einige der am besten untersuchten Profile meine allgemeine Darlegung etwas näher erläutern.

1. Lias-Doggerprofil auf der Westseite der Paganiahalbinsel (Epirus).

(Siehe umstehend das Profil Fig. 29.)

Dieser Aufschluß gibt einen klaren Überblick über die Schichtenfolge und die verschiedenen Fossillager des Lias und Doggers.

Auf der Westseite der Paganiahalbinsel folgen von unten nach oben:

1. Weiße, dickgebankte Kalksteine des älteren Lias in der gewöhnlichen Ausbildung des westlichen Griechenlands. Diese Kalke setzen vereint mit den obertriadischen Dachsteinkalken einen großen Teil der Korfu gegenüberliegenden Gestade zusammen.

In der Grenzschicht gegen den Oberlias (2), die auch petrographisch den Übergang vermittelt, finden sich Ammoniten-Durchschnitte und verschiedene Aulacoceren.

Fig. 29.



Lias-Doggerprofil auf der Westseite der Paganiahalbinsel, an der epirotischen Festlandsküste, gegenüber der Insel Korfu.

Hierüber folgt 3. der sehr fossilreiche Oberlias. Er besteht aus reichlich 2 *m* mächtigen, gelblichen, tonigen und knolligen Kalken mit zwischengelagerten gelben Mergellagen (Fig. 30). Die hieraus gewonnene Ammonitenfauna enthält unter anderem als häufigste Typen:

Hildoceras bifrons Brug und Var.
„ *Levisoni Simpson*
„ *comense Buch* und Var.
„ *Mercati Hauer*
„ *Erbaense Hauer*
„ *quadratum Haug*
Phylloceras Nilssoni Hébert und Var.
Phylloceren aus der Gruppe des *Phylloceras heterophyllum Sow.*
Coeloceras annulatum Sow.
„ *Desplacei Orb.*
„ *crassum Phil.*
„ *subarmatum Young u. Bird*
Harpoceras discoides Zieten.
„ *subplanatum Oppel*
Grammoceras radians Rein.
Haugia variabilis Orb.
Hammatoceras insigne Schübl.
Lytoceras sepositum Menegh.

sowie zahlreiche andere Hildoceren, Coeloceren, Harpoceren, Lytoceren und Phylloceren. (Siehe die Liste auf pag. 565–566.)

Die oberliassischen Bildungen der Paganiahalbinsel gleichen hinsichtlich ihrer petrographischen Entwicklung und Fossilführung vollkommen den nördlicheren Vorkommen in der Phteliabucht, am Kap Skala und am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa). Ihre direkte Fortsetzung nach Norden wird von dem Wege Kataïto-Mursia östlich der Höhe geschnitten; auch hier findet sich dieselbe Fauna, unter der noch besonders ein Exemplar der Gattung *Frechiella*, zu erwähnen ist. *Frechiella*, die sonst im mediterranen, wie im mitteleuropäischen oberen Lias vorkommt, wurde hier, wie schon oben erwähnt, zum erstenmal auch im Oberlias der südwestlichen Balkanhalbinsel angetroffen. (Vergl. die nachstehende Abbildung der oberliassischen Ablagerungen Fig. 30.)

4. Die beiden Zonen des unteren Doggers (Zone des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae*) konnten, ebenso wie an den Korfiotischen Fundorten, auch auf der Westseite der Paganiahalbinsel nicht getrennt ausgeschieden werden.

Den Oberlias überlagern dünngeschichtete, graue bis gelblichgraue Kalke von ebenfalls knolliger Struktur mit gelblichem oder grauem, tonigem Zement. Sie entsprechen vollständig dem unteren Dogger am Kap südlich von San Giorgio (Punta rossa [1]) und führen, wie dort diverse

[1]) Siehe pag. 598.

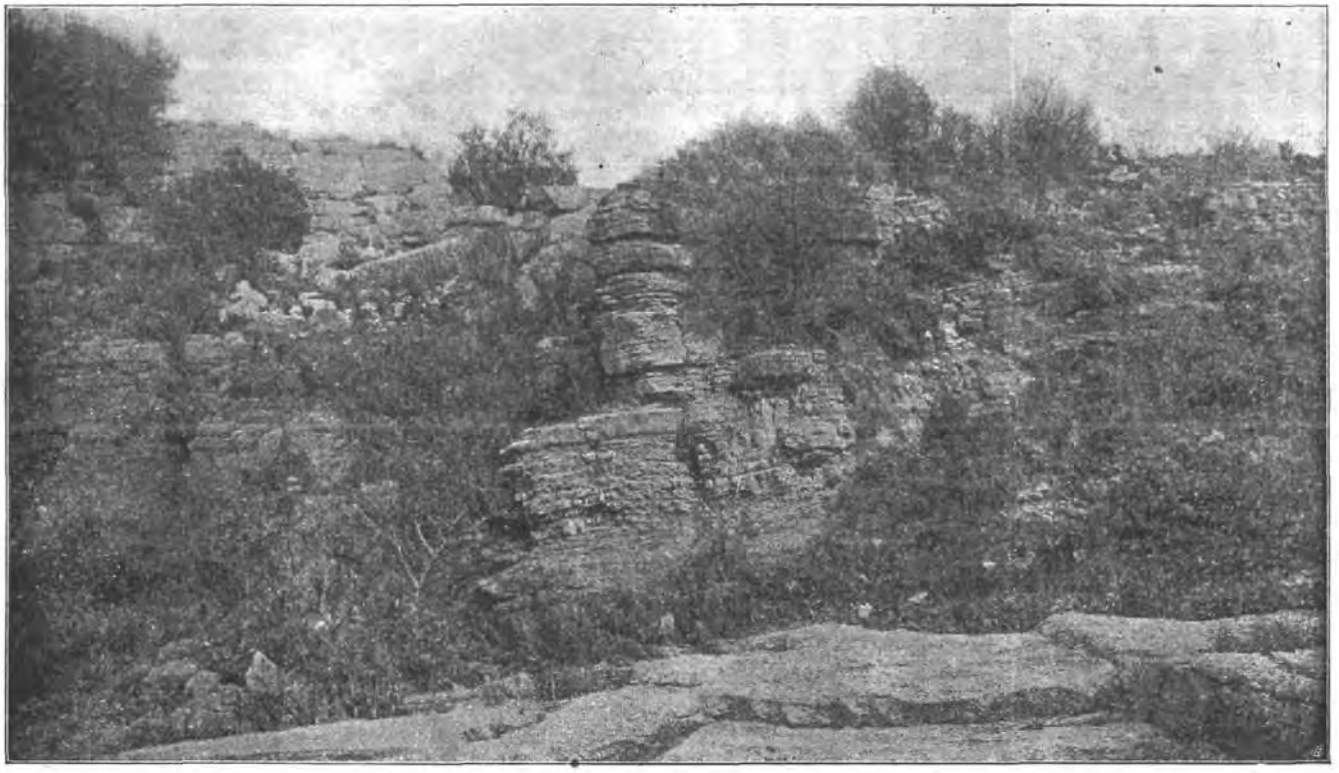


Fig. 30. Aufschluß des fossilführenden Oberlias (gelbe, tonige Knollenkalke und Mergellagen [1]) auf der Paganiahalbinsel an der epirotischen Küste, gegenüber von Korfu; im Liegenden die *Aulacoceras*-führenden Kalkbänke (2).

(Photographie von Carl Renz.)

Spec. der Gattungen *Dumortieria*, *Erycites*, *Harpoceras*, *Phylloceras* etc., zum Beispiel:

Erycites gonionotus Benecke
Erycites intermedius Prinz
Erycites fallax Benecke
Dumortieria evolutissima Prinz. var. multicostata Prinz.
Dumortieria Dumortieri Thioll.
„ *evolutissima Prinz.*
Tmetoceras scissum Benecke
Lytoceras ophioneum Benecke
Phylloceras perplanum Prinz
„ *Loczyi Prinz.*
„ *baconicum Han.*
Harpoceras Murchisonae Sow.

Den Umfang des unteren Doggers schätze ich auf zirka $2^1/_2$ *m*.

5. und 6. Die Äquivalente der zwischen dem unteren Dogger und den *Humphriesianum*-Schichten liegenden Zonen des *Hammatoceras Sowerbyi* und *Sphaeroceras Sauzei* werden durch etwa 6—7 *m* mächtige, helle Kalke repräsentiert. Sie sind meist dicker gebankt, als die Schichten des unteren Doggers, besitzen aber eine ähnliche Struktur.

In den unteren Grenzschichten fand ich noch *Dumortieria evolutissima Prinz* und *Erycites cf. gonionotus Benecke*, die untersten Bänke sind daher vermutlich noch zur *Murchisonae*-Zone zu ziehen. Aus der Mitte des Komplexes stammen nur schlecht erhaltene *Phylloceren*, wie *Phylloceras cf. ultramontanum Zittel* und *Phylloceras cf. mediterraneum Neum.*, während in den höheren Partien scheinbar ausschließlich Aptychen vorkommen. Dieselbe Kalkentwicklung unterlagert auch auf Vido die *Humphriesianum*-Schichten, auch hier paläontologisch noch nicht näher horizontiert.

7. Das nächst höhere, konkordant darüberliegende Glied der Schichfenfolge sind die stratigraphisch wichtigen Stephanocerenkalke, mehrere zusammen etwa 1 *m* messende Bänke von grauen oder gelblichgrauen, dicken, splittrig brechenden Kalken mit zahlreichen, zum Teil äußerst großen Ammoniten. Sie lassen sich jedoch wegen der Härte des Gesteins nur sehr schwer gewinnen; erst nach längerer Arbeit mit geeigneten Instrumenten gelang es mir, eine kleine Kollektion zusammenzubringen. (Vergl. Textfigur 28.)

Sicher bestimmbar und zahlreich ist zunächst das Zonenfossil *Stephanoceras Humphriesianum Sow. s. str.*, der von mehreren, verwandten Arten begleitet wird. Es sind dieselben Typen, die in Mitteleuropa in der *Humphriesianum*-Zone vorkommen und die ich vor einiger Zeit auch im kaukasischen Bajocien von Daghestan nachgewiesen habe [1]). Daneben finden sich ferner die evoluteren Formen aus der Gruppe des *Stephanoceras Bayleanum Oppel*, sowie die breiten Querschnitte der Subkoronaten. *Sphaeroceras* und *Oppelia* werden nur durch ein, beziehungsweise zwei Exemplare vertreten; häufiger sind

[1]) Carl Renz, Der Jura von Daghestan. N. Jahrb. f. Min. etc. 1904, pag. 71.

hingegen wiederum die Lytoceren und Phylloceren. Von letzterer Gattung liegt mir von Pagania ein besonders schönes Stück aus der Formenreihe des *Phylloceras ultramontanum* vor, das ich als Varietät des *Phylloceras Zignoi Orb.* bestimmt habe. (*Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz [nov. var.]*) (Vergl. Paläont. Anhang pag. 599.)

Während sämtliche Ammoniten des Lias und unteren Doggers nur als Steinkerne erhalten sind, besitzen die aus den *Humphriesianum*-Schichten stammenden Exemplare größtenteils noch ihre Schale. Bis jetzt habe ich die folgenden Arten spezifisch genauer bestimmt:

Stephanoceras Humphriesianum Sow.
„ *Humphriesianum Sow. var.*
„ *plicatissima Quenst.*
„ *aff. Bayleanum Oppel*[1])
„ *subcoronatum Oppel*
Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz
„ *Kudernatschi Hauer*
Lytoceras adeloides Kud.
Oppelia subradiata Sow.
Sphaeroceras Gervillii Sow.

Faunistisch sind daher nahe Beziehungen zu meinen daghestanischen Vorkommen nicht zu verkennen; die Gesteinsbeschaffenheit ist jedoch vollkommen verschieden: in Daghestan die auf den polnischen Jura weisenden dunklen Geodenschiefer, hier die in Griechenland so weit verbreitete Kalkfazies in Verbindung mit den Hornsteinen.

In der grauen Kalkfüllmasse eines der Stephanoceren wurden vereinzelte Posidonien beobachtet. Massenhaft treten dieselben jedoch erst in der nächst höheren Schicht (8) auf. Diese besteht aus einer gelblichen Kalkbank von etwa 30 *cm* Dicke mit vielen kleinen, von weißer Kristallmasse erfüllten Ammoniten (*Lytoceras* und *Phylloceras*) und einer schwärzlichen Lage voll von Posidonien. Beim Schlagen gibt die Posidonienschicht einen bituminösen Geruch. Es lassen sich neben feingestreiften Schalen auch solche mit gröberen Linien erkennen, so daß voraussichtlich die beiden Arten *Posidonia Buchi Roemer* und *Posidonia alpina Gras.* vorliegen.

9. Darüber lagern gelbliche Plattenkalke mit Zwischenlagen von Hornstein. Auf den Schichtflächen dieser Plattenkalke finden sich öfters Aptychen, sonst scheinen sie jedoch fossilfrei zu sein.

Die Schichten 8 und 9 entsprechen daher dem obersten Bajocien (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*) und dem Bathonien. Weiter konnte die Horizontierung aus Mangel an paläontologischen Anhaltspunkten vorerst nicht geführt werden. Das eben skizzierte Profil auf der Westseite der Paganiahalbinsel gibt demnach einen Durchschnitt vom mittleren Lias bis zur Bathstufe.

Eine Photographie des Lias-Dogger-Aufschlusses auf der Paganiahalbinsel habe ich in einer kürzlich erschienenen vorläufigen Mitteilung publiziert (Carl Renz, Oberer und mittlerer Dogger auf Korfu und

[1]) Ein gleiches Exemplar befindet sich in meinen Aufsammlungen aus den Humphriesianum-Schichten von Daghestan (Lokalität Guli).

in Epirus. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1908, Bd. 60, Monatsber. Nr. 5, Texttafel zu pag. 127). Auf diese Abbildung sei somit auch hier verwiesen.

2. Lias-Doggerprofil im Norden der Insel Vido bei Korfu.

(Siehe das Profil Fig. 31 auf pag. 590.)

Dieser am leichtesten von der Stadt Korfu aus zu erreichende Aufschluß des Fossilführenden Lias und Doggers dürfte ursprünglich ein sehr gutes Bild der Schichtenfolge gegeben haben, hat aber durch die dort aufgeführten und wieder zerstörten englischen Festungswerke sehr an Übersichtlichkeit verloren.

So sind die anstehenden Gesteine vielfach mit Geröll und Schutt überdeckt und treten nur stellenweise hervor. Bei der umstehenden, schematisierten Profilzeichnung sind die ausgeschiedenen Schichten jedoch ohne Rücksicht auf die Abtragung oder die überlagernde Schuttdecke gleichmäßig durchgezogen.

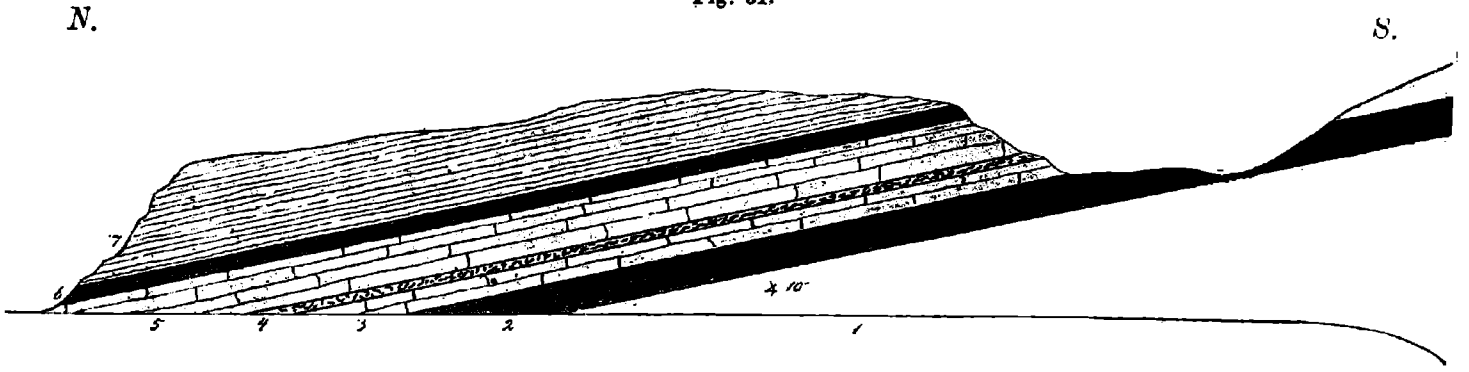
1. Mittlerer Lias in der gewöhnlichen Ausbildung als weißer, dickgebankter Kalk. Petrographisch gleiche Kalke setzen den Hauptkörper der Insel zusammen und gehören zum Teil schon der Trias an (Dachsteinkalke), denn an der Westspitze Vidos fand ich darin im Kern des von ihnen gebildeten, flachen Gewölbes die charakteristischen, sicher erkennbaren Abdrücke oder Durchschnitte von Megalodonten. Der Kontakt der oberen Partie dieser Kalke mit dem fossilführenden Lias ist allerdings verdeckt.

2. Gelbe, tonige Knollenkalke und kalkige Mergel des Oberlias, zum Teil Brauneisensteinhaltig, die sich nur an einem Punkte an dem dem Fort gegenüber gelegenen Abhang erhalten haben und natürlich infolge ihrer geringen Härte der Zerstörung auch am ersten erlegen sind. Trotzdem gelang es mir, aus dem anstehenden Gestein selbst, als besonders aus dem Geröll in der Umgebung des Aufschlusses eine große Anzahl von gut erhaltenen Ammoniten aufzusammeln und herauszugraben. Ich nenne hier unter anderen (Liste pag. 565—566) nur die folgenden, für den Oberlias bezeichnenden Arten:

Hildoceras bifrons Brug.
„ *Mercati Hauer*
„ *comense Buch* u. *Var.*
„ *Erbaense Hauer*
„ *Levisoni Simpson*
„ *(Lillia) Lilli Hauer*
„ „ *Narbonensis Buckman*
Haugia variabilis Orb.
Coeloceras annulatum Sow.
„ *crassum Phil.*
„ *Desplacei Orb.*
Phylloceras Nilssoni Hébert usw.

3. Einige helle Kalkbänke, wie 5.

Fig. 31.



Lias-Doggerprofil im Norden der Insel Vido bei Korfu.

4. Breccienähnliche, konkretionäre, weiße Kalke mit schlecht erhaltenen Ammoniten, wie *Parkinsonia* (*Tmetoceras*) *scissa Benecke* und einem *Phylloceras* aus der Gruppe des *Phylloceras heterophyllum*. Etwa 1 *m* mächtig.

5. Weiße, sehr dichte, marmorartige Plattenkalke mit zahlreichen Ammoniten und Muscheln im Querschnitt, die sich jedoch nicht herauslösen lassen. Diese Plattenkalke sind an den Schichtflächen zum Teil stylolithenartig miteinander verzahnt. Die wurzelförmigen Zapfen der einen Schicht sind durch einen tonigen Belag von der anderen getrennt. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 6 *m*.

6. Dünngebankte, graugelbliche Kalke mit höckeriger Oberfläche (durch die eben erwähnte Verzahnung hervorgerufen) und mit Eisenkonkretionen (wahrscheinlich umgewandelter Pyrit). Es ist ein marmorartiger, dichter Kalk mit sehr splittrigem Bruch, aus dem sich die spärlich darin verteilten Ammoniten nur mit größter Mühe herausschlagen ließen und niemals unversehrt blieben. Neben typischen Exemplaren des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* finden sich in meiner Sammlung noch einige Phylloceren, wie *Phylloceras Kudernatschi Hauer*, sowie auch nicht näher bestimmbare Oppelien.

7. Gleichsinnig über den Kalken des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* lagert ein Komplex von gelblichen Hornsteinplatten. In der Zwischenschicht finden sich zahlreiche, schlecht erhaltene Aptychen, während die Oberfläche der Hornsteinplatten mit den flachgedrückten Individuen der *Posidonia alpina Gras.* und der feiner gestreiften *Posidonia Buchi Roemer* bedeckt ist. Auch Aptychen sind nicht gerade selten. (Siehe Profil Fig. 32.)

Einen Meter über der Untergrenze verschwinden jedoch bereits die Posidonien wieder und es beginnen rote, knollige Hornsteinlagen, welche sich von den sonst vorherrschenden Platten deutlich unterscheiden, weiter oben aber wieder plattige Struktur annehmen.

Petrographisch läßt sich daher hier der Dogger unten als rein kalkig, oben mit Kiesellagen; der Oberlias als tonig-kalkig, beziehungsweise mergelig kennzeichnen.

Es sei hier noch bemerkt, daß schon Portlock[1]) auf Vido Ammoniten und Brachiopoden gefunden hatte, die als unbestimmbare Planulaten und *Terebratula cf. pala* zitiert werden.

Stefani[2]) hält die Ablagerungen Vidos, ebenso wie die Kalke von Pelleka auf Korfu, für Tithon, eine Annahme, die durch meine Funde widerlegt wird. In den hellen Kalken von Pelleka habe ich mehrere, mittelliassische Brachiopoden ermittelt, zum Beispiel:

Waldheimia apenninica Zittel
Rhynchonella Zitteli Gemm.
„ *variabilis Schloth.*
Koninckina Geyeri Bittner
Spiriferina Hdueri Suess
di Stefanoi Piaz.

[1]) Portlock, Quaterly journal geol. soc. 1845, Bd. I, pag. 87.
[2]) Ch. Stefani, Observations géologiques sur l'île de Corfou. Bull. soc. géol. France 22. (3). 1894, pag. 445.

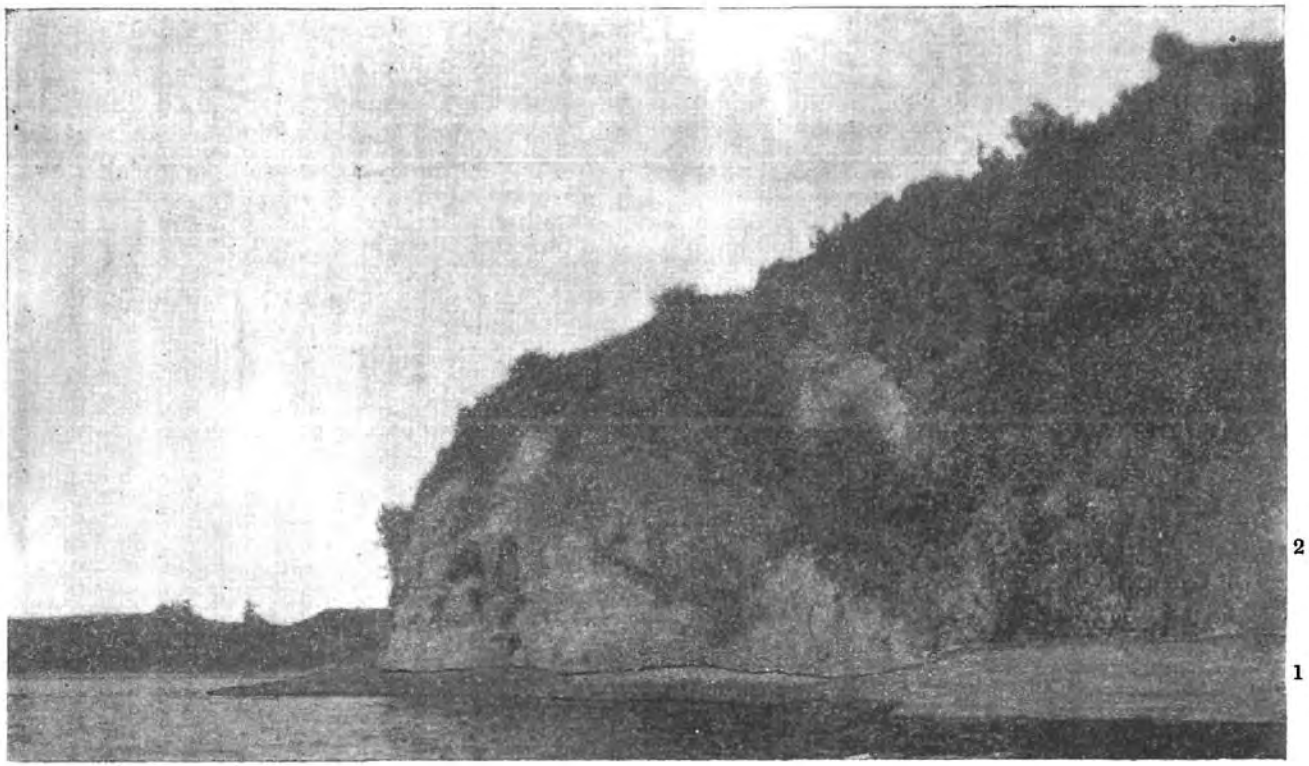


Fig. 32. Nordküste von Vido (Korfu). Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* (1); überlagert von Posidonien-Hornsteinplatten (2).

(Photographie von Carl Renz.)

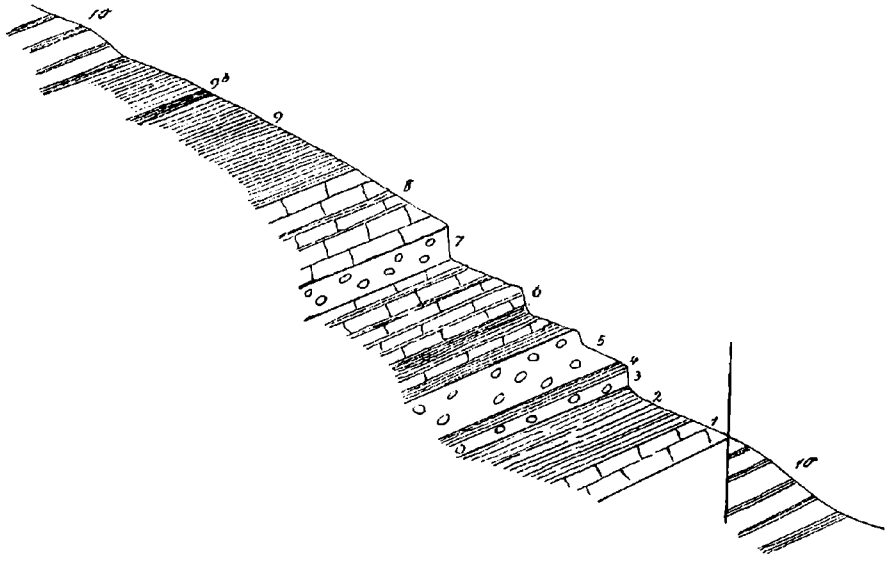
3. Lias-Doggerprofil bei Palaeospita auf Korfu.

Die beistehende Zeichnung (Fig. 33) gibt einen Längsschnitt durch die Schlucht von Palaeospita, unterhalb des Brunnens und der Wegekreuzung beginnend bis oberhalb der Teilung des Trockenbaches.

1. Dickbankige, helle Kalke mit grauen Hornsteinknollen und einer grünlichen, konglomeratisch-mergeligen Brachiopodenlage, ohne bestimmbare Arten.

Diese Brachiopodenführende Lage ist wohl schon mittelliassisch. Idente Bildungen mit *Spiriferina*, *Koninkodonta* etc. habe ich auch bei Mina Malapanu auf Ithaka gefunden. Ich nenne von hier unter

Fig. 33.



Oberlias-Doggerprofil bei Palaeospita auf Korfu.

anderem nur *Spiriferina angulata Oppel* (ident. mit südtiroler Exemplaren. Palaeontographica Bd. 46, Taf. 18, Fig. 20, 23, 25), *Spiriferina alpina Oppel*, *Spiriferina obtusa Oppel*, *Leptaena fornicata Canavari*, *Koninckina Geyeri Bittner*, *Terebratula* (*Pygope*) *rheumatica Canavari*, *Waldheimia cerasulum Zittel* und deren verwandte Formen.

2. Schwarze, blaugraue und gelbe, kalkhaltige Schiefer und Mergel oder tonige, geschichtete Kalke. Die Schiefer usw. mit *Posidonia Bronni Voltz*. Auch schwarze Hornsteinbänkchen sind eingelagert. Die schwarzen Schiefer entsprechen den Posidonienschiefern Schwabens, während die blauen, tonigen Kalke mit gelber Verwitterungsrinde und muscheliger Absonderung in lithologischer Hinsicht vollkommen dem Kreidepläner gleichen. Auch im eocänen Flysch finden sich petrographisch ähnliche Partien, die leicht zu Verwechslungen Anlaß geben könnten.

3. Graublaue, konkretionäre Schicht, darin auskeilend Schiefer mit Posidonien.

4. Schwarze und gelbe Posidonienschiefer, wie 1, zum Teil Limonitführend. Die Schiefer sind manchmal mit einer Asphaltähnlichen Substanz imprägniert. Die Lagen 2—4 umfassen zirka 20 *m*.

Die Schichten 4 und 5 trennt eine deutlich markierte Grenze, die auf einen erheblicheren Fazieswechsel hindeutet.

5. Über 4 folgen etwa 4 *m* mächtige, graue, mergelige Knollenkalke mit schwarzen Hornstein- und Pyritknollen, das Ganze an eine Konglomeratbildung erinnernd. In dieser konkretionären Bildung fand sich die bekannte, oberliassische Ammonitenfauna (siehe Liste pag. 565—566). unter anderem mit:

Hildoceras bifrons Brug.
Mercati Hauer
„ *comense Buch* mit Varietäten
„ *Erbaense Hauer*
„ (*Lillia*) *Lilli Hauer*
Harpoceras (*Grammoceras*) *radians Rein.*
„ *discoides Zieten*
Coeloceras annulatum Sow.
„ *crassum Phil.*
Phylloceras Nilssoni Hébert

und vielen anderen Spezies, sowie mit Brachiopoden der Gattungen *Spiriferina* und *Waldheimia* (Gruppe der *Waldheimia cerasulum Zittel*).

Die Ammoniten sind als Steinkerne erhalten; die Brachiopoden mit Schale, die bei vielen einseitig korrodiert ist.

6. Gelbe, blaugraue und schwarze Schiefer (auch tonige, plattige Kalke) mit Posidonien und Aptychen und nach oben mehr helle Plattenkalke mit eingeschalteten, schwarzen Hornsteinbändern (etwa 20 *m*).

7. Etwa 4 *m* mächtige Knollenkalke mit violettrotem, tonigem Bindemittel, nach oben feiner und heller werdend, mit:

Tmetoceras scissum Benecke
Dumortieria Dumortieri Thioll.
„ *evolutissima Prinz*
Hammatoceras (*Erycites*) *gonionotum Benecke*
Phylloceras mediterraneum Neumayr
Nilssoni Hébert var. altisulcata Prinz
Nilssoni Hébert var. mediojurassica Prinz
„ *Boeckhi* u. *Loczyi Prinz*
„ *Gardanum Vacek*
„ *perplanum Prinz*
Lytoceras ophioneum Benecke.

Diese Arten sprechen für eine Vertretung der beiden unteren Doggerhorizonte (Zone des *Harpoceras Opalinum* und *Harpoceras Murchisonae*).

8. Darüber folgen an der Stelle der Gabelung des Tales (etwa 10 *m*) helle Plattenkalke mit rötlichen Hornsteinzwischenlagen, die die Zonen des *Hammatoceras Sowerbyi*, des *Sphaeroceras Sauzei* und *Stephanoceras Humphriesianum* repräsentieren.

9. Dieselben gehen in gelbliche Hornsteinplatten über, deren Schichtflächen vollkommen mit Posidonien bedeckt sind. Schon vorher stellen sich zwischen den Plattenkalken schiefrige und kieselige Zwischenlagen mit denselben Posidonien ein. (*Posidonia Buchi Roemer* und *Posidonia alpina Gras.*)

Der Hornsteinplattenkomplex entwickelt sich daher allmählich aus seinem Liegenden. Plattenkalke mit denselben Posidonienführenden, kieseligen Zwischenlagen wurden auch auf Ithaka, im Osten der Bucht von Vathy, beobachtet.

Es handelt sich bei Palaeospita um dieselben Posidonienarten (*Posidonia alpina Gras.* und *Posidonia Buchi Roemer*), die auf Vido und anderwärts im obersten Bajocien vorkommen und vermutlich auch noch höher hinaufgehen. Nach oben zu verschwinden die Posidonien.

Die Höhe des Hornsteinkomplexes dürfte 80 *m* nicht übersteigen; er endigt an einer großen Kastanie.

9 *b*. In dem oberen Teil der Hornsteinplatten findet sich eine kieselige Einlagerung (9 *b*) von geringer Mächtigkeit.

Dieselbe hat ein poröses Aussehen; der Kalk ist offenbar ausgelaugt. Diese Schicht (9 *b*) entspricht petrographisch den silurischen Backsteinkalken des Balticums. Mehrfach wurden darin zerbrochene, nicht näher bestimmbare Muschelschalen beobachtet.

10. Nach oben gehen die Hornsteine in gelbliche Kalkschiefer, zum Teil mit Aptychen und in helle Plattenkalke über, die ebenfalls Hornsteinknollen und -Bänder enthalten. Auch eine gelbe Mergellage ist eingeschaltet.

Diese Bildungen gehören jedenfalls bereits dem Malm an; eine nähere Horizontierung ist aus Mangel an bestimmbaren Versteinerungen vorerst ausgeschlossen.

Es sind demnach zweierlei Posidonienschichten zu unterscheiden, solche des Oberlias und solche des obersten Bajocien.

Die liassische *Posidonia Bronni* bildet keinen Horizont für sich, sondern geht durch den ganzen Oberlias hindurch.

Die Grenze zwischen Lias und Dogger liegt bei Palaeospita in der Schicht 6.

Im allgemeinen haben daher in der Epoche vom Oberlias bis zum Malm sukzessive Niveauänderungen stattgefunden; das Meer ist nach oben zu tiefer geworden. Die Plänerartigen Gesteine deuten auf flachere, die Hornsteine auf tiefere See hin.

Die bei Palaeospita beobachtete Schichtenfolge streicht sowohl nach Karya, wie nach Sinies durch, nur sind die Aufschlüsse sonst nirgends so klar entblößt, wie in der Schlucht von Palaeospita.

Zwischen Karya und Palaeospita einerseits, und der Häusergruppe Vligatzuri (oberhalb Glypha) anderseits sind drei staffelförmige Gehängebrüche zu beobachten.

Beim Abwärtsschreiten von Karya, wie von Palaeospita schneidet man auf beiden Wegen oberhalb Vligatzuri dieselbe Schichtenfolge. Bei den Zisternen abwärts von Vligatzuri findet sich dann noch ein drittesmal der Oberlias (oberliassische Posidonienschichten).

In dem eben skizzierten Profil von Palaeospita sind daher die sonst dem Oberlias vorangehenden Kalke nicht mehr aufgeschlossen, sondern abgesunken.

4. Lias und Dogger am Kap südlich San Giorgio (Epirus) [Punta rossa].

Das Profil am Kap südlich des Klosters San Giorgio bietet einen Durchschnitt durch den mittleren Lias, oberen Lias und Dogger.

Gleichsinnig liegen (vergl. Fig. 34) übereinander:

1. Mittlerer Lias in der gewöhnlichen Ausbildung als weißer, dickgebankter Kalk, der an der Grenze gegen den oberen Lias dolomitisch wird.

Es ergaben sich für dieses dolomitische Gestein folgende Analysenwerte:

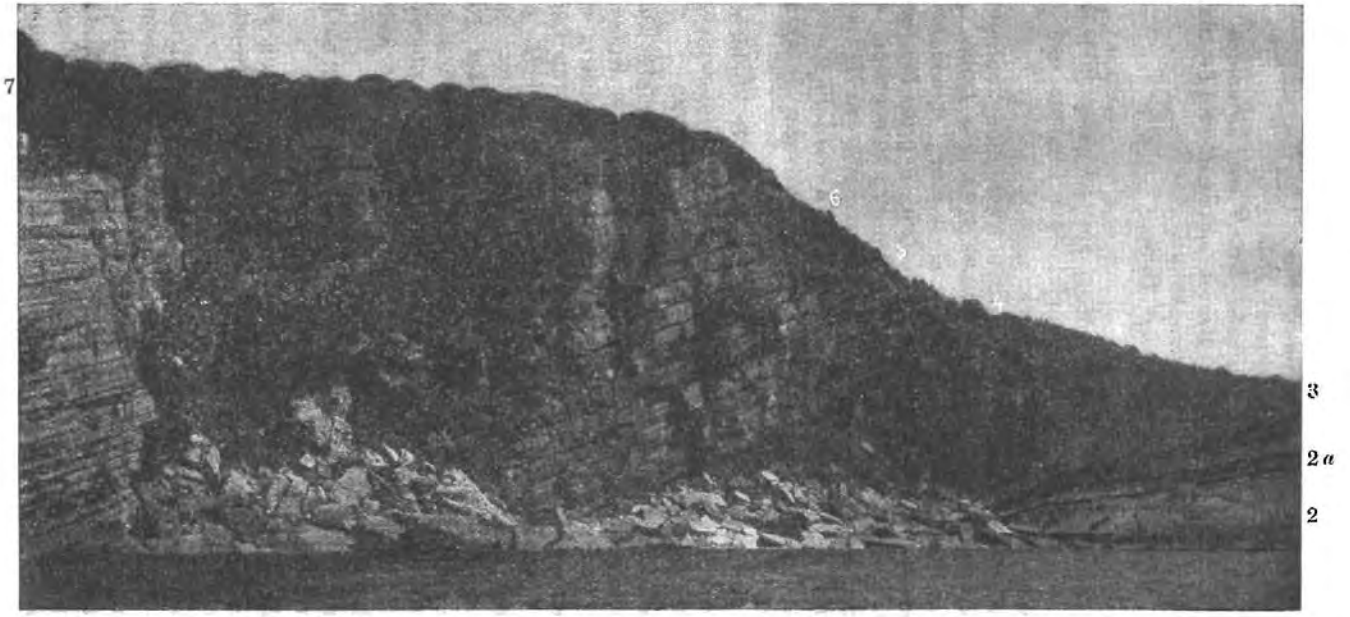
	Prozent
CO_2	45·29
CaO .	37·25
MgO	15·05
$(Fe, Al)_2 O_3$	0·46
Unzersetzt	2·47

2. Die oberen, mehr dolomitischen Bänke enthalten zahlreiche Pyritkristalle und führen unbestimmbare Ammoniten, sowie Brachiopoden. Diese Brachiopodenkalke entsprechen dem im Mittelmeergebiet verbreiteten Horizont der *Terebratula Aspasia Menegh.* Häufig sind, neben Spiriferinen und Rhynchonellen, Formen aus der Verwandtschaft der *Waldheimia cerasulum Zittel* und *Koninckodonta Geyeri Bittner.* Nach oben bilden zirka 30—50 *cm* mächtige, helle, plattige Kalke (wenig Ton enthaltend) das Zwischenglied (2 *a*) zwischen 2 und 3.

3. Gelbe und blaue, tonige Knollenkalke und Mergel mit Nestern von Pyrit, der zum Teil in Limonit umgewandelt ist, sowie mit der schon öfters zitierten (pag. 565–566), oberliassischen Cephalopodenfauna. Ich nenne auch hier einige Arten, wie zum Beispiel:

Hildoceras bifrons Brug.
„ *Levisoni Simps.*
„ *Mercati Hauer*
„ *Erbaense Hauer*
„ *comense Buch* und Varietäten
„ *quadratum Haug*
Lillia Lilli Hauer
Harpoceras subplanatum Oppel
„ *discoides Zieten*
„ (*Grammoceras*) *radians Rein.*
Coeloceras annulatum Sow.
„ *subarmatum Young* und *Bird*

Fig. 34.



Aufschluß des Oberlias und Doggers am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa) an der epirotischen Küste.
(Photographie von Carl Renz.

Coeloceras crassum Phil.
„ *Desplacei Orb.*
„ *commune Sow.*
Phylloceras Nilssoni Hébert
„ *Nilssoni Hébert var. selinoidea Menegh. emend. Renz* (Textfig. 24)
„ *heterophyllum Sow.*
Lytoceras rubescens Dum.

Die Ammoniten bestehen meist aus hellgelblichem Kalk, enthalten oft massenhaft Eisenkieswürfel oder Limonit und sind sämtlich für den Oberlias bezeichnend.

4. Gelbliche, tonige, dünnplattige Kalke von knolliger Struktur (zirka 2 *m*) mit *Harpoceras (Grammoceras) mactra Dum.*, *Harpoceras Murchisonae Sow.*, *Harpoceras laeviusculum Sow.*, *Hammatoceras (Erycites) gonionotum Benecke*, *Erycites fallax Ben.*, *Erycites involutus* u. *intermedius Prinz*, *Dumortieria Dumortieri Thioll.*, *Dumortieria evolutissima Prinz*, *Lytoceras ophioneum Benecke*, *Phylloceras Nilssoni Hébert var. mediojurassica Prinz*, *Phylloceras mediterraneum Neum.*, *Phylloceras Boeckhi Prinz*, *Phylloceras perplanum Prinz*, *Phylloceras Loczyi Prinz*, *Oppelia subaspidoides Vacek* etc.

Die oberste, direkt unter 5 liegende Schicht enthielt *Hammatoceras (Erycites) gonionotum Benecke.* Die Schicht 4 bildet ein Äquivalent der *Opalinus-* und *Murchisonae*-Zone.

5. Rote, mehr dichte und etwas dicker gebankte Kalke, deren Umfang auf etwa 3 *m* geschätzt wurde. Die roten Kalke enthalten gleichfalls Ammoniten, die sich aus dem harten, splittrig brechenden Gestein jedoch kaum isolieren lassen. In den tiefsten Lagen finden sich noch Dumortierien (*D. Dumortieri Thioll.* und *D. evolutissima Prinz.*) und Phylloceren (*Phylloceras Nilssoni Hébert var. mediojurassica* und *var. altisulcata Prinz*). Diese Partie der roten Kalke ist also vermutlich noch zur *Murchisonae*-Zone zu ziehen.

Die oberste rote Bank lieferte ein kleines *Phylloceras* aus der Gruppe des *Phylloceras ultramontanum.* Ferner wurde auch ein vereinzelter Belemnit bemerkt.

Die roten Kalke treten nicht nur am Kap, sondern auch nochmals an der nördlichen Küste des Vorsprunges zu Tage.

6. Weiße Kalke in der gleichen, petrographischen Entwicklung wie 5, jedoch etwa mehr, wie doppelt so mächtig. Dieselben führen nur spärliche Aptychen.

7. Reste von Hornsteinen, in denen jedoch trotz eifrigen Suchens keine Posidonien ermittelt werden konnten. Die Hornsteinfazies beginnt daher hier womöglich etwas höher, als auf Vido. Jedenfalls vertreten aber die weißen, darunterliegenden Kalke (6) und die oberen Bänke der roten Kalke (5) die Zonen des *Hammatoceras Sowerbyi*, des *Sphaeroceras Sauzei* und des *Stephanoceras Humphriesianum.*

Dieselbe Kalkentwicklung findet sich auch nördlich des im Osten der Phteliabucht einmündenden Tales unter den Posidonienhornsteinplatten des obersten Bajocien (*Parkinsoni*-Horizont). Die Hornstein-

reste (7) an der Punta rossa entsprechen daher wohl ebenfalls der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* oder eventuell auch etwas höheren Lagen des Hornsteinplattenkomplexes.

Die Lias-Doggerschichten ziehen von der Punta rossa zum Butrintosee hinüber, an dessen Westufer die Aufschlüsse jedoch verwachsen sind. Nur einige, am Pfade vom Kloster S. Giorgio nach dem Butrintosee aufgesammelte Ammoniten, wie *Hildoceras bifrons Brug; Hildoceras comense Buch, Phylloceras Nilssoni Hébert* verraten auch hier das Anstehen von Oberlias.

Die südlich der Punta rossa gelegenen Aufschlüsse, in der Tetranisibucht und am Kap Skala, sind weniger vollständig und übersichtlich. Auf der Nordseite des Kaps Skala befinden sich im Liegenden des seewärts geneigten Oberlias die auch an der Punta rossa entwickelten Brachiopodenkalke. Über dem Oberlias hat sich noch eine Scholle von unterem Dogger erhalten.

Wir haben nun aus einem geographisch eng umgrenzten Gebiet der Ionischen Zone (Korfu und gegenüberliegende Festlandsküste) vier jurassische Profile kennen gelernt, die trotz der geringen Entfernung voneinander recht erhebliche Verschiedenheiten aufweisen.

So werden unter anderem die schwarzen, oberliassischen Posidonienschiefer der schwäbischen Fazies des Palaeospita-Profils in den drei übrigen Profilen durch mergelige Knollenkalke ersetzt; die Stephanocerenbänke der Bayeux-Stufe (Zone des *Stephanoceras Humphriesianum*) von Vido und Pagania dagegen bei Palaeospita durch plattige Hornsteinbänderkalke.

Die Posidonienschichten des oberen Doggers (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* und höher), die auf Vido und bei Palaeospita, wie überhaupt fast überall in der Ionischen Zone, in der Fazies der Hornsteinplatten auftreten, haben sich auf der Paganiahalbinsel als kalkige Absätze niedergeschlagen.

Auf weitere regionale Differenzierungen der westgriechischen Jurabildungen komme ich jeweils bei der Besprechung der einzelnen Gebiete im speziellen Teil dieser Abhandlung zurück.

Paläontologischer Anhang zu Abschnitt II: A. 2. Jura.

Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz (nov. var.)

(Taf. XX [III], Fig. 4.)

Das vorliegende, auf Taf. XX (III), Fig. 4 abgebildete Stück aus den epirotischen *Humphriesianum*-Kalken stimmt in der Gestalt des Gehäuses mit dem von Orbigny[1]) auf Taf. 182, Fig. 1 u. 2 abgebildeten, gleichgroßen Exemplar überein.

Ebenso ist der Verlauf der anfangs nach vorn geschwungenen und etwas über der Mitte der Seiten gebrochenen und wieder zurück-

[1]) Paléontologie française. Terrains jurassiques I.

biegenden Furchen bei beiden Stücken derselbe. An der Knickungsstelle der Furchen oder Einschnürungen findet sich ein vorwärts gerichteter, zungenförmiger Fortsatz.

Während das Original von Orbigny nur 5 (vielleicht auch 6) Furchen auf dem äußersten Windungsumgang besitzt, sind bei der epirotischen Varietät 8 Furchen auf dem Umgang gleicher Größe vorhanden.

Bei meinem Stück, das teils beschalt, teils als Steinkern erhalten ist, kann man den Verlauf der Furchen sehr gut erkennen.

An Stellen, wo die Schale vollständig unversehrt geblieben ist, läßt sich von den Furchen überhaupt nichts bemerken, höchstens, daß sie etwas durch die Schale hindurchschimmern.

An einer anderen Stelle, zum Beispiel an der der Mündung zunächst liegenden Furche, fehlt die oberste Schalenschicht und hier ist auf der unteren Schalenlage die Furche, sowie der zungenförmige Fortsatz an der Knickungsstelle der Furche bereits deutlich ausgeprägt.

Auf dem Steinkern schwingen die scharf eingeschnittenen, recht schmalen Furchen oder Einschnürungen vom Umbilikalrand aus mäßig nach vorwärts und biegen sich etwas über der halben Seitenhöhe scharfwinkelig nach vorn.

An dem Knickpunkt ist die Furche bereits wesentlich seichter und läuft dann aus.

Die Furche ist daher unterbrochen und von ihrem in gleicher Weise nach rückwärts verlaufenden, korrespondierenden Teil durch einen zwischen den beiden auslaufenden Spitzen vorhandenen, gleichfalls vertieften Zwischenraum, dem schon öfters erwähnten, zungenförmigen Fortsatz, getrennt. Der zungenförmige Forsatz könnte demnach auch als die Unterbrechung der Furchen bezeichnet werden. Dadurch, daß sich bei der vorliegenden Form an ein und demselben Exemplar die verschiedenen Erhaltungszustände, nämlich Steinkern und die verschiedenen Schalenschichten gleichzeitig finden, läßt sich auch der Zusammenhang der Skulpturformen ohne weiteres erkennen. Die Skulptur der Schalenoberfläche ist bei beiden Stücken (*Phylloceras Zignoi Orb.* und *Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz*) recht ähnlich, nur treten die sichelförmigen Anwachsstreifen oder Anwachsrippen bei dem Orbigny'schen Original, namentlich an der Externseite, bedeutend stärker hervor[1]).

Ein weiterer Unterschied zwischen dem Typus des *Phylloceras Zignoi* und der epirotischen Varietät besteht darin, daß der erste Lateralsattel bei dem Orbigny'schen Original zweiblätterig, bei meinem Stück jedoch dreiblätterig endigt.

M. Neumayr hat nun auf Grund der dreiblätterigen Endigung des ersten Lateralsattels mehrere, früher zu *Phylloceras Zignoi* gerechnete Stücke (wie die Exemplare aus den Klausschichten von Swinitza) als *Phylloceras mediterraneum* von *Phylloceras Zignoi* abgezweigt[2]).

[1]) Auf meiner Abbildung sind die Anwachsstreifen, namentlich auf dem vorderen Teil des äußersten Umganges, zu schwach reproduziert; leider tritt auch die Ausbildung des zungenförmigen Fortsatzes an dem Knickpunkt der Furchen in den Details zu wenig deutlich hervor.

[2]) M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch d. k. k. geolog. R.-A. 1871, Bd. XXI, pag. 340, Taf. XVII, Fig. 2 u. 3.

Bei dem von Neumayr abgebildeten Schalenexemplar des *Phylloceras mediterraneum* fehlt jedoch die vertiefte, zungenförmige Fläche an der Biegungsstelle der Furchen oder Einschnürungen und es ist nur eine schwache Wölbung erkennbar. Daß der zungenförmige Fortsatz vielleicht erst auf dem Steinkern des Neumayr'schen Originals zum Vorschein kommt, ist ausgeschlossen.

Aus meinem großen Juramaterial, das ich in Daghestan aufgesammelt habe [1]), liegen mir zahlreiche Angehörige des *Phylloceras Zignoi s. str.*, wie des *Phylloceras mediterraneum* vor.

Unter den letzteren Formen befinden sich solche, die dem Neumayr'schen Original vollständig entsprechen und teils beschalt, teils unbeschalt sind. Es zeigte sich, daß die zungenförmigen Fortsätze bei ein und demselben Stück eines *Phylloceras mediterraneum* sowohl auf der Schale, wie auf dem Steinkern fehlen und in beiden Fällen nur die gleiche, schwache Wölbung der Furchen oder Einschnürungen vorhanden ist [2]). Ebenso verhält es sich bei *Phylloceras Zignoi* mit dem zungenförmigen Fortsatz an dem Knickpunkt der Furchen.

Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz schließt sich daher hinsichtlich seiner Gestalt und Skulptur im wesentlichen an *Phylloceras Zignoi Orb.* und hinsichtlich der Sutur an *Ph. mediterraneum* an.

Phylloceras Zignoi Orb. und *Phylloceras mediterraneum Neumayr* unterscheiden sich daher, abgesehen von den Verschiedenheiten in der Lobatur, auch durch den abweichenden Verlauf und die Ausbildung ihrer Einschnürungen.

Nahe verwandt mit meiner epirotischen Varietät ist ein von M. Neumayr und V. Uhlig [3]) als *Phylloceras mediterraneum* abgebildetes *Phylloceras* aus dem Dogger des Kaukasus. Die vertieften, zungenförmigen Fortsätze sind bei diesem Stück jedoch abnorm verlängert und reichen bis zur nächstfolgenden Einschnürung, mit der sie verschwimmen. Die Gesamtheit der zungenförmigen Fortsätze schließt sich somit hier zu einer spiralen Furche auf der Seitenfläche der Windungen zusammen.

Dieses Merkmal dürfte die Abzweigung einer Varietät rechtfertigen; ich bezeichne das kaukasische Stück (Neumayr und Uhlig, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien. 1892, Bd. 59, Taf. I, Fig. 1) als *Phylloceras Zignoi Orb. var. caucasica.*

Die epirotische Varietät *var. Nausikaae* des *Phylloceras Zignoi* steht auch dem älteren *Phylloceras ultramontanum Zittel* sehr nahe. *Phylloceras ultramontanum* ist jedoch, abgesehen von den Unterschieden

---

[1]) Den Typus des *Phylloceras Zignoi Orb.* mit diphyllischem erstem Lateralsattel habe ich ferner auch im portugiesischen Dogger aufgesammelt. (Umgebung von Coimbra.)

[2]) Den gleichen Verlauf der Furchen zeigt auch ein Steinkern des *Phylloceras mediterraneum Neumayr*, den Haug in den Bull. soc. géol. de France 1890 (3), Bd. XVIII, Taf. 4, abbildet.

[3]) M. Neumayr und V. Uhlig, Über die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1892, Bd. 59, pag. 35, Taf. I, Fig. 1.

in der Lobatur, wesentlich schlanker und vielleicht auch etwas involuter. Der innere, umbilikal gelegene Abschnitt der Furchen zeigt bei *Phylloceras ultramontanum Zittel* eine leichte Beugung nach vorwärts. Die Länge der Furchen vom Umbilikalrand bis zum Knickpunkt ist eben größer, als bei meinem Exemplar, da der Knickpunkt der Furchen bei *Phylloceras ultramontanum* noch etwas mehr der Externseite genähert ist. Außerdem stehen die Furchen oder Einschnürungen bei meinem Exemplar wesentlich gedrängter, als bei *Ph. ultramontanum*.

Auf einen Umgang der epirotischen Varietät (*Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz*) kommen annähernd doppelt so viele Einschnürungen, als bei der älteren Stammform, denn als solche ist *Phylloceras ultramontanum Zittel* zweifellos zu betrachten.

Es steht jedoch nicht fest, ob die beiden, von mir abgetrennten Varietäten des *Phylloceras Zignoi* nur Seitenzweige dieser Art oder direkte Abkömmlinge des *Phylloceras ultramontanum* darstellen. In letzterem Fall wären sie natürlich besser als Mutationen des *Ph. ultramontanum* zu bezeichnen.

Phylloceras mediterraneum Neumayr ist hingegen wohl der Nachkomme des ober- und mittelliassischen *Phylloceras Calypso Orb.* und eigentlich nur dessen dickere Varietät mit zahlreicheren, enger gestellten Einschnürungen.

Unter den dem *Phylloceras Zignoi Orb.* (beziehungsweise seinen Varietäten *var. Nausikaae Renz* und *var. caucasica Renz*) nahestehenden Arten wäre noch *Phylloceras Circe Hébert*[1]) zu nennen, der nach M. Neumayr lediglich eine Jugendform des *Phylloceras Zignoi* darstellt. Das Exemplar Zittels aus den Zentralapenninen ist schlanker; auf einen Umgang desselben kommen weniger, aber allerdings sehr ähnlich ausgebildete Einschnürungen, die infolgedessen weiter auseinander stehen. Man könnte aber das kleine, apenninische Stück immerhin, der Annahme Neumayr's entsprechend, als Jugendexemplar oder Kern des *Phylloceras Zignoi Orb.* betrachten.

Vorkommen des *Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz*: In den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum* auf der Paganiahalbinsel an der epirotischen Küste, gegenüber der Insel Korfu.

3. Kreide.

Durch die neueren Untersuchungen in Epirus und in Griechenland hat die Kreide im Vergleich zu der ihr von den älteren Autoren zugeschriebenen, großen, regionalen Ausdehnung ein beträchtliches Terrain an das ältere Mesozoikum verloren.

Trotz der mannigfachen Einschränkungen besitzt diese Formation in den betreffenden Gebieten auch jetzt noch eine immerhin erhebliche geographische Verbreitung; der Rudistenkalk ist jedenfalls ein wichtiges Element der griechischen Gebirgslandschaften.

Untere Kreide wurde in Griechenland paläontologisch bisher nur in der Argolis und im Parnaßgebiet nachgewiesen.

---

[1]) C. Zittel, Zentralapenninen, pag. 138, Taf. 13, Fig. 1*a* u. *b*.

L. Cayeux[1]) hat in roten, mergeligen Kalken am Palamidi bei Nauplion einige, auf Hauterivien weisende Ammoniten entdeckt, nämlich *Phylloceras infundibulum Orb.*, *Desmoceras Neumayri Haug*, *Heteroceras spec.*

Die Schichten, aus denen diese Arten stammen, bilden nur ein untergeordnetes Lager, dagegen sind die von demselben Forscher nachgewiesenen Urgonkalke mit Toucasia und Nerineen Ablagerungen von bedeutender Mächtigkeit.

A. Bittner[2]) gewann aus einem roten Kalk bei Ano-Agoriani (Parnaßgebiet) eine Cephalopoden- und Brachiopodensuite, die für den Horizont der Perte du Rhône, das heißt für unteren Gault, spricht. Im Westen des Landes dürfte die Hornstein-Plattenkalkfazies des Malm, wie schon bei der Beschreibung der Juraformation erwähnt, in gleicher Entwicklung in die Kreide hinaufgehen; paläontologische Beweise stehen allerdings bis jetzt noch aus.

Die obere Kreide wird von den bekannten, Rudistenführenden Ablagerungen eingenommen, die in der Hauptsache als graue, dickgebankte oder ungeschichtete Kalke von etwas brecciöser Struktur ausgebildet sind. Öfters enthalten die Kalke auch Hornstein, stets jedoch reichlich Fragmente von Hippuriten, Radioliten, Sphaeruliten und sonstigen Rudisten. Bisweilen, wie zum Beispiel am Tsumerkagipfel, erscheinen die massigen Kalke gleichsam mit Hornsteinstückchen gespickt; an demselben Platze wurden auch verkieselte Rudistenschalen beobachtet.

Vollständige Schalen oder Stücke, die eine spezifische Bestimmung zuließen, habe ich bis jetzt in den westgriechischen Kreidegebieten noch nicht angetroffen, während zum Beispiel in den oberkretazischen Ablagerungen des Othrys (vergl. oben pag. 538, 539) und Keratovuni bei Liwadia[3]) vollständige Schalen häufig vorkommen. Es handelt sich in beiden Fällen jedenfalls um dieselben Bildungen.

Stellenweise wurden auch wohl etwas tiefer horizontierte Nerineen- und Actaeonellenkalke angetroffen.

Eine speziellere Horizontierung der oberkretazischen Rudistenkalke der Ionischen- und der Olonos-Pindos-Zone war bis jetzt ebensowenig möglich, wie die Bestimmung der Unterkante dieser Kalkentwicklung.

Es ließ sich auch nicht entscheiden, bei welcher stratigraphischen Höhe die in ihrem tieferen Teil als Oberjura erkannte Sedimentbildung der Hornstein-Plattenkalkfazies endigt.

Ein wirklich gut aufgeschlossenes, ungestörtes und vollständiges Profil, an dem die ganze durchlaufende Schichtenfolge von den letzten, fossilführenden Gliedern des Jura bis zur Rudistenkreide, sowie der Kontakt derselben mit den darunter lagernden Bildungen des Hornstein-Plattenkalksystems vollkommen deutlich beobachtet werden könnte, kenne ich bis jetzt noch nicht.

---

[1]) Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracretacé en Argolide. Bull. soc. géol. de France (4), Bd. 4, pag. 87.

[2]) Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien, Bd. 40, pag. 20.

[3]) A. Bittner, Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien, Bd. 40.

Es bleibt daher noch einigermaßen ungewiß, ob die Sedimentbildung zwischen Rudistenkreide und der aus dem Jura heraufkommenden Hornstein-Schiefer-Plattenkalkfazies durch eine vielleicht versteckte Diskordanz unterbrochen war oder lückenlos weiterging.

Tatsache ist, daß die grauen, massigen Rudistenkalke stellenweise nicht nur durch helle Plattenkalke, sondern auch durch die Schiefer-Hornsteinfazies vertreten werden können.

So finden sich sowohl auf Korfu (zwischen Kentroma und Agni), wie in der Gegend von Bassae im Peloponnes innerhalb von bunten Schiefern und Hornsteinplatten teilweise allerdings konglomeratisch aussehende, jedoch vollkommen konkordant eingeschaltete Lagen mit Rudistenfragmenten, während in Epirus, am Ostabhang des Platovuni- und Bačgebirges [1]) Hippuritenkalkbänke einem Plattenkalkkomplex [2]) konkordant zwischengelagert sind.

Diese Beobachtung, sowie die in der Platovuni-Bač-Kette hervortretende konkordante Lagerung der ganzen, jurassisch-kretazisch-eocänen Schichtenfolge würde allerdings dafür sprechen, daß die jurassische Hornstein-Plattenkalkfazies bis zur Rudistenkreide hinaufreicht (vergl. auch pag. 583).

Diese schon öfters charakterisierte Schichtenbildung könnte hier also während mehrerer Formationen angedauert haben.

Anderseits habe ich jedoch im östlichen Hellas, und zwar im hohen Othrys, eine ausgesprochene, oberkretazische Transgression beobachten können. In dem über die ältere Schiefer-Hornsteinformation transgredierenden Grenzkonglomerat fanden sich neben Hippuriten, Radioliten und anderen Rudisten auch aufgearbeitete Triaskorallen, wie *Phyllocoenia decussata Reuss*, *Phyllocoenia grandissima Frech*, *Thamnastraea rectilamellosa Winkl.* Hierauf ruht erst der gewöhnliche massige Rudistenkalk.

4. Eocän.

Die Grenze zwischen Kreide und Eocän pflegt in Griechenland nicht scharf hervorzutreten, sondern ist in lithologischer, wie in faunistischer Hinsicht verschwommen.

Rudisten und Nummuliten vermengen sich öfters an der Formationsgrenze, wie dies schon an zahlreichen Lokalitäten von verschiedenen Forschern beobachtet worden ist.

So gehen die ungeschichteten oder dickgebankten, hellgrauen Hippuritenkalke entweder in gleich entwickelte Nummulitenkalke oder aber, und zwar häufiger, in Nummulitenführende Plattenkalke über.

Die eocänen Plattenkalke besitzen eine dichte, bisweilen aber auch eine etwas körnige Struktur.

Ihre Farbe ist in der Regel hellgrau oder gelblich, auch rötliche Nuancen wurden angetroffen. Meist enthalten die mehr oder minder dünngeschichteten Plattenkalke auch Knollen oder Bänder von mannigfach gefärbtem Hornstein, der seinerseits gleichfalls Nummuliten führen kann.

---

[1]) Beobachtet zwischen Chan Muzina und dem Drynostal.
[2]) Die Plattenkalke enthalten gleichfalls Hornstein.

Konkordant über den Plattenkalken lagert eocäner Flysch von dem allgemein bekannten Aussehen. Er reicht vermutlich noch ins Oligocän hinauf und ist an seiner unteren Grenze oftmals durch allmählichen, petrographischen Übergang oder durch Wechsellagerung mit den Plattenkalken verbunden.

Die Fazies der schwarzen Eocänkalke (Tripolitzakalke) ist in den in diesem II. Abschnitt näher behandelten Gebieten der südost-europäischen Halbinsel ebensowenig beobachtet worden, wie ein Tiefergehen des Flysches und auf die östlich hiervon liegende Region beschränkt.

Die Hornstein-Plattenkalkentwicklung findet sich demnach in der Trias, im Jura und im Eocän (seltener auch in der Oberkreide) der Ionischen- und Olonos-Pindos-Zone.

In meinen ersten Abhandlungen[1]) habe ich hierfür die von früheren Autoren (A. Philippson und J. Partsch) übernommenen Bezeichnungen „Olonoskalke" und „Viglaeskalke" beibehalten und für die eocäne Plattenkalkfazies nach einem charakteristischen Vorkommen auf der Insel Paxos den Namen „Paxoskalke" gewählt[2]), und zwar bezeichneten die Olonoskalke nach der ihnen von mir gegebenen stratigraphischen Deutung die obertriadische, die Viglaeskalke die jurassische und die Paxoskalke die eocäne Hornstein-Plattenkalkfazies.

Inzwischen ist ja die Horizontierung dieser Schichtenkomplexe, namentlich des jurassischen, schon beträchtlich weiter vorangeschritten und hiermit werden auch derartige Sammelbegriffe überflüssig.

In den im folgenden Text beschriebenen Landschaften und Inseln, an deren Aufbau sich neben den Kreide-Eocänkalken auch noch Jura und Trias beteiligen, sind Nummuliten-, beziehungsweise Hippuritenkalke bis jetzt an den nachstehend verzeichneten Orten bekannt[3]):

Korfu:

1.	Plattenkalkzug Zygos—Spartilla.	Nummulitenkalk.
2.	Plattenkalkzug Episkepsis—Kastello.	
3.	Im W und NW von Klimatia, bezw. SW von Nyphaes.	Hippuritenkalk.
4.	Hippuritenkalk-Zone Barbati—Pylides—Lakones.	
5.	„ Omali—Kastello.	
6.	„ Liapades—Giannades,	

[1]) Carl Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien, Zentralblatt für Min. etc. 1905, Nr. 9, pag. 260 und Carl Renz, Die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel, Neues Jahrbuch für Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, pag. 218.

[2]) Eine Photographie dieses Nummulitenführenden, plattigen Paxoskalkes habe ich im Zentralblatt für Min. etc. 1906, Nr. 17, pag. 544 publiziert. Carl Renz, Zur Kreide- und Eocän-Entwicklung Griechenlands. Neben dem Nummulitenkalk ist auf Paxos Hippuritenkalk verbreitet.

[3]) Vergl. hierzu auch die Untersuchungen von A. Philippson, J. Partsch etc. Ein Literaturverzeichnis findet sich am Schlusse der Gesamtabhandlung.

7. Ausgedehnte Schollen im Ostflügel der Insel bei Nisaki—Kentroma—über Agni und Kalami—Vigla —oberhalb Kulura — H. Varvara (Dorf und Kap)— Kassiopi, Kassopaki und große Flächen im Süden dieser Buchten, bezw. der Bucht von Apraû—H. Ilias—Xerovlaka und südlich hiervon.
8. Reste am Abhang des Santi Deka und Hag. Kyriaki.
9. Südlich Benizze.
10. Nordrand des Katapinos-Hochtales.
11. Am Chelidoni.

} Hippuritenkalk.

Leukas:

1. Bei Katuna.
2. Zwischen Katochori und Phternô.
3. Umgebung von H. Ilias (Dorf).
4. Zone Komilio—H. Petros—Ponti— Westseite der Bucht von Vasiliki.
5. Auf der Elati und längs ihres Abhanges von der Paßhöhe östlich H. Ilias bis östlich Asomati; zu beiden Seiten des Epano-Pyrgos-Gipfels.

} Nummulitenkalk.

6. Am Wege H. Donatos—δοξώσηόθεὸς. Nummuliten- und Hippuritenkalk.

7. Bei Kavalos.
8. Nordöstlich Spanochori.
9. Westlich Dorf H. Ilias.
10. Bei Vasiliki (östlich).
11. Halbinsel des Kaps Dukato (besonders an letzterem [Sappho-Sprung]) [1]).

} Hippuritenkalk.

Ithaka:

Hippuriten-Nummulitenkalk:

1. Westlicher und südlicher Teil der Südhälfte (Merovigli—Marathia—Hagios Ioannis).

Nummuliten: Oberhalb der Bucht von Molo, bei Pissaeto.

Hippuriten: Westlich Dexia, Kap und Kapelle Hagios Ioannis (Süd), Bucht von Andri.

2. Neritos mit Plateau von Anogi und Fortsetzung über Phrikes bis zum Kap Marmakas.

Nummuliten: An der Straße nach Kathara, östlich Stavros (Weg nach Anogi) und abwärts Stavros gegen Polis, beim Kap H. Ioannis (Nord) und bei H. Saranta.

Hippuriten: Zwischen Kap Marmakas und Kap Hagios Ioannis, bei Phrikes, auf der Hochfläche von Anogi und in der Schlucht abwärts gegen Stavros.

---

[1]) Eine photographische Ansicht findet sich im Zentralblatt für Min. etc. 1906, Nr. 17, pag. 546. Carl Renz, Zur Kreide- und Eocän-Entwicklung Griechenlands.

3. Unterhalb Exogi.
4. Vor Agros.
5. Am Kap Ithaki.
6. Am Kap Sarakiniko.

} Hippuritenkalk.

Insel Atokos:

Hippuritenkalk auf der Südostseite von Atokos, mit unterlagerndem plattigem Kalk und Kalkschiefer, herabgebrochen gegen Dachsteinkalk, der die Insel hauptsächlich zusammensetzt.

Insel Kastos:

Nummulitenkalk:

WNW Küste der Insel.

Hippuritenkalk:

Zentralzone der Insel.

Insel Kalamos:

Im W von Kephali (Hippuritenkalkscholle).

Akarnanien (Xeromeros):

1. Im SW des Hochtales Liwadi.
2. Zone Aetos—Ostseite der Bucht von Astakos (Nummulitenkalk als Hornsteinführender Plattenkalk ausgebildet).
3. Plattenkalkzug und Unterlage zwischen Bumisto und Hypsili Koryphi und Ostabdachung des letzteren Gebirgszuges.

} Hippuriten-Nummulitenkalk von Flysch überlagert.

4. Hippuritenkalke bei Karvasaras und an der Westseite des Ambrakiasees.

Süd-Albanien und Epirus:

1. Kamm und Ostabdachung des sich im Osten der Bucht von Valona erhebenden Gebirgszuges.
2. Am Ostabhang der Platovuni- und Bačkette.

} Nummuliten- und Hippuritenkalk.

3. Südlich beim Logarapaß.
4. Nordwestlich von Paliassa.

} Hippuritenkalk.

5. Bei Drymades (Nummulitenkalk).
6. In der Panormos-Bucht (Hippuritenkalk).
7. Westlich von Tatsád und Kaliassa (bei Kaliassa Flysch).
8. Bei und westlich S. Quaranta.

} Hippuriten- und Nummulitenkalk.

9. Östlich von Tschifflik (Küstenregion gegenüber von Korfu) (Hippuritenkalk).
10. Zwischen Chan Delmiraga und dem Hochtal von Jannina (Hippuriten- und Nummulitenkalk).

Im Anschlusse an diese kurze, zusammenfassende Darstellung gebe ich noch eine Zusammenstellung meiner bisherigen, das westgriechische Mesozoikum behandelnden Publikationen:

1. Neue Beiträge zur Geologie der Insel Korfu. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1903, Bd. 55, pag. 26—32. (Monatsber.)
2. Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Zentralblatt für Min., Geol. u. Paläont. 1904, pag. 257—266.
3. Über das Mesozoikum auf der südwestlichen Balkanhalbinsel. Vortrag auf der 76. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte. Breslau 1904.
4. Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Zentralblatt für Min. etc. 1905. Nr. 9, pag. 259—264.
5. Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc. 1905. Beil.-Bd. XXI, pag. 213—301.
6. Über Halobien und Daonellen aus Griechenland nebst asiatischen Vergleichsstücken. Neues Jahrb. für Min. etc. 1906, pag. 27—40.
7. Über neue Trias-Vorkommen in der Argolis. Zentralblatt für Min. etc. 1906. Nr. 9, pag. 270—271.
8. Zur Kreide- und Eocän-Entwicklung Griechenlands. Zentralblatt für Min. etc. 1906. Nr. 17, pag. 541—549.
9. Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Vortrag auf dem X. Internationalen Geologen-Kongreß in Mexiko 1906. Compt. rend., pag. 197—209.
10. Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. de l'Acad. d. sciences Paris 1906. Bd. 143, pag. 708—710 (und Abdruck hiervon im Bull. soc. géol. de France 1906. (4.) Bd. VI, pag. 548—551.)
11. Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906. Bd. 56, pag. 745—758.
12. Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, pag. 77—81.
13. Sur les Ammonites toarciennes de l'Epire intérieure. Bull. soc. géol. de France. 1907. (4.) Bd. VII, pag. 223—224.
14. Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Bull. soc. géol. de France. 1907. (4.) Bd. VII, pag. 380.
15. Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. Bull. soc. géol. de France. 1907. (4.) Bd. VII, pag. 384—385.
16. Existence du Lias et du Dogger dans l'île de Céphalonie. Bull. soc. géol. de France. 1908. (4.) Bd. VIII, pag. 78.
17. Oberer und mittlerer Dogger auf Korfu und in Epirus. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1908. Bd. 60. Monatsber. Nr. 5, pag. 124—129.
18. Karnisch-unternorische Halobien- und Daonellenschichten im Peloponnes und dem westlichen Mittel- und Nordgriechenland. Lethaea geognostica. Das Mesozoikum. I. Trias, pag. 479—481.
19. Zur Geologie Griechenlands. (Habilitationsschrift.) Breslau 1909.
20. Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol de France. 1909. (4.) Bd. IX, pag. 249—273.

5. Neogen und jüngere Bildungen.

Wie schon eingangs bemerkt, habe ich die Untersuchung des griechischen Neogens noch nicht begonnen. Beide Formationen, namentlich das Pliocän, sind auch auf den Ionischen Inseln, in Epirus, in Akarnanien und dem Westpeloponnes ziemlich verbreitet.

Abgesehen von den bekannten neogenen Bildungen möchte ich einen sowohl auf Korfu, wie in Epirus und in Akarnanien weit verbreiteten Gehängeschutt von quartärem Alter erwähnen. Frühere Beobachter haben diese Bildungen als Tertiär bezeichnet und kartiert. Dieser mächtige Gehängeschutt wird gebildet aus den Zerstörungsprodukten der älteren mesozoischen Kalke und Hornsteine.

Die anstehenden Gesteine verwittern langsam durch äolische und andere Einflüsse zu zahlreichen, eckigen Hornstein- oder Kalkfragmenten. Hierunter finden sich, namentlich an mehreren Punkten Korfus, Hornsteinbrocken in reichlicher Menge, die so wenig angegriffen sind, daß sich auf ihren Schichtflächen die mitteljurassischen Posidonien noch tadellos erhalten haben.

Vereinzelte Rollkiesel deuten noch auf die frühere pliocäne Meeresbedeckung hin. Die weicheren Gesteinsbestandteile der Hornsteinschichten sind zerstört.

Beides spricht für posttertiäre Entstehung der Gehängeschuttablagerungen der Inselmitte von Korfu und der anderen genannten Gebiete, und zwar auf eluvialem Wege.

Das Neogen ist, soweit ich wenigstens in Korfu erkennen konnte, noch von der Gebirgsfaltung mit betroffen. Die Hauptfaltung dürfte wohl vor dem Miocän (also zwischen Oligocän und Miocän), eine weitere im Pliocän stattgefunden haben. Die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode bedingte zusammen hiermit die Grundzüge und die Plastik der heutigen Landschaftsformen.

Im Anschlusse hieran möchte ich noch einige Worte über die Verkarstungserscheinungen der griechischen Kalkgebirge beifügen.

Wie schon in der Einleitung erwähnt, wurde der westliche Hauptstamm der südosteuropäischen Halbinsel bis zum Peloponnes früher als die Fortsetzung des Karstes betrachtet.

Die Kalke des eigentlichen Karstes, dem sich die hellenischen Kalkgebirge hinsichtlich der Oberflächenformen der Karstlandschaft anschließen, gehören der Kreide und dem Eocän an.

Die Ähnlichkeit der Oberflächengestaltung hat denn auch die ersten Geologen, die Griechenland durchforschten, mit dazu veranlaßt, die verkarsteten Kalkmassen von Hellas ebenfalls als Kreide und als Eocän anzusprechen.

Manche Autoren verwendeten sogar die Bezeichnung Karstkalke direkt als Synonym für die Rudistenkalke der Oberkreide.

In Wirklichkeit sind jedoch die Karstbildungen Griechenlands, ebenso wie in anderen Karstgebieten, an keine Formation gebunden. Die Karstphänomene kommen in allen Formationen vor und die ältesten, wie die jüngsten Kalke wurden von der Verkarstung mit betroffen.

Die Kalke des osthellenischen Karbons und die Wettersteinkalke des Parnes und Kithaeron zeigen die gleichen Verwitterungs- und Verkarstungsformen, wie die Dachsteinkalke der Argolis und des Parnaß oder die Hauptdolomite der Insel Korfu. Dieselben Landschaftsformen kehren in den Kreide-Eocänkalken von Zante, wie in den obertriadischen und altliassischen Kalkmassen von Korfu, Leukas, Kephallenia, Ithaka und Akarnanien wieder.

Mit die charakteristischsten Karsterscheinungen Griechenlands finden sich im Dachsteinkalk, im Wettersteinkalk und im Hauptdolomit.

Der klassische Boden von Hellas besteht ja, wie ich gezeigt habe, meist aus denselben Gesteinen, die auch die Ostalpen zusammen-

setzen. Die Wettersteinkalke von Attika entsprechen in jeder Hinsicht denen der Zugspitze, die Dachsteinkalke der Argolis, des Parnaß und der Ionischen Inseln denen des Dachsteins, der Tofana oder des Steinernen Meeres. Nur Klima und Höhe sind verschieden und infolgedessen auch Vegetation und Landschaftsformen.

Die Verkarstung wird vorzugsweise durch hydrochemische Vorgänge bedingt.

Das in die Spalten und Risse des Gesteins eindringende Wasser enthält Kohlensäure, Humussäuren und Sauerstoff und vermag eine geringe Menge von Kalk aufzulösen. Gleichfalls gelöst werden die Kalkbestandteile des Dolomits oder Gyps.

Durch diese chemische Dissolution, verbunden mit der mechanischen Erosion, entstehen in der Hauptsache jene verschiedenartigen und eigentümlichen Hohlformen der Karstlandschaft, die man unter den Karstphänomenen zusammenfaßt.

Mit Kohlensäure gesättigtes Wasser kann bei 0° Cels. 0·07% $Ca\ CO_3$ aufnehmen, bei 15° aber 0·1% $Ca\ CO_3$.

Die chemischen Verwitterungs- und Lösungsprozesse werden daher im Süden durch die höhere Temperatur begünstigt, anderseits aber auch durch die größere Trockenheit des hellenischen Klimas beeinträchtigt.

Die Sommerdürre übt auch einen indirekten Einfluß auf die Verkarstung aus, da sie ein Wiedererstehen des Waldes und damit auch einer Humusdecke verhindert.

Eine starke Verdunstung bewirkt ihrerseits eine Übersättigung des Wassers und den Wiederabsatz des Calciumcarbonats als Sinter oder Tropfstein; ebenso kann auch eine plötzliche Temperaturerniedrigung zur Ausscheidung des gelösten Kalkes führen.

Die größte Verbreitung besitzt in Griechenland der Kalkkarst, seltener tritt der Dolomitkarst auf. Der Gypskarst spielt nur eine untergeordnete Rolle, ist aber stellenweise, wie zum Beispiel in manchen Gegenden der Insel Korfu, typisch entwickelt (Karreu und Schratten).

Früher hatte man allgemein angenommen, daß nur reine Kalke der Verkarstung unterliegen, bis F. Katzer vor einigen Jahren in Bosnien und in der Herzegowina nachwies, daß auch Dolomite verkarstet sein können. Ich kann die Beobachtung Katzers auf Grund meiner griechischen Untersuchungen nur bestätigen.

Allerdings handelt es sich dabei nicht um reine Dolomite mit 45½% Magnesiumcarbonat und 54½% Calciumcarbonat, sondern um dolomitische Kalke, das heißt Gesteine, bei denen der Prozentsatz an Magnesiumcarbonat nicht an die Maximalzahl heranreicht. Bei zahlreichen Analysen meiner Dolomite aus der griechisch-epirotischen Obertrias schwankte der Gehalt an $Mg\ O$ zwischen 10 und 20%.

Die Karsterscheinungen selbst gliedern sich ohne weiteres in ober- und unterirdische Karstphänomene.

Die oberirdischen Karsterscheinungen kann man wieder in zwei Gruppen teilen.

Die erste Gruppe umfaßt diejenigen Bildungen, die die Oberflächenmodellierung der Karstlandschaft bewirken, wie Dolinen, Uvalas, Poljen.

In die zweite Gruppe gehören die Kleinformen der Oberflächenplastik, die Karren- oder Schrattenbildungen der Kalk-, Dolomit- oder Gypsfelsen, sowie die in Hellas mehrfach beobachteteten schwammartig durchlöcherten Kalke (Schwammkalke).

Dolinen (Felstrichter) und Uvalas (Karstmulden) gehören auch in den griechischen Karstlandschaften zu den verbreitetsten Erscheinungen und werden hier als Lakkas bezeichnet.

Dolinenfelder, die ja an ebenes oder flachgeneigtes Gelände gebunden sind, habe ich in Griechenland besonders auf den öden, aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk bestehenden Hochplateaus beobachtet, wie zum Beispiel auf den Hochflächen des Pantokratormassivs auf Korfu oder auf dem wilden, über 2000 *m* hohen Hochplateau des Parnaßmassivs.

Dieses Hochplateau gewährt von der nur wenig höheren Parnaß- oder Likerispitze aus gesehen im Spätherbst, wenn der Schnee der Gehänge abgeschmolzen ist, einen eigenartigen Anblick.

Zwischen den wild zerwühlten Karrenfeldern heben sich die mit ewigem Schnee erfüllten Dolinen scharf ab.

Die nächst höheren Hohlformen der Karstoberfläche sind die Karstmulden oder Uvalas, die nach Cvijič den Übergang zwischen Dolinen und Poljen vermitteln.

Diese Karstmulden sind von zweierlei Art. Sie können ihre Entstehung, unabhängig von der Tektonik, der mechanischen und chemischen Ausräumung verdanken und stellen in diesem Falle eigentlich nur größere Dolinen dar. Oder sie sind durch tektonische Linien bedingt und gehören dann zu den tektonischen Poljen.

Die Poljen, das heißt die meist ebenen, unterirdisch entwässerten Hochtäler, sind nun für Griechenland und Epirus von größter Bedeutung und stellen innerhalb der öden Karstlandschaften wichtige Kulturzentren dar.

In Griechenland nennt man die Poljen allgemein Liwadis.

Theoretisch wäre es denkbar, daß solche Poljen durch Auswaschung entstehen können. Bei allen griechischen und epirotischen Poljen, die ich untersucht habe, hat es sich jedoch gezeigt, daß tektonische Vorgänge die Ursache der Poljenbildung sind.

Die Poljen schließen sich an tektonische Störungen an, wie einseitige Verwerfungen, Überschiebungen, Grabensenkungen, Scharungen von Bruchlinien.

Cvijič vertritt die Ansicht, daß die Längsrichtung der Poljen stets dem Schichtstreichen entsprechen müße. Diese Beobachtung stimmt nun allerdings auf der westlichen Balkanhalbinsel insofern, weil hier die Bruchlinien, an die die Entstehung der Poljen gebunden ist, meist etwa parallel dem Streichen verlaufen.

Anderseits entspricht jedoch zum Beispiel die Richtung des großen Liwadis am Südabsturz des Parnaß der Bruchlinie Salona-Tal—Daulis (vergl. pag. 549 u. 552), die quer zum Streichen verläuft. Das große Liwadi liegt auf der ersten Bruchstaffel zwischen rhätischem Dachsteinkalk und Rudistenkalk.

Im übrigen brauchen, wenn auch die tektonischen Vorbedingungen gegeben sind, noch keine Poljen oder Liwadis zu entstehen;

der zweite Faktor zur Bildung der Poljen ist das gleichzeitige Vorhandensein von verkarstungsfähigen Gesteinen.

Wie schon aus der tektonischen Entstehung der Poljen hervorgeht, ist es nicht nötig, daß ein solches Kesseltal in ein und demselben Gestein eingesenkt ist. In der Regel nehmen daran, wie das in einem Bruchgebiet nicht anders zu erwarten ist, mehrere Gesteinstypen oder Formationen teil. So besteht häufig, namentlich bei Poljen, die entlang von Längsverwerfungen oder durch Grabenbrüche entstanden sind, die eine Talwand aus einem verkarstungsfähigen Gestein, wie Kalk oder Dolomit, die andere Talhälfte jedoch aus einem nicht verkarstungsfähigen Gestein, wie Hornstein oder Mergel. Ferner kommt es vor, daß der Boden des Polje, wie man das oft bei Grabenbrüchen beobachten kann, aus einem nicht verkarstungsfähigen Gestein besteht, oder aber auch umgekehrt die Talwände.

Die unterirdische Entwässerung der Poljen wird durch ein oder mehrere Sauglöcher bewirkt.

Im festländischen Griechenland nennt man diese Sauglöcher Katavothren, auf den Ionischen Inseln Ruphistras und im südslawischen Sprachgebiet Ponoren.

Die Katavothren können nun entweder am Rande oder auch in der Mitte eines Liwadis liegen, sie liegen jedoch, wie ich in allen der mir bekannten griechischen Poljen beobachten konnte, auf einer Bruchlinie. Hier war der Angriffspunkt gegeben, wo die chemische Dissolution des verkarstungsfähigen Gesteins, sei es nun von Gyps, Kalk oder Dolomit, am besten einsetzen konnte, um einen oder mehrere unterirdische Abzugskanäle auszuhöhlen.

Die Katavothren liegen wohl auch dann auf den Bruchlinien, wenn verkarstungsfähige und nicht verkarstungsfähige Gesteine gegeneinander abstoßen. Eine Verallgemeinerung liegt mir natürlich fern und ich will nicht bezweifeln, daß es auch hier Ausnahmen gibt.

Die griechischen Liwadis können, ebenso wie die herzegowinischen Poljen, einen ganz beträchtlichen Umfang annehmen, ich erinnere nur an die großen Liwadis von Jannina oder von Tripolitza im Peloponnes. Derartige, große Liwadis können auch durch mehrere, entgegengesetzt liegende Katavothren entwässert werden. So sendet zum Beispiel das Hochtal von Jannina seine Gewässer teils unterirdisch zum Kalamas, teils in entgegengesetzter Richtung durch den Vyrosfluß zum Golf von Arta.

In den regenreichen griechischen Wintern vermögen die Katavothren oftmals nicht mehr alles im Liwadi zusammenkommende Wasser abzuführen und es bilden sich dann die sogenannten Winterseen, die im Frühjahr wieder verschwinden.

Manche Liwadis, wie zum Beispiel das große Hochtal von Jannina, bergen auch ständige Seen.

A. Grund erklärt die Seenbildung der Poljen folgendermaßen: Er nimmt ein unter weiten Karststrecken gleichmäßig ausgebreitetes, dem Grundwasser vergleichbares Karstwasser oder Kluftwasser an; steht der Spiegel dieses Karstwassers höher, als der Boden des Polje, dann bilden sich Dauerseen, steht er niedriger, dann ist das Polje

trocken. Die Poljen mit periodischer Wasserfüllung liegen innerhalb der Karstwasserschwankungen.

Diese Hypothese, die die Erscheinungen sehr einfach zu erklären sucht, wurde anfangs von zahlreichen Forschern angenommen, sie wird jedoch in neuester Zeit, unter anderen von F. Katzer, ganz entschieden bekämpft.

Die Grund'sche Theorie mag für Gegenden zutreffen, in denen mächtige, eben gelagerte Karst-Tafeln vorkommen, wie beispielsweise in Yukatan. Auf ein so intensiv gefaltetes und in Schollen zerstückeltes Gebirgsland, wie es die südliche und westliche Balkanhalbinsel ist, läßt sich die Grund'sche Theorie auch meiner Ansicht nach nicht ohne weiteres anwenden.

Im Anschluß an die Besprechung der Sauglöcher oder Katavothren möchte ich noch eines weiteren Karstphänomens gedenken, der sogenannten Meermühlen, die man zuerst auf Kephallenia kennen gelernt hat.

Auf der Halbinsel von Argostoli strömt das Meerwasser durch ursprünglich natürliche, später künstlich erweiterte Kanäle landeinwärts und versinkt in Katavothrenähnlichen Klüften des die Küste bildenden Kalksteines. Die Kraft des einfließenden Seewassers ist ausreichend, um einige Mühlen zu treiben; daher der Name Meermühlen. Es ist hier nicht der Raum, um auf die Erklärung dieser merkwürdigen Erscheinung näher einzugehen.

Am einfachsten dürfte es sein, ein Kluftsystem nach Art der kommunizierenden Röhren anzunehmen. Das eingezogene Wasser dürfte dann irgendwie am Meerestrand wieder als salzige Quelle zutage treten. Man kann an der Küste dieser Karstländer sehr häufig derartige Salzquellen beobachten. Ebenso hat man auch die Meermühlen noch an anderen Punkten der südosteuropäischen Küsten gefunden, beispielsweise im Peloponnes oder bei Fiume.

Ich komme nunmehr zum zweiten Teil der oberirdischen Karstphänomene, nämlich der Kleinplastik der Karstfelsen, den sogenannten Karren- oder Schrattenbildungen.

Die lösende Kraft des mit Kohlensäure erfüllten Regenwassers vertieft die im Kalke vorhandenen Spalten und schneidet tiefe Furchen aus, zwischen denen scharfe, durch Rillen gegliederte Rippen oder Grate, die Karren, stehen bleiben. Die Karren- und Schrattenbildung tritt überall in kahlem, vegetationslosem Kalkgebirge auf, so auf der südosteuropäischen Halbinsel in jeder Höhenlage, in den Alpen über der Waldgrenze. Ich erinnere nur an die bekannten Karrenbildungen des Gottesackerplateaus, des Säntis oder des Steinernen Meeres.

Über die Karren existiert eine umfangreiche Literatur, es sei hier nur auf ein Werk von M. Eckert, „Das Karrenproblem" verwiesen, ein recht voluminöses Buch, das diese an und für sich klare Frage durch künstlich geschaffene Schwierigkeiten eigentlich mehr zu komplizieren, als zu klären versucht.

Im Anschlusse an die Karrenbildungen wären unter den Oberflächenformen des griechischen Karstes auch noch jene schwamm-

artig durchlöcherten Kalke (Schwammkalke) zu erwähnen, die mir besonders in den mitteltriadischen Kalkmassen des Parnes—Kithaeronzuges aufgefallen sind (besonders deutlich zwischen Portaes und Kakonisiri, vergl. auch pag. 458).

Die eigentümliche, schwammartige Durchlöcherung dieses Kalksteines ist zweifellos ebenfalls auf die chemische Dissolution zurückzuführen und es scheint, daß die bisweilen etwas brecciöse Struktur des Kalkes dabei mitbestimmend war.

Die unterirdischen Karstphänomene treten in Griechenland aus verschiedenen Gründen weniger hervor.

Erstens sind die Flußläufe infolge der geringeren Niederschlagsmengen überhaupt weniger entwickelt, als im Norden. Dann ist auch der seichte Karst, der für die subärischen Bildungen weniger geeignet ist, ziemlich verbreitet. Schließlich kommen noch tektonische Gründe in Betracht. Die Gebirgszonen Westgriechenlands bestehen aus einer Reihe paralleler Ketten aus mesozoischen Kalken, zwischen denen sich langgestreckte Flyschmulden hinziehen. Die Flußsysteme richten sich naturgemäß vielfach nach den schon vorgezeichneten Mulden des leichter erodierbaren, eocänen Flysches. Die Schiefer und Sandsteine des Flysches gehören aber selbstverständlich zu den nicht verkarstungsfähigen Gesteinen. Doch sind natürlich auch unterirdische Flußläufe bekannt, ich erinnere nur an den Oberlauf des Kalamas.

Die Katavothren (= Ponoren) wurden bereits im Anschluß an die Poljenbildung besprochen, desgleichen die Meermühlen.

Besonders bemerkenswert sind noch die enorm starken Quellen, die Blautöpfe, wie man sie in der schwäbischen Alp nennt, die Kephalari oder Kephalovrysis der Griechen.

Nach dieser vorangegangenen, allgemeinen Schilderung der Schichtenfolge im westlichen Hellas, in Südalbanien und auf den Ionischen Inseln gehe ich nunmehr zur spezielleren Darstellung der einzelnen Landschaften und Inseln über, für die die obige stratigraphische Einteilung maßgebend ist.

B. Spezieller Teil.

1. Das Mesozoikum in Südwest-Albanien und Epirus.

In früheren Abhandlungen über die Verbreitung der Juraformation im westlichen Griechenland [1]) habe ich schon darauf hingewiesen, daß Lias- und Doggerablagerungen in gleichartiger Entwicklung vom Süden Akarnaniens, von Ithaka und Kephallenia bis zur Bucht von Valona hinaufreichen.

---

[1]) Carl Renz, Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1905. Beil.-Bd. 21, pag. 233 ff.; ferner Carl Renz, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906. Bd. 56, pag. 745 ff.

Bei einem kurzen Aufenthalt in Valona[1]) im Frühjahr 1905 fand ich in der Schlucht, die bei Kryoneri (an der Ostseite der Bucht) von den Höhen der Saschitza herabkommt, zahlreiche Blöcke von rotem, tonigem Kalk mit Posidonienfragmenten. Dieses Gestein stimmt mit dem der roten, korfiotischen Oberliasschichten vollkommen überein und ist das verbreitetste und leicht kenntliche Sediment des griechischen Oberlias.

Um die Jurabildungen des südwestlichen Teiles von Albanien näher zu studieren und ihren Zusammenhang mit den südlicheren Vorkommen von Korfu und dem gegenüberliegenden, epirotischen Festland festzustellen, unternahm ich im Juni 1907 nachstehende Exkursionen:

Valona—Gomenitza—Tragiasch—Dukati—Logarapaß—Paliassa—Drymades—Vunos—Chimarra—Pikernion—Tatsád—Senitza—Delvinon—S. Quaranta.

Hierzu kommen ferner Fahrten von Preveza über Philippiada nach Jannina und von Jannina über Delvinon nach S. Quaranta, sowie eine Begehung der Korfu gegenüberliegenden Küstenregion.

Eine weitere Quertour von Jannina über Dodona—Paramythia nach dem Hafenort Sajada war in Aussicht genommen; leider hinderte mich der damalige Vali von Jannina, Mustapha Hilmi Pascha, unter nichtigen Vorwänden an der Ausführung der projektierten Exkursion und ich mußte von Jannina re infecta auf dem mir schon bekannten Wege zur Küste zurückkehren.

Abgesehen von dem bereits erwähnten Oberlias an der Saschitza befindet sich das nördlichste, auf diesen Reisen gefundene Liasvorkommen in der Nähe des Dorfes Tragiasch (Trajas). In dem Tal südlich der Ortschaft, durch das der Weg nach Dukati führt, fanden sich im Geröll des Trockenbettes massenhaft Stücke des typischen roten, tonigen Oberliaskalkes, darunter auch solche mit Posidonien und Ammonitenfragmenten. Ein *Hildoceras* aus der Formenreihe des *Hild. comense Buch*, das heißt eine der häufigsten Arten des griechischen Oberlias, lieferte auch hier den paläontologischen Altersbeweis.

Die roten, knolligen Oberliaskalke und Mergel müssen natürlich an den Talwänden anstehen. Die Hänge dieses Tales sind jedoch dicht bewaldet oder mit undurchdringlichem Gestrüpp bewachsen, so daß ich das Anstehende nicht näher untersuchen konnte.

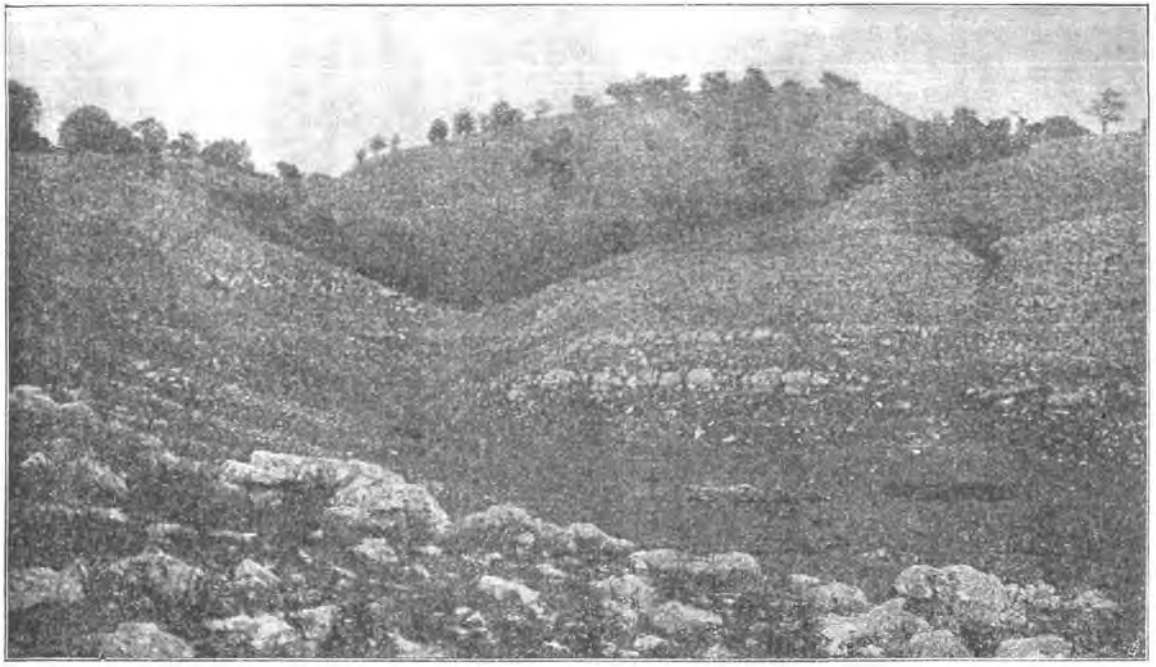
Das Auftreten von älteren Ablagerungen auf der Westseite des sich östlich der Bucht von Valona erhebenden Gebirgszuges ließ sich auch nach den vorgefundenen Lagerungsverhältnissen erwarten.

Seine Übersteigung von Gomenitza nach Tragiasch ergibt folgendes Profil:

Das Dorf Gomenitza liegt im Flysch, der das Tal der Suschitza (Polyanthis) erfüllt. Darunter folgt gleichfalls mit nordöstlichem Fallen beim Aufstieg zur Paßhöhe Bugatschi heller, plattiger Kalk (Streichen N 30 W, Fallen 25° NO) mit Einschaltungen von Nummuliten-

[1]) Valona liegt im Neogen (Gyps, Mergel, Sandstein), das auch die Hügelkette im Osten der Stadt aufbaut.

Fig. 35.



Karstmulde im Hippuritenkalk auf der Kammhöhe Bugatschi, zwischen Gomenitza und Tragiasch in Südwestalbanien.

(Photographie von Carl Renz.)

kalklagen. Der Nummulitenkalk geht dann weiter aufwärts in den ihn unterlagernden, mehr massigen Hippuritenkalk über, der mit saigerem Fallen die ziemlich breite Kammhöhe zusammensetzt (siehe das nebenstehende Bild Fig. 35).

Abwärts an dem Steilabsturz gegen Tragiasch wird der Gebirgsbau und das Untergrundgestein vielfach durch Schutt verhüllt. Außerdem scheinen auch durch Abrutschung höherer Schollen Schichtenwiederholungen vorzukommen. Bei Tragiasch liegen dann die im Landschaftsbild schon von weitem durch ihre gelbe Farbe hervortretenden Komplexe von Hornsteinplatten, eine Bildung, welche weiter im Süden die über der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* folgenden Doggerpartien charakterisiert. Posidonien konnten in den gegen das Gebirge zu einfallenden Hornsteinplatten von Tragiasch nicht entdeckt werden, trotzdem können sie wohl ohne Einschränkung mit den gleichartigen, etwas weiter im Süden gelegenen Ablagerungen identifiziert werden.

Auch die auf Korfu (Paläospita) auftretenden, höheren, grauen oder auch grünlichen Schiefer mit Aptychen und Plattenkalke dürften am Westabfall dieser Gebirgskette vorkommen; ein loses Stück identischen Gesteins mit einem Aptychus wurde wenigstens in dem mit mächtigen Geröllmassen erfüllten Talbecken von Dukati aufgesammelt.

Das letztere Dorf liegt im Dolomit, der auch schon das Joch (Paß 545 *m*) zwischen den Tälern von Tragiasch und Dukati zusammensetzt. Dieser meist graue Dolomit oder dolomitische Kalk in seinen verschiedenen Nuancen, bald heller bald dunkler, bildet, soweit ich es übersehen konnte, die Hauptmasse des Tschikazuges, der im Kiore (2017 *m*) und Tschika (2025 *m*) gipfelt. (Vergl. Textfig. 1.)

Leider hinderte sehr ungünstiges Wetter, sowohl den bei einer derartigen Rekognoszierungstour so wichtigen freien Ausblick, als auch die Besteigung eines der Gipfel des Tschikakammes.

Obwohl mir für die Altersbestimmung des Tschikadolomites nur spärliche paläontologische Anhaltspunkte zu Gebote stehen, nehme ich aus den weiter angegebenen Gründen an, daß derselbe der Trias, und zwar der Obertrias angehört.

Von Fossilien habe ich nur eine *Zygopleura spec.* aus einem weißen, zuckerkörnigen Dolomit in der Umgebung von Dukati erhalten.

Auf dem genauer untersuchten Korfu kommen ähnliche Dolomite von obertriadischem Alter (Hauptdolomite) in Verbindung mit weißen, halbkristallinen Kalken vor, die unter dem Oberlias lagern und in tieferem Niveau Megalodonten und Gyroporellen enthalten.

Diese Kalkmassen entsprechen zum Teil den obertriadischen Dachsteinkalken.

Dem Gerölle nach zu urteilen ist am Aufbau des Tschika auch dieser Kalk (wenn wohl nur in geringerem Maße) beteiligt.

So scheint der Tschikadolomit der Kern eines großen, in der Kammrichtung streichenden Gewölbes zu sein, dessen Ostflügel im Profil Gomenitza—Tragiasch bereits kurz skizziert wurde.

Der Westflügel ist gegen das Meer zu heruntergebrochen und in Schollen zerstückelt.

Der Logarapaß, der die seewärts einfallenden, geschichteten Kalke des Akrokeraunischen Vorgebirges vom Tschika abtrennt, dürfte dieser Bruchlinie entsprechen [1]).

Unmittelbar südlich des Passes steht Hippuritenkalk an (mit Hippuriten-, Radioliten- und anderen Rudistenfragmenten).

Der Weg senkt sich dann zu der vom Tschika herabkommenden großen Schlucht, in deren Grunde er wieder in den Dolomit einbiegt. Vorher wurde noch eine kleine Scholle des kieselreichen Schiefers beobachtet, der auf Korfu im oberen Jura aufzutreten pflegt.

Vom Südausgang dieser Schlucht, nordwestlich von Paliassa führt der Pfad bis zu diesem Dorf wieder im Hippuritenkalk. Die Kreideschollen bei Paliassa und südlich vom Logarapaß sind vermutlich gegen den östlicheren Dolomit abgebrochen.

In den Kalken des südlich von Paliassa gelegenen, großen Dorfes Drymades (im Südosten desselben) wurden auch Nummuliten angetroffen.

Von besonderem Interesse sind jedoch die ausgedehnten Vorkommen von Lias und Dogger bei Vunos und Chimarra.

Schon auf der Seefahrt von Korfu nach Valona fallen die am Südwestabsturz des Tschikagebirges weit ausgebreiteten, gelben Schichtenkomplexe auf, die an die Jura- (Dogger-) Bildungen von Sinies auf Korfu erinnern. In der Tat konnte nun ihre vollkommene Identität mit den korfiotischen Doggergesteinen erwiesen werden.

Ebenso wurden auch bei Vunos und Chimarra rote, tonige Knollenkalke und Mergel des Oberlias gefunden, die in jeder Hinsicht denen von Strinilla auf Korfu entsprechen.

Diese roten Oberliasschichten stehen im Norden des Dorfes Vunos bei den ersten Häusern an und haben *Coeloceras subarmatum Young und Bird var. evoluta Quenst.* geliefert.

An dieser Lokalität erschwert allerdings der Anbau und die Terrassierung der Felder die Übersicht; südsüdöstlich bis südöstlich von Vunos befindet sich jedoch bei einer Kapelle des hl. Nikolas (westlich des Weges von Vunos nach Chimarra) ein zweiter ausgedehnter Aufschluß.

Über den roten, tonigen, teils knolligen Kalken und Mergeln [2]), aus denen *Hildoceras spec.*, sowie der Abdruck eines *Harpoceras*, wohl sicher des *Harpoceras discoides Zieten*, gewonnen wurden, folgen gleichartige Schichten und dann Hornsteinplatten, deren Zwischenlagen vollständig mit Posidonien erfüllt sind. (*Posidonia alpina Gras.* und *Posidonia Buchi Roemer.*)

Es handelt sich demnach, abgesehen von der lithologischen Identität um dieselben Hornsteinplatten, die auf Vido (Korfu) den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum* konkordant auflagern. Auch bei Karya und Palaeospita (Korfu), wo die *Humphriesianum*-Schichten durch plattige Kalke mit rötlichen Hornsteinlagen vertreten werden,

[1]) Streichen südlich Logarapaß N 60 West, Fallen 45° nach West (obs.).

[2]) Es sind hier auch hellgraue, beziehungsweise gefleckte Lagen vorhanden, sowie gelbliche Schiefer mit Pyritknollen eingeschaltet.

nehmen die Hornsteine etwa das gleiche Niveau über der Zone des *Harpoceras Murchisonae*, wie auf Vido ein.

Die höheren Schichtenglieder bei Vunos und Umgebung gleichen ebenfalls ganz den korfiotischen Äquivalenten.

Das Fallen der Schichten in der Gegend von Vunos, wie auch weiter im Süden ist wechselnd. Man gewinnt auch hier den Eindruck von einem in Schollen und Fragmente zerstückelten Bruchgebiet am Westabsturz des Tschikazuges.

Im Nordwesten von Vunos wurde der Dogger-Hornsteinkomplex noch über dem nächsten Dorf (Lates) beobachtet; nach Südosten zu ließ er sich, mit teilweiser Unterbrechung, bis Chimarra verfolgen.

Auch vor Chimarra (Wege Vunos—Chimarra und Chimarra—Pyluri) sind die Schichtenflächen der einzelnen Hornsteinplatten mit den charakteristischen Dogger-Posidonien bedeckt, darunter liegen wieder die roten, tonigen Knollenkalke und Mergel, aus deren höheren Partien ein *Erycites spec.* vorliegt. Streichen W—O, Fallen 70° nach Süd (obs.).

Der *Opalinus*- und *Murchisonae*-Horizont ist demnach bei Chimarra, wie bei Karya auf Korfu entwickelt; der Oberlias dagegen, wie schon erwähnt, stets in der gleichen, typischen Ausbildung des westlichen Griechenlands.

Was die aufgesammelten Ammonitenspezies *Coeloceras subarmatum Young u. Bird var. evoluta Quenst.*, sowie *Harpoceras discoides Zieten* betrifft, so gehören beide zu den bezeichnenden Arten des griechischen Oberlias.

Das Liegende wird bei Chimarra von hellgrauen, dickgebankten Kalken von zum Teil etwas dolomitischem Habitus gebildet. Dieselben sind bei Chimarra, sowie in den vom Gehöft Kastaneos herabkommenden Tale aufgeschlossen, etwas weiter oberhalb treten daselbst auch wieder die roten Oberliasschichten hervor.

Von Chimarra bis Porto Palermo (Panormos-Bucht) führt die Route meist durch Hornsteinschutt oder durch die über den jurassischen Hornsteinkomplexen folgenden Plattenkalke. Auch diese werden vielfach durch Gehängeschutt verdeckt.

Im Grunde des Panormos-Hafens steht Hippuritenkalk an; die beiden Vorgebirge der trefflich geschützten Bucht werden von Hornsteinen und Plattenkalken eingenommen.

Entlang dem Quellenreichen Gestade bis zur Mündung des Borsitales lagern meist kalkige Bildungen unter denselben Verhältnissen, wie an dem nördlich von Panormos gelegenen Küstenstreifen.

Südlich vom Borsital beginnt die verhältnismäßig schmale Flyschzone von Pikernion, die über Kodostovan noch mit dem weiten Flyschgebiet von Kaliassa zusammenhängt und auf eine erhebliche Erstreckung hin den Strand zusammensetzt.

Der Flyschzug von Pikernion ist jedoch gegen die Meeresküste herabgebrochen, weswegen entlang dem Längsbruch oberhalb Pikernion ältere, jurassische Ablagerungen hervortreten und sich auch in der Richtung gegen Lukovon hinziehen.

Bei dem griechischen Kloster Kremesova, oberhalb Pikernion, finden sich die von weitem durch ihre gelbe Färbung hervorstechenden, schon oft erwähnten Hornsteinplatten, leider ohne Fossilien, und zwischen Kapelle und Dorf die höheren Plattenkalke, steil gegen das Meer zu geneigt und wie die Hornsteinplatten stark gestört.

Allerdings wäre auch die Möglichkeit gegeben, daß hier eine aus den mesozoischen Schichten gebildete Deckenscholle auf dem Flysch aufruht und der Flysch von Pikernion mit jenem von Kaliassa unter dieser Decke hindurch zusammenhängt. Diese Frage wird erst durch genauere Untersuchungen entschieden werden können.

Immerhin scheinen aber auch in Epirus, wie auf der Westseite des Bač—Platovuni—Stugara-Gebirgszuges Überschiebungen aufzutreten; in welchem Maße, wird allerdings erst die Zukunft lehren.

Weiter in der Richtung gegen Tatsád walten die Plattenkalke vor, die auf der Paßhöhe im allgemeinen N—S-Richtung und normales östliches Einfallen (45°) annehmen.

Unten vor Tatsád[1]) folgen darüber dann Hippuritenkalke, Nummulitenkalke und der Flysch von Kaliassa.

Von Kaliassa bis Senitza herrscht ununterbrochen Flysch. Der Flysch, der bei Kaliassa N 10—20 West streicht und mit 50° nach Ost einfällt, bildet zwischen Kaliassa und Senitza eine weite Mulde, in der kurz vor Senitza eine kleine, untergeordnete Aufwölbung zu beobachten ist.

Nach Süden, beziehungsweise Südosten, dehnt sich die breite Flyschzone, allerdings vielfach von jugendlichem Geröll (Hornsteinschutt etc.) überdeckt, weithin aus, ihr Ende in dieser Richtung ist mir nicht bekannt.

Die Gesteine des Flysches sind sowohl östlich von Santi Quaranta, wie unterhalb Delvinon und an verschiedenen Punkten dazwischen bloßgelegt.

Im Norden dürfte der Flysch jedoch bei Tatsád gegen die fächerförmig gestellten und gestörten Plattenkalke des Berges von Tatsád (Sopoti) quer herabgebrochen sein.

Die Gesteine des Berges von Tatsád gleichen, von der Ferne gesehen, den über den jurassischen Hornsteinkomplexen folgenden Partien der Schichtenreihe.

Sollten allerdings, wie ich oben bemerkte, die Juraablagerungen von Pikernion eine Decke bilden, so würden jedenfalls auch die mesozoischen Gesteine des Berges von Tatsád dieser Überschiebungsscholle angehören.

Unter dem erwähnten eocänen Flyschzug tritt östlich von Santi Quaranta und westlich von Kodostovan sein Liegendes, Nummulitenkalk (plattig) und massiger Hippuritenkalk, hervor.

Diese Bildungen setzen die Küste nördlich, beziehungsweise nordwestlich und südlich von Santi Quaranta (Hagii Saranta) zusammen.

---

[1]) Das Dorf Tatsád mit seinem weithin sichtbaren Minarett liegt auf jäher Felshöhe am Fuße des gleichnamigen Berges von Tatsád oder des Sopoti der Karte. Mein Weg nach Kaliassa führte im Süden davon vorüber.

Darunter sind am Kap Kephali stark gefältelte, ältere, wohl jurassische Hornsteine aufgeschlossen und auch südlich von Santi Quaranta, etwa vom Kap Denta ab, erscheint die unterlagernde Plattenkalk- und Hornsteinfazies.

Bei weiterem Fortschreiten nach Süden gelangt man in immer tiefere Schichten von der schon oft beschriebenen Entwicklung, bis am Kap südlich von San Giorgio oder Hagios Georgios (Punta rossa) auch Dogger und Lias aufgeschlossen sind.

Das Lias-Doggerprofil der Punta rossa wurde auf pag. 596—599 ausführlich beschrieben, weswegen an dieser Stelle auf den obigen Passus verwiesen sei.

Die der Insel Korfu gegenüberliegenden Juravorkommen der epirotischen Küstenregion sind sowohl durch ihren Fossilreichtum, der eine genauere Horizontierung ermöglichte, als auch durch die am Meeresstrand befindlichen, günstigen und vollständigen Aufschlüsse, von besonderer Wichtigkeit für die stratigraphische Gliederung des südosteuropäischen Lias und Doggers.

Die unter dem Oberlias lagernden, dickgebankten, weißen, halbkristallinen Kalke bilden die Hügelbarriere zwischen dem Meer und Butrintosee, beziehungsweise der Ebene von Vrana und Mursia. Diese Kalke gehören zum Teil auch schon der Obertrias an, wie Gyroporellenfunde am Kap Stylo beweisen.

Im Grunde der Tetranisibucht ist darin eine kleine, grabenförmige Scholle von fossilführendem Oberlias und Unterdogger eingebrochen.

Weitere überlagernde Reste von Ammonitenreichem Oberlias und unterem Dogger wurden am Kap Skala und in der Phteliabucht beobachtet.

Im Norden bis Nordosten von Phtelia und südöstlich dieses Hafens lagern über den weißen, dickgebankten Kalken wieder die schon oft charakterisierten, jüngeren, jurassischen Bildungen.

Fossilführende Glieder sind die Posidonien-Hornsteinplatten des Doggers (*Parkinsoni*-Horizont) auf der Nordseite der Phteliabucht und des in ihrem Grunde mündenden Tälchens.

An letzterem Punkt treten darunter die hellen und roten, dickgebankten Kalke hervor, die an der Punta rossa über der Zone des *Harpoceras Murchisonae* folgen.

Sie enthalten hier gleichfalls Ammoniten, ein bestimmbares Exemplar ließ sich jedoch in Anbetracht der Härte des Gesteins nicht freilegen.

Oberlias und Unterdogger mit zahlreichen Cephalopoden finden sich ferner zwischen Mursia und Kataito.

Dieselben Bildungen sind dann in einem schönen, vollständigen Profil auf der Westseite der Paganiahalbinsel aufgeschlossen. Hier zeigt sich ein zusammenhängender Durchschnitt vom mittleren Lias bis zur Bathstufe.

Eine besondere Bedeutung gewinnt dieser Aufschluß, der auf pag. 583—589 dargestellt ist, noch durch die paläontologische Entwicklung der Bayeuxstufe, das heißt der Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*

Es sei hier auch nochmals an die *Aulacomyellen*-Hornsteine des Malm bei Pagania hingewiesen (vergl. oben pag. 581 und 582), die hier innerhalb des schon oft charakterisierten, oberjurassischen Hornstein-Schiefer-Plattenkalk-Komplexes auftreten.

Die Oberliasbildungen an dem Korfu gegenüberliegenden Gestade sind als gelbliche oder auch blaugraue, tonige, knollige Kalke und Mergel entwickelt, die öfters Pyrit, beziehungsweise Limonit einschließen und durch eine Fülle von tadellos erhaltenen Ammoniten charakterisiert werden. (Siehe die Liste auf pag. 565—566.)

Es handelt sich hier immer um dieselbe konkretionäre Ausbildung des Cephalopodenführenden Oberlias und auch unteren Doggers, die sonst in Griechenland vorherrscht und auf eine gewisse Meerestiefe hinweist.

Der untere Dogger besteht aus dünnplattigen, gelblichen oder grauen Kalken von knolliger Struktur mit grauem oder gelblichem, tonigem Bindemittel. Die Fossilführung ist weniger reichlich, als im unteren Dogger. Die wichtigsten Arten des oberen Lias und unteren Doggers wurden bereits auf pag. 565, 566 und 574 angegeben.

Den östlich der Ebene von Mursia gelegenen Gebirgszug habe ich noch nicht näher untersucht und auch das Küstengebiet südlich von Pagania harrt noch der näheren, geologischen Erschließung.

Etwa nördlich von Tschifflik Tusi, wo der Fluß in die Ebene heraustritt, steht Hippuritenkalk an, der seiner Stellung nach jedenfalls den Rudistenkalken von Santi Quaranta entspricht und zwischen Gomenitza und Varfani wurden die Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers (*Parkinsoni*-Horizont, beziehungsweise Bathonien) ermittelt. Darüber lagern auch hier Schiefer und Plattenkalke, die bisweilen einmal einen Aptychus enthalten.

Schließlich habe ich auf der Seefahrt nach Paxos noch die aus Dolomit bestehenden Syvota-Inseln besucht. Es handelt sich jedenfalls um dieselben Dolomite, die in der Obertrias von Korfu auftreten und den Hauptdolomit repräsentieren.

Derselbe Dolomit steht auch bei Delvinon an.

Der schon besprochene Flyschzug von Kaliassa—Divri ist daher zusammen mit den auf seiner Westseite darunter hervortretenden, älteren Bildungen der Korfu gegenüberliegenden Küstenregion als mächtige Scholle von den Gebirgen im Norden und Osten herabgesunken und durch einen Längsbruch von den älteren, obertriadischen und liassischen Gesteinen auf der Westseite der Platovuni- und Bačkette geschieden.

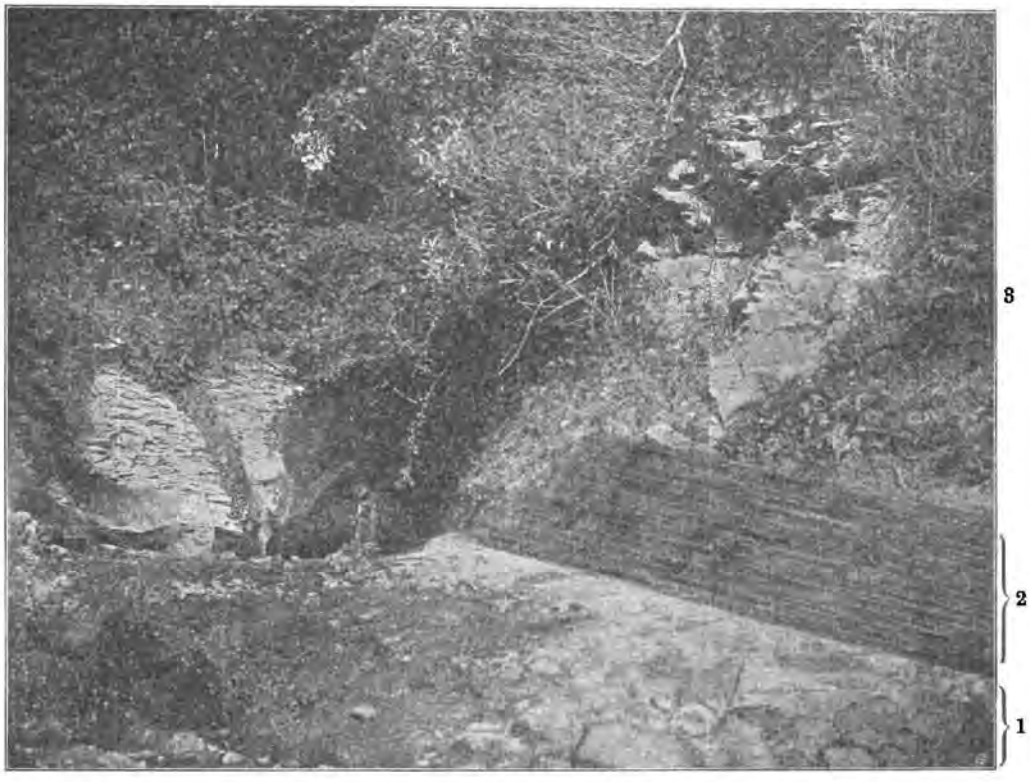
Hier scheinen auch die älteren, mesozoischen Ablagerungen über den Flysch überschoben zu sein.

Während die Fazies der bisher angegebenen Liasvorkommen den roten oder gelben bis grauen, tonigen, knolligen Kalken und Mergeln gleicht, tragen die oberliassischen Sedimente der östlicheren Zone, die im Fundamente der Platovuni- und Bačkette[1]) auf deren Westfront hervortreten, ein wesentlich verschiedenes Gepräge.

[1]) Das Bačgebirge ist die Kette zwischen Delvinon und Argyrokastron.

Den wichtigsten, stratigraphischen Horizont bilden hier äußerst charakteristische, schwarze Schiefer mit *Posidonia Bronni Voltz,* die zwischen blaugrauen tonigen Kalken und kalkigen Mergeln eingeschaltet sind, und den oberliassischen, schwarzen Posidonienschiefern Korfus [1])

Fig. 36.



Oberliassische, schwarze Posidonienschiefer (2) zwischen blaugrauen, tonigen Kalken beziehungsweise Mergeln (1) und blaugrauem, tonigem Kalk mit muscheliger Absonderung und gelber Verwitterungsrinde (3) an der Straße westlich Gardikaki (bei der zweiten Quelle in der Richtung gegen Delvinon).
Streichen N 20 West. Fallen 8° nach Nordost (obs.).

(Photographie von Carl Renz.)

in jeder Hinsicht entsprechen. Die blauen, tonigen Kalke erinnern mit ihrer gelben Verwitterungsrinde und schaligen oder muscheligen Absonderung auffallend an den Kreidepläner, sowie an gewisse gleiche

[1]) Bei Palaeospita, Sinies, Lavki, Riliatika etc.

Gesteine im eocänen Flysch dieser Gegenden, so daß eine Verwechslung leicht möglich ist, um so mehr, als auch sie fossilleer zu sein scheinen.

Die mehr kalkigen Bänke erreichen zum Teil einen Durchmesser von mindestens 1 *m*.

Ähnliche Schichten haben auf Korfu, zum Beispiel bei Sinies, im Tal bei Riliatika und am Kurkuli vereinzelte, plattgedrückte Ammoniten des Oberlias geliefert; die Hauptlager der reichen, oberliassischen Ammonitenfaunen Korfus und der gegenüberliegenden epirotischen Küstenregion, die mehr knolligen, pyritführenden Schichten, treten hier ganz zurück oder sind nur untergeordnet entwickelt.

Um so wichtiger für die stratigraphische Feststellung werden daher die schwarzen Posidonienschiefer, die, wie überall am Westabhang des Gebirgszuges, so auch im Westen von Gardikaki, an der Straße von Delvinon nach Jannina, gut aufgeschlossen sind (Fig. 36).

Ähnlich, wie bei Karya auf Korfu, schieben sich hier in die Schiefer bisweilen schwarze Hornsteinbänkchen ein oder es sind auch hellere, gelbliche Kalklagen gleichfalls mit *Posidonia Bronni Voltz* eingeschaltet.

An der Straße westlich Gardikaki wurde als Zwischenlagerung zwischen den tonigen Kalk- oder Mergelbänken eine eigentümliche Bildung angetroffen.

In einer blaugrauen, kalkigen Grundmasse liegen reichlich weiße Kalkbröckchen eingebettet, so daß das Gestein ein Breccienartiges, oder besser noch ein Konglomeratisches Aussehen bekommt.

Man könnte Zweifel hegen, ob nicht eventuell ein Konglomerat vorliegt.

Andererseits spricht die stratigraphische Position dieses eigenartigen Gesteines dafür, daß es den Ammonitenführenden, konkretionären Ablagerungen des Oberlias gleichzustellen ist.

Das allgemein konkretionäre Auftreten des griechischen Oberlias (Jonische Zone und Argolis) deutet, wie gesagt, immerhin auf eine gewisse Meerestiefe hin. Ich habe aber auch bereits ausdrücklich betont, daß die bis jetzt angetroffenen guten Aufschlüsse und genauer studierten Profile noch nicht hinreichen, um für das weite Verbreitungsgebiet des griechischen Oberlias überall die gleichen stratigraphischen Verhältnisse vorauszusetzen. Es könnte daher, wie schon erwähnt, auch da und dort zwischen den tieferen Kalkmassen und dem Oberlias eine Lücke vorhanden sein.

Die eben beschriebenen, weicheren, oberliassischen Ablagerungen mit Posidonien (*Posidonia Bronni Voltz*) finden sich, wie schon erwähnt, entlang der Westfront der Platovuni- und Bačkette, und zwar, um einige Namen zu nennen, bei Droviani, Krongi (das heißt also im oberen Bistrizatal), unter Muzina, bei Petza und unter Gardikaki. Sie folgen dann etwa der Straße bis annähernd zur Höhe vor Delvinon und wenden sich hier von der Chaussee nach Norden ab.

Die gleiche Fazies des Oberlias zieht sich längs des Bačgebirges weiter (Streichen westlich Gardikaki N 20 West, Fallen 15° nach Ost), wie dies zahlreiche Stücke des schwarzen Posidonien-

schiefers oder tonigen Kalkes im Geröll der Täler von Delvinon und Senitza beweisen. Selbst in dem von Borsi herabkommenden Tal habe ich noch dieselben schwarzen Gesteinsfragmente mit tadellos erhaltenen Posidonien beobachtet.

Die gleichsinnig über dem Lias lagernden Doggerbildungen, die hier paläontologisch bis jetzt nur durch die Posidonienführenden — infolge ihrer gelben Färbung weithin sichtbaren — Hornsteinkomplexe charakterisiert werden, bedecken ebenfalls weite Flächen oberhalb der eben erwähnten Bildungen des Oberlias.

Die höheren Schichtglieder, die den oberen Teil der westlichen Wand der Gebirgskette bilden, sind wie auf Korfu entwickelt, und jenseits des Passes von Muzina tritt die Straße in Rudisten- und darüber folgende, plattige Nummulitenkalke ein, die gleichfalls gegen das Drynostal zu fallend die Ostwand des Gebirgszuges eindecken.

Die Plattenkalkfazies des Eocäns reicht hier tiefer, als gewöhnlich und enthält Bänke von Hippuritenkalk eingeschaltet.

Zu oberst werden die Nummulitenführenden Plattenkalke rötlich und sind reich an roten Hornsteinknollen oder Hornsteinlagen.

Gleichsinnig östlich fallend liegt über diesem Plattenkalkkomplex der Flysch von Arinista, der beim Übergang der Straße über das Drynostal allerdings von Schwemmmassen überdeckt wird.

Auf seiner Ostseite ist der breite Flyschzug von Arinista ebenso, wie die nächst westlichere Flyschzone, gegen die älteren, jurassischen Bildungen des Makrikampos und Siutistagebirges herabgebrochen oder wird von ihnen überschoben.

Die altjurassischen Ablagerungen des Siutistagebirgszuges bilden wohl überhaupt nur eine Deckenscholle auf dem Flysch.

Auf der Paßhöhe östlich Chan Delvinaki fand ich die hier allerdings stark zerrütteten und tiefgründig verwitterten Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* und höher).

Zahlreiche wohlerhaltene Posidonien lassen an dieser Altersbestimmung keinen Zweifel aufkommen. Den Posidonien, wie Gesteinen nach zu urteilen sind wohl hier ebenso, wie am Westabhang des Platovuni- und Bačgebirges auch oberliassische Posidonienschichten entwickelt.

Die jurassischen Hornsteine setzen sich augenscheinlich noch in südöstlicher Richtung im Siutistagebirge, wie nach Nordwesten längs der Westfront des Makrikampos (oberhalb Episkopi etc.) fort.

Es wiederholt sich daher hier im Großen und Ganzen nochmals dasselbe tektonische Bild, wie in der nächst westlicheren Gebirgszone.

Die jungtertiären Aufwölbungen sind bereits wieder in mächtige Fragmente zerbrochen, die staffelförmig nach Westen zu herabgesunken sind, etwa parallel dem großen ionischen Randbruch und parallel der jüngsten Gebirgsfaltung.

In wieweit die Flyschzüge von Osten her überschoben, das heißt in welchem Maße die älteren, mesozoischen Bildungen als Decken auf ihnen auflagern, vermag ich natürlich auf Grund einer einzigen Quertour noch nicht anzugeben.

In Akarnanien (Xeromeros), das die südliche Fortsetzung des epirotischen Gebirgssystems darstellt, läßt sich die gleiche Erscheinung, das heißt jungtertiäre Faltung und darauffolgende Schollenzerstückelung beobachten.

Die jungtertiären bis quartären Brüche und Sprünge prägten daher nicht weniger, als die kurz zuvor aufgerichteten Falten oder vorangegangenen Überschiebungen das Antlitz der heutigen Landschaftsformen.

Im Süden werden die epirotisch-akarnanischen Ketten durch den mächtigen, quer verlaufenden Grabenbruch des Korinthischen Golfs, beziehungsweise des Golfs von Patras abgeschnitten [1]).

Im westlichen Peloponnes sind die hier beschriebenen Jurabildungen noch nicht angetroffen worden. Die mesozoischen Gesteine dieses Gebietes gehören, wie dies schon erwähnt (pag. 554—561) und in einem späteren Kapitel auch ausführlich gezeigt werden wird, teilweise der Trias an.

Die direkte und gleichartige, nördliche Fortsetzung des westpeloponnesischen, mesozoischen Gebirgssystems (mit ihrer Flyschunterlage in parallele Falten gelegte, aus älteren, mesozoischen Gesteinen bestehende Decken) bilden die ätolischen Kalkalpen und der Tsumerka, die von den epirotisch-westakarnanischen Falten durch eine breite Flyschzone (Eocän) und zum Teil auch durch jugendliche Ablagerungen (Neogen und quartärer Gehängeschutt) geschieden werden.

Fossilführenden Lias habe ich dagegen in Morea erst wieder im Osten, und zwar in der Argolis nachgewiesen [2]), wo die gewöhnliche Fazies der roten, tonigen Knollenkalke und Mergel mit der aus dem Westen des Landes bekannten, reichen Fauna auftritt.

Mit einigen Worten sei auch hier auf die Lias- und Doggerbildungen des Vyrostales hingewiesen.

An der westlichen Talwand des Vyrostales habe ich bei der Klissura von Muskiotitsa, im oberen Teil einer etwas unterhalb der Straßenbrücke herabkommenden Schlucht die bekannten, roten, tonigen Knollenkalke und Mergel des Oberlias festgestellt.

Im südlichen Teil dieses Aufschlusses folgen übereinander:

1. Rote, plattige Kalke mit knolliger Oberfläche und mit rein tonigen Zwischenlagen von gleichfalls roter Färbung. Diese Schichten enthalten *Posidonia Bronni Voltz.*

2. Rote, knollige Kalke mit rotem, tonigem Bindemittel (etwa 30 *cm*),

3. Etwa 1 *m* roter, kalkiger Ton.

4. Rötliche, plattig geschichtete Kalke von knolliger Struktur, verbunden durch roten, tonigen Zement. Darin *Coeloceras subarmatum Young und Bird var. evoluta Quenst.* (etwa 3—4 *m*).

---

[1]) Über den Querbruchcharakter des Korinthischen Golfs siehe oben pag. 444, 445, 456, 549, 550, 552, 553.

[2]) Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909, Bd. LXI, pag. 202—229. Vergl. ferner pag. 534—536.

5. Rote Knollenkalke (etwa 50 *cm*), gleichfalls mit rotem, tonigem Bindemittel.

6. Helle bis rötliche, geschichtete, dichte Kalke mit rotem Hornstein.

Die roten, tonigen und knolligen Kalke haben unter anderem noch folgende Ammonitenspezies geliefert:

Phylloceras Nilssoni Hébert (Fig. 37)
Hildoceras Mercati Hauer
Hildoceras comense Buch
Hildoceras Erbaense Hauer

Fig. 37.



Phylloceras Nilssoni Hébert aus dem Oberlias des oberen Vyrostales (Inner-Epirus), aufgesammelt an dessen westlichem Hang bei der Klissura von Muskiotitsa.

Coeloceras annulatum Sow.
Harpoceras discoides Zieten
Haugia variabilis Sow.
Hammatoceras Bonarellii Parisch u. Viale.

Diese Arten setzen ein oberliassisches Alter des sie führenden Ablagerungen voraus.

Die Lagerung der roten Schichten, deren obere Partie bereits dem unteren Dogger angehört, ist annähernd horizontal; das Liegende bilden, wie auch sonst, weiße bis hellgraue, etwas kristalline und dickgebankte Kalke, in die sich der Vyrosfluß eingegraben hat.

Weiter talabwärts bei Kukuleaés (Textfigur 38) wurden darin mittelliassische Brachiopoden ermittelt.

A. Philippson zitiert von da[1]): *Koninckina Geyeri Bittner, Rhynchonella Sordelli Parona, Rhynchonella flabellum Menegh., Waldheimia cerasulum Zittel.*

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1894, pag. 116.

Fig. 38.



Chan Kukuleaés im Vyrostal in Epirus.

(Photogr: phie von Carl Renz.)

Dazu kommen noch nach meinen Aufsammlungen und Bestimmungen:

Spiriferina alpina Oppel
Spiriferina obtusa Oppel
und *Rhynchonella variabilis Sow.*

Etwas abwärts von Kukuleaés finden sich im petrographisch gleichen Kalk auch Korallen, wie *Thecosmilia spec.* und *Thamnastraea spec.*, so daß diese Kalkmassen auch hier vermutlich noch zum Teil der Obertrias angehören und den übrigen, obertriadischen Korallen-, beziehungsweise Gyroporellenkalken Griechenlands entsprechen.

Über den roten Knollenkalken und Mergeln des Oberlias und den unmittelbar darüberliegenden Schichten des unteren und mittleren Doggers folgen auch im Vyrostal die schon oft beschriebenen Posidonien-Hornsteinplatten, die an anderen Aufschlüssen die Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* überlagern und auch an den Hängen des Vyrostales ein beträchtliches Areal einnehmen. Posidonien habe ich zwischen Chan Vyros und dem weiter talabwärts davon gelegenen Engpaß von Muskiotitsa, sowie unterhalb Kerassovon angetroffen. Zusammen mit den Posidonien treten auch hier vereinzelte Aptychen auf.

Die älteren, mittelliassischen und tieferen Kalkmassen bilden auch die Gebirge im Norden von Kanziá (Kanzas) und Luros und setzen ferner die Halbinsel östlich von Preveza zusammen.

Auch die auf der Karte Philippsons verzeichneten Kalkklippen bei und nördlich von Salachora dürften dasselbe Alter besitzen.

Nördlich von Kanziá findet sich darüber noch ein Rest der roten Oberliasschichten mit *Hildoceras Mercati Hauer.*

Dieselbe Ausbildung des Lias und Doggers kehrt auch in Akarnanien (Xeromeros) wieder, wo ich den roten Ammonitenführenden Oberlias zunächst zwischen Monastirakion und dem Hochtal Liwadi und die höheren Posidonien-Hornsteinplatten bei Monastirakion und im Hochtal Liwadi beobachtet habe.

Wenn auch meine türkischen Reisen bis jetzt keine zusammenhängende geologische Landesbeschreibung, sondern nur eine kurze Orientierung über die hauptsächlichsten Sedimente ermöglichten, so konnte doch mit aller Sicherheit nachgewiesen werden, daß sich Lias und Dogger in gleichartiger Entwicklung vom Süden Akarnaniens, Kephallenias und Ithakas über Epirus, Leukas und Korfu bis in die Akrokeraunischen Gebirge erstrecken, um dann augenscheinlich in die Adria hinauszustreichen.

Nachdem indessen durch meine Untersuchungen die Stellung der einzelnen, am Aufbau des Landes beteiligten, präneogenen Schichtenglieder festgelegt und ihre Tektonik in großen Zügen geklärt ist, wird man sich auch von denjenigen Teilen von Epirus, die ich noch nicht betreten habe, durch kritischen Vergleich mit den Forschungsergebnissen meiner Vorgänger eine ungefähre Vorstellung machen können.

Ich verweise hierfür besonders auf die geologische Karte und Abhandlung von A. Philippson[1]), dessen stratigraphische Einteilung ich bereits in der Einleitung näher beleuchtet habe.

Für Rückschlüsse sind besonders die von A. Philippson in seiner Karte von Türkisch-Epirus ausgeschiedenen Hornsteine bedeutungsvoll, da sie jedenfalls den Posidonien-Hornsteinplatten des Doggers und deren gleichartiger Überlagerung entsprechen.

Man wird, ohne fehlzugehen, sowohl im Olytzika-Gebirge, wie in der Chionistra- und Kurila-Kette das Vorkommen von Dogger, von Lias und auch von Obertrias für gesichert halten dürfen. Leider habe ich, wie schon oben erwähnt, die zu einer diesbezüglichen Feststellung geplante Exkursion von Janniua nach Paramythia (Aidonat) nicht unternehmen können.

Die von A. Philippson eingezeichneten Kalketagen eignen sich naturgemäß weniger zu derartigen Rückschlüssen, denn Plattenkalke treten sowohl im Eocän, wie im Jura und dickgebankte, helle Kalke in der Kreide, wie im Lias und in der Obertrias auf. Dagegen gibt der von A. Philippson auf seiner südlichen Quertour beobachtete Flysch einen Anhaltspunkt zur Verfolgung der eocänen Flyschzonen.

Unter den älteren geologischen Werken, die Epirus betreffen, sind ferner noch die Arbeiten von Boué und Viquesnel zu nennen[2]), auf die hiermit ebenfalls verwiesen sei.

Über die geologischen Verhältnisse der Korfu gegenüberliegenden, epirotischen Küstenregion, die ich im Anschluß an die Kartierung dieser Insel gleichfalls genau aufgenommen habe, wurde an dieser Stelle nur ein kurz gefaßter Überblick gegeben, da die eigentliche Beschreibung dieses Gebietes erst in den in der Fortsetzung dieser Abhandlung erscheinenden Erläuterungen zur geologischen Karte von Korfu Platz finden soll.

(Fortsetzung folgt.)

Nachwort.

Ich möchte diesen ersten Teil meiner Abhandlung nicht schließen, ohne allen jenen Herren zu danken, die in Griechenland und hier meine Studien gefördert haben.

Ein besonders dankbares Angedenken bewahre ich dem dahingeschiedenen Deutschen Gesandten zu Athen, Herrn Emmerich Grafen Arco Valley, der mir mit nie versiegender Freundlichkeit mit Rat und Tat helfend zur Seite gestanden hat.

---

[1]) A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. III. Teil mit Karte. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896. Bd. 31, Nr. 4, pag. 193 bis 294.

[2]) Literaturverzeichnis am Schlusse der Gesamtabhandlung.

So erhielt ich durch seine Vermittlung unter anderem Empfehlungen von der griechischen Regierung, wofür ich derselben auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche.

Herzlichen Dank schulde ich vor allem jedoch Herrn Prof. Dr. Fritz Frech in Breslau, der meine Arbeiten in jeglicher Hinsicht förderte und der mich, wie bereits erwähnt, namentlich auch bei der paläontologischen Bearbeitung meines Materials unterstützte.

In gleicher Weise danke ich ferner Herrn Geheimrat Prof. Dr. Josef Partsch in Leipzig und Herrn Prof. Dr. Ludwig Milch in Greifswald.

Herr Geheimrat Partsch erleichterte mir die Reisen in Griechenland durch wertvolle Anregungen und Ratschläge; Herr Prof. Milch hatte die Freundlichkeit, die von mir mitgebrachten Gesteinsproben einer petrographischen Untersuchung zu unterziehen.

Inhaltsangabe des ersten Teiles.

	Seite
Einleitung	421
Übersicht über die geologische Literatur Griechenlands	424
Geologische Leitlinien von Hellas	433
Jonisches Küstengebiet	433
Gebiet des Ägäischen Meeres	446
I. Der sedimentäre Mantel des Zentralmassivs der Kykladen.	
A. Karbon und Trias in Attika	451
Zusammenfassung	463
Paläontologischer Anhang zu Abschnitt: A. Karbon und Trias in Attika	464
B. Die Insel Hydra	467
1. Exkursion in den nordöstlichen Teil der Insel	469
2. Exkursion zur östlichen Meeresküste in den nördlichen Teil der Landschaft Klimaki	474
3. Exkursion in den Südwestteil der Insel	478
4. Exkursion an die Südostküste Hydras, in den südlichen Teil der Landschaft Klimaki	481
5. Die Insel Dokos	485
Zusammenfassung	486
Paläontologischer Anhang zu Abschnitt: B. Die Insel Hydra	488
Cephalopoden der roten Bulogkalke	488
Dyas	496

Seite

C. Die Insel Amorgos . 497

Von Katapola nach Vrutsi, zurück über Kastri (Arkesine) 498
Von Katapola über Hagios Georgios nach Kryoneri, zurück nach Hagios Georgios—Chora—Katapola 502
Von Katapola über Chora—Kloster Chozoviotissa—Exomeria—Potamos nach Langada 505
Von Langada nach Epano Choriani und Kap Limenari, zurück über Tholaria—Hafen Phokiotrypa und Potamos . 510
Von Langada über die Insel Nikuria nach Katapola 511
Von Katapola über Apanovrysi—Quelle von Vrutsi nach Chorio; zurück auf dem direkten Weg über Vrutsi 513
In Katapola . 513
Zusammenfassung . 514

D. Allgemeiner Überblick über die in der Argolis auftretenden mesozoischen Ablagerungen . 515

1. Unterkarnische Kalke mit *Lobites ellipticus* bei Hagios Andreas (Argolis) 519
2. Mittel- und obertriadische Cephalopodenkalke beim Hieron von Epidauros (Asklepieion) . . 524
3. Oberer Lias von Phanari in der Argolis . 534

Anhang.

1. Beiträge zur Kenntnis der sedimentären Randzonen des Olympmassivs . 537
   a) Exkursionen im Othrys 537
   Von Lamia nach Longitsi 538
   Von Longitsi zum Zeltlager bei Galonero 539
   Vom Lager Galonero bis zum Lager im Südosten des Giusi und Besteigung dieses Gipfels 539
   Vom Lager im Südosten des Giusi nach Gavrini und Surpi . 541
   b) Exkursionen auf der Insel Skiathos 543
   Von Skiathos Stadt nach Hagios Ilias—Hagios Konstantinos—Hagios Antonios und zurück zur Stadt 544
   Zusammenfassung . 545
2. Geologische Untersuchungen am Parnaß 547

II. Der Bau der Küstengebiete und Inseln des Jonischen Meeres.

A. Allgemeine Übersicht über die am Aufbau der südwestlichen Balkanhalbinsel teilnehmenden mesozoischen Bildungen 553

1. Trias . 553
   Karnisch-unternorische Halobien- und Daonellenschichten 554
   Obertriadischer Dachsteinkalk 562
   Obertriadischer Hauptdolomit 563
   Karnischer Carditakalk 568

Seite

2. Jura . 564
Mittellias . 564
Oberlias . 565
Unterer Dogger . 572
Mittlerer und oberer Dogger 576
Malm . 581
1. Lias-Doggerprofil auf der Westseite der Paganiahalbinsel (Epirus) 583
2. Lias-Doggerprofil im Norden der Insel Vido bei Korfu 589
3. Lias-Doggerprofil bei Palaeospita auf Korfu . 593
4. Lias und Dogger am Kap südlich San Giorgio (Epirus) [Punta rossa] . 596
Paläontologischer Anhang zu Abschnitt II: A. 2. Jura 599

3. Kreide 602

4. Eocän . 604

5. Neogen und jüngere Bildungen (inkl. Karsterscheinungen Griechenlands) 608

B. Spezieller Teil 614

I. Das Mesozoikum in Südwest-Albanien und Epirus 614
Nachwort . 630
Inhaltsangabe des ersten Teiles 631
Verzeichnis der Textillustrationen 633
Druckfehlerverzeichnis 635

(Fortsetzung folgt.)

Verzeichnis der Textillustrationen.

Seite

Fig. 1. Tschikazug vom Meere gesehen. (Photographie von Carl Renz) . . . 439
Fig. 2. Pantokratormassiv auf Korfu, von Ypso aus gesehen. (Photographie von Carl Renz) 441
Fig. 3. Palaeokastritza an der Westküste Korfus. (Photographie von C. Renz) 447
Fig. 4. Suturlinie von *Paralegoceras atticum Renz* (*Pericleites*) aus dem Oberkarbon von Hagia Triada am Beletsi in Attika 465
Fig. 5. Rote Bulogkalke der Insel Hydra zwischen Hydra und H. Triada. Im Vordergrund grüne Keratophyrtuffe. (Photographie von Helene Renz) 470
Fig. 6. Querschnitt von *Procladiscites Griesbachi Mojs.* aus den roten Bulogkalken von Hagia Irene auf Hydra. 490
Fig. 7. *Monophyllites Wengensis Klipst. var. sphaerophylla Hauer emend. Renz* aus den roten *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) in der Argolis 492
Fig. 8. *Gymnites Humboldti Mojs.* aus den Bulogkalken zwischen Hydra und Hagia Triada . 493

Seite

Fig. 9. Quarzkonglomerate von Kastri Arkesine auf Amorgos. (Photographie von Carl Renz) . 499

Fig. 10. Kastri Arkesine auf Amorgos. Im Vordergrund die Verwitterungsformen der Konglomerate und Grauwacken. (Photographie von Carl Renz) . 501

Fig. 11. Grabenbruch von Kryoneri auf Amorgos. (Photographie von Carl Renz) . 503

Fig. 12. Kalke und Schiefer bei der Chora von Amorgos. (Photographie von Carl Renz) 506

Fig. 13. Kloster Chozoviotissa auf Amorgos. (Photographie von Carl Renz) 507

Fig. 14. Schichtenfolge bei Kapsala auf Amorgos. (Photographie von Carl Renz) . 509

Fig. 15. Rote *Trinodosus*-Kalke beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta). (Photographie von Helene Renz) 524

Fig. 16. *Coelocentrus heros Koken* aus den roten *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) in der Argolis . 528

Fig. 17. *Arcestes (Proarcestes) extralabiatus Mojs.* aus den roten, anisischen Kalken an der Straße Asklepieion—Lygurio, etwas westlich von ΣT. 28 . 528

Fig. 18. Rote *Aonoides*-Kalke des Asklepieions, beim Hirtenlager am Ostabhang des Theokafta. (Photographie von Helene Renz) . . 531

Fig. 19. Gipfelkamm des Parnaß. (Obertriadischer Korallenkalk.) (Photographie von Carl Renz) . 551

Fig. 20. *Daonella styriaca Mojs.* aus den karnischen Kieselschiefern zwischen Prostowitza und der Kapelle Hagios Konstantinos im Olonosgebirge 555

Fig. 21. Halobienschichten zwischen Theodoriana und Melissurgi im Süden der Paßhöhe. (Tsumerka.) (Photographie von Carl Renz) . 556

Fig. 22. Platte (kalkiger Kieselschiefer) mit Daonellen, darunter *Daonella styriaca Mojs.* aus dem Lambirital (Aetolische Kalkalpen); bei der Mühle unterhalb von Strigania aufgesammelt . 557

Fig. 23. Apanokampos mit Olonosgipfel. (Photographie von Carl Renz) . 559

Fig. 24. *Phylloceras Nilssoni Hébert var. selinoidea Meneghini emend. Renz* aus dem Oberlias des Kaps südlich von San Giorgio (Punta rossa) an der epirotischen Festlandsküste, gegenüber von Korfu . . 569

Fig. 25. *Hildoceras erbaense Hauer* aus dem Oberlias von Anavrysada auf Leukas . 570

Fig. 26. *Hildoceras Mercati Hauer* aus dem Oberlias von Phuchta (rote Knollenkalke) auf Kephallenia . 571

Fig. 27. Schwarze, oberliassische Posidonienschiefer (*Posidonia Bronni Voltz*) bei den Brunnen von Sinies auf Korfu. (Nach einer Photographie von Carl Renz) . . 573

Fig. 28. Kalke der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* auf der Westseite der Paganiahalbinsel, an der epirotischen Küste, gegenüber von Korfu. (Photographie von Carl Renz) 578

Fig. 29. Lias-Doggerprofil auf der Westseite der Paganiahalbinsel, an der epirotischen Festlandsküste, gegenüber der Insel Korfu . . 584

Seite

Fig. 30. Aufschluß des fossilführenden Oberlias auf der Paganiahalbinsel an der epirotischen Küste gegenüber von Korfu. (Photographie von Carl Renz) . 586

Fig. 31. Lias-Doggerprofil im Norden der Insel Vido bei Korfu . 590

Fig. 32. Nordküste von Vido (Korfu). (Photographie von Carl Renz) . . 592

Fig. 33. Oberlias-Doggerprofil bei Palaeospita auf Korfu . 593

Fig. 34. Aufschluß des Oberlias und Doggers am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa), an der epirotischen Küste. (Photographie von Carl Renz) . 597

Fig. 35. Karstmulde im Hippuritenkalk auf der Kammhöhe Bugatschi, zwischen Gomenitza und Tragiasch in Südwestalbanien. (Photographie von Carl Renz) . 616

Fig. 36. Oberliassische, schwarze Posidonienschiefer an der Straße westlich Gardikaki in Epirus. (Photographie von Carl Renz) . 623

Fig. 37. *Phylloceras Nilssoni Hébert* aus dem Oberlias des oberen Vyrostales (Inner-Epirus), aufgesammelt an dessen westlichem Hang bei der Klissura von Muskiotitsa 627

Fig. 38. Chan Kukuleaés im Vyrostal in Epirus. (Photographie von Carl Renz) 628

Druckfehlerverzeichnis.

Seite 422, Zeile 1 von unten (Anmerkung 4) lies: „Zentralblatt für Min. etc. 1910, Nr. 13, pag. 418—422".

Seite 422, Zeile 4 von unten (Anmerkung 3) lies: „Nouveaux gisements du Carbonifère en Grèce. Bull. soc. géol. France 1909 (4), Bd. IX, pag. 344—345".

Seite 424, Zeile 10 und 11 von oben „der südlichen Balkanhalbinsel" statt „der südosteuropäischen Halbinsel".

Seite 432, Zeile 18 von oben „Kykladen" statt „Kykaden".

Seite 434, Zeile 22 von oben „scheint auf den ersten Blick der eben erwähnte breite Flyschzug" statt „scheint der eben erwähnte etc."

Seite 444, Zeile 37 von oben „oder allgemein obertriadischen Dachsteinkalke" statt „oder allgemeinen obertriadischen".

Seite 450, Zeile 20 von oben „obertriadische Korallenkalke" statt „Korallen".

Seite 455, Zeile 14 von oben „grünen, keratophyrischen Tuffe" statt „grauen keratophyrischen Tuffe".

Seite 466, Zeile 12 von oben „vier Loben auf der Außenseite der Seitenfläche besitzt" statt „auf der Außenseite besitzt".

Seite 483, Zeile 34 von oben „dyadisches Alter des sie umschließenden Gesteins voraussetzen" statt „des sie umschließenden Gesteins erweisen".

Seite 484, Zeile 2 von oben „Himalaya" statt „Himalaja".

Seite 486, Zeile 37 von oben „der südlichen Balkanhalbinsel" statt „der südosteuropäischen Halbinsel".

Seite 497, Zeile 8 und 12 von oben „Himalaya" statt „Himalaja".

Seite 500, Zeile 36 von oben „Kalkkuppe" statt „Kalkklippe".

Seite 512, Zeile 10 von oben „Naxos, bezw. Nios“ statt „Naxos“.
Seite 514, Zeile 10 von unten „wesentlichsten“ statt „wesentlichen“.
Seite 515, Zeile 1 von oben „Naxos oder auf Nios“ statt „Naxos“.
Seite 535, Zeile 1 und 2 von unten lies: „Carl Renz, Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909. 4. Série, Bd. IX, pag. 249—273“.
Seite 543, letzte Zeile (Anmerkung 1) „Petermanns Mitteil. Ergänz.-Heft Nr. 134“ statt „Nr. 34“.
Seite 541, Zeile 9 von oben „*Cyathophyllum*“ statt „*Cyatophyllum*“.
Seite 547, Zeile 11 und 12 lies: „5. Nouveaux gisements du Carbonifère en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909. (4). Bd. IX, pag. 314—345“.
Seite 553, Zeile 5 und 6 von unten (Anmerkung 1) lies: „Carl Renz, Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909. (4). Bd. IX, pag. 249—273. Vergl. oben pag. 515 ff.“
Seite 574, Zeile 26 von oben „*intermedium* u. *involutum*‘ statt „*intermedius* u. *involutus*“.
Seite 580, Zeile 14 von unten „noch nicht in allen, über dem Oberlias“ statt „noch nicht an allen, über dem Oberlias etc.“
Seite 597, in Textfigur 34 ist die Ziffer 5 etwas mehr abwärts zu rücken.
Seite 626, Zeile 18 von oben „Gebirgssystems (wohl mit ihrer Flyschunterlage“ statt „Gebirgssystems (mit ihrer Flyschunterlage etc.“

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Tafel XVIII (I).

Carl Renz: **Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.**

Erklärung zu Tafel XVIII (I).

Seite

Fig. 1. *Monophyllites Wengensis Klipst.* aus den roten, manganhaltigen Wengener-Kalken der Argolis beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) 529

Fig. 2. *Sageceras Haidingeri Hauer var. Walteri Mojs. emend. Renz* aus den roten, argolischen Wengener-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) 529

Fig. 3. *Procladiscites Griesbachi Mojs.* aus den Bulogkalken von Hagia Irene auf der Insel Hydra . 489

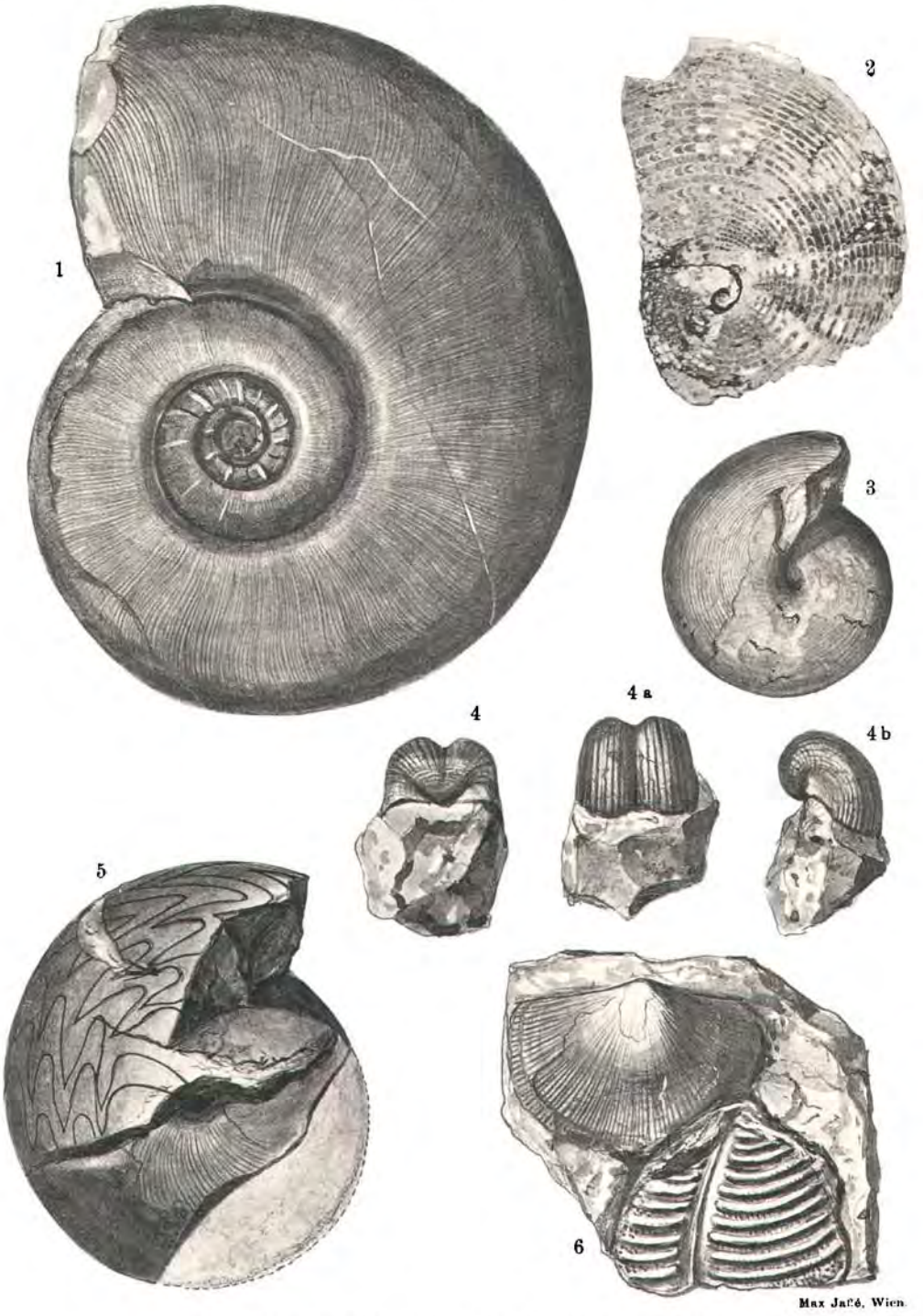
Fig. 4, 4*a*, 4*b*. *Productus longispinus Sow. var. lobata Sow.* aus den schwarzen, karbonischen Brachiopodenkalken von Klimaki (im N. der Kapelle H. Nikolaos) auf Hydra 475

Fig. 5. *Paralegoceras (Pericleites) atticum Renz (nov. spec.)* aus schwarzem, oberkarbonischem Kalk von Hagia Triada (unterhalb des Beletsi) in Attika 464

Fig. 6. *Lyttonia Richthofeni Kayser* aus schwarzgrauem Kalk bei Episkopi auf der Insel Hydra (Dyas) . 496

Sämtliche Stücke sind in natürlicher Größe reproduziert.

Das dieser Abhandlung zugrunde liegende, paläontologische Material befindet sich in der Privatsammlung des Verfassers.



Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel XIX (II).

Carl Renz: **Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.**

Erklärung zu Tafel XIX (II).

Seite

Fig. 1. *Dumortieria evolutissima Prinz mut. multicostata Prinz* aus dem unteren Dogger (weißer Kalk) von Dekatiés auf Leukas 574

Fig. 2. *Ptychites flexuosus Mojs.* aus den roten *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) [Argolis] . 527

Fig. 3. *Lobites ellipticus Hauer* aus den unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis 520

Fig. 4. *Procladiscites Brancoi Mojs.* aus den argolischen *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) 527

Fig. 5. *Ceratites trinodosus Mojs.* aus den argolischen *Trinodosus*-Kalken beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta) 527

Fig. 6. *Monophyllites Simonyi Hauer* aus den roten, manganhaltigen, unterkarnischen Kalken beim Asklepieion (Hirtenlager am Ostabhang des Theokafta) . 530

Fig. 7 u. 7 *a*. *Joannites Klipsteini Mojs.* aus den unterkarnischen Kieselkalken mit *Lobites ellipticus* bei Hagios Andreas in der Argolis . 521

Sämtliche Exemplare sind in natürlicher Größe dargestellt und liegen in der Privatsammlung des Verfassers.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel XX (III).

Carl Renz: **Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.**

Erklärung zu Tafel XX (III).

Seite

Fig. 1 u. 1*a*. *Gymnites Ecki Mojs.* aus den roten Wengener-Kalken der Argolis beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta). Nat. Größe 529

Fig. 2. *Joannites cymbiformis Wulf.* Schalenexemplar aus den unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis. Nat. Größe. (Die Steinkernfurchen schimmern durch die Schale durch) . 521

Fig. 3. *Gymnites Raphaelis Zojae Tommasi* (*Japonites*) aus den roten, manganhaltigen Wengener-Kalken der Argolis beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta). Nat. Größe 529

Fig. 4. *Phylloceras Zignoi Orb. var. Nausikaae Renz* (*nov. var.*) aus den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* auf der Paganiahalbinsel, an der epirotischen Küste, gegenüber von Korfu. Nat. Größe. Teils Schalenexemplar, teils Steinkern . 599

Fig. 5. *Hungarites* (*Judicarites*) *Mojsisovicsi Roth* aus den roten Buchensteiner-Kalken der Argolis beim Asklepieion (Ostabhang des Theokafta). Nat. Größe 528

Sämtliche Stücke sind vom Verfasser gesammelt und befinden sich in dessen Privatsammlung.



1



1 a



2



3



4



5

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel XXI (IV).

Carl Renz: **Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.**

Erklärung zu Tafel XXI (IV).

Seite

Fig. 1. *Hildoceras Erbaense Hauer* aus den oberliassischen, grauen, tonigen Knollenkalken der Paganiahalbinsel an der epirotischen Küste, gegenüber von Korfu. (Die erhaltene Wohnkammer zeigt eine von den inneren Windungen abweichende, einfachere Ornamentierung) . 565 u. 585

Fig. 2. *Hildoceras Mercati Hauer* aus dem Oberlias (rote, tonige Knollenkalke) zwischen Strinilla und Betaliatal auf Korfu 565

Fig. 3. *Hildoceras bifrons Brug.* aus dem Oberlias von Anavrysada (Südabsturz des Stavrotasmassivs) auf Leukas . 565

Fig. 4. *Phylloceras Nilssoni Hébert* aus den oberliassischen, gelblichen, tonigen Knollenkalken der Paganiahalbinsel an der epirotischen Festlandsküste, gegenüber von Korfu . 566 u. 585

Fig. 5. *Hildoceras Levisoni Simpson* (besonders grobrippiges Exemplar) aus dem Oberlias von Anavrysada auf Leukas (rote, tonige Knollenkalke) . 565

Alle Figuren entsprechen der natürlichen Größe der Originale, die der Privatsammlung des Autors angehören.











Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel XXII (V).

Carl Renz: **Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum.**

Erklärung zu Tafel XXII (V).

Seite

Fig. 1, 3, 3*a*. *Lobites ellipticus Hauer*. Fig. 1 aus den roten, manganhaltigen, unterkarnischen Kalken beim Asklepieion (Hirtenlager am Ostabhang des Theokafta); Fig. 3 u. 3*a* größere Varietät aus den unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis 530 u. 520

Fig. 2, 2*a*, 7. *Joannites diffissus Hauer* aus den unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis . 521

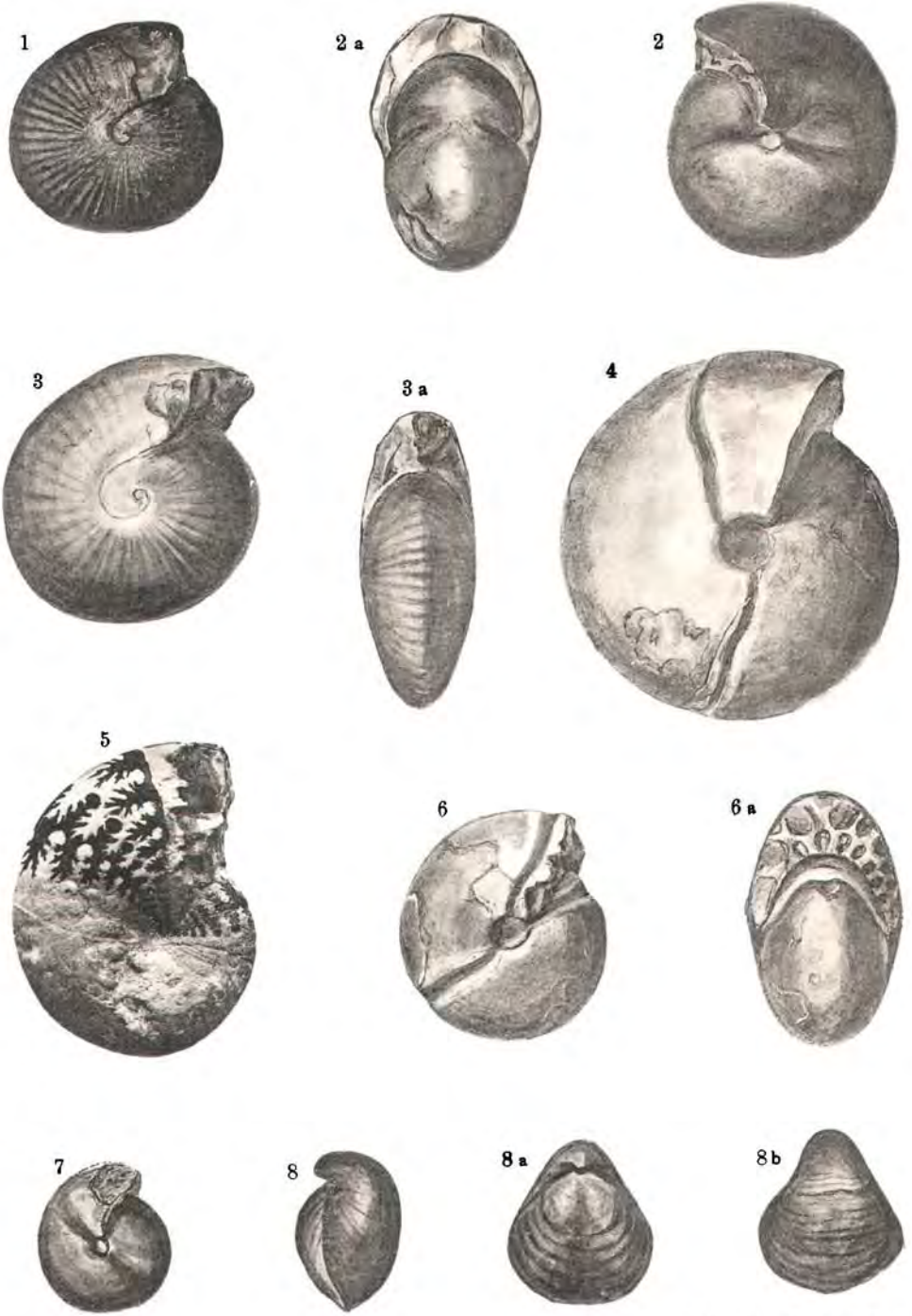
Fig. 4. *Joannites Joannis Austriae Klipst.* aus den unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis 521

Fig. 5. *Megaphyllites Jarbas Münster* aus den grauen, unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis 521

Fig. 6 u. 6*a*. *Joannites Joannis Austriae Klipst. var. hellenica Renz* aus den unterkarnischen Kieselkalken von Hagios Andreas in der Argolis. (Übergangsform zu *Joannites cymbiformis Wulf.*) . 521

Fig. 8, 8*a*, 8*b*. *Waldheimia* (*Cruratula*) *Eudoxa Bittner* aus dem grauen, unterkarnischen Kieselkalk von Hagios Andreas in der Argolis . 521

Die Abbildungen geben die Stücke in natürlicher Größe wieder; die Originalexemplare befinden sich in der Privatsammlung des Verfassers.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Geologie der Kammerker–Sonntagshorngruppe.

Von F. Felix Hahn in München.

II. Teil[1]).

Mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 (Tafel XXIII [I]), zwei Profiltafeln (Taf. XXIV [II]—XXV [III]), einer tektonischen Übersichtskarte (Tafel XXVI [IV]) und 16 Zinkotypien im Text.

D. Tektonisches Bild.

Übersicht.

I. Allgemeine Zergliederung in tektonische Einheiten.
II. Die Schüsselmulde des basalen Gebirges bis zum Saalachwestbruch.
III. Das Saalachgebiet mit seinen Randbrüchen und der Deckenbildung.
IV. Allgemeine Bedeutung der tektonischen Einzelerscheinungen.
V. Geschichtlicher Überblick.

I. Allgemeine Zergliederung in tektonische Einheiten.

(Vergl. tektonische Übersichtskarte Taf. XXVI [IV]).

Man war bis vor kurzem gewohnt, die bayrischen und nordtiroler Berge als Ketten mit herrschender Faltungsintensität den mächtigen Kalkplateaus im Salzkammergut als Stätten vorwiegend vertikal sich betätigender tektonischer Kraftentfaltung einander gegenüberzustellen. Das hier behandelte Grenzgebiet verschiedener Sedimententwicklung bewährt sich zunächst auch bezüglich der gebirgsgestaltenden Bewegungen als ein Land voll vermittelnder Charakterzüge.

Gegen zwei Drittel desselben sind in der Weise allseitig eingesenkt, daß der Vergleich mit einer flachwandigen Schüssel sich aufdrängt, die einseitig (gegen Ost) ein Stück weit mit abgebogenem Ausguß versehen ist. Nur durch eine wenig tiefe und schmale Grabensenke getrennt reiht sich daran im West die Fellhornmulde mit ost-westlich verlaufender Achse, selbst wohl ihrerseits ein Ausläufer der gewaltigen Muldung im Kaisergebirge. Der Waidringer Talzug im Süd ist lediglich als eine sekundäre Begrenzung dieser großzügigen Form aufzufassen; die fast durchweg gegen NNO geneigte Platte der Kalksteingruppe wie die ebenso einfallenden Gesteine an

[1]) I. Teil siehe Heft 2 dieses Jahrbuches.

den Nordhängen der Loferer Steinberge setzen allein durch eine Längsverwerfung und eine ihr folgenden Erosionsrinne abgesondert und etwas tiefer gesunken, den südlichen Rand der Mulde fort. Zögernd wölbt sich dagegen im Nord der breite Muldensaum zu einem Sattel, der vom Seehauser Seekopf zum Eingang des Schwarzachentals streicht. Aus welligen Verbiegungen am Hochgseng endlich entwickeln sich die Faltenzüge der Ristfeichthornscholle.

Die weite Muldenschüssel unseres Gebiets, die somit untrennbar dem normalen Faltensystem der bayrischen und nordtiroler Alpen eingeordnet ist, bricht im Ost längs einer tektonischen Leitlinie wichtigster Art — dem Saalachwestbruch — in die Tiefe. Zwischen ihr und dem mächtigen Gebirgsstock der Reiteralm schiebt sich eine von vielen Sprüngen durchfurchte, 3—4 *km* breite Zone ein, die ich „Saalachsenkscholle" bezeichnen will. Sie besteht selbst wieder aus zwei tektonisch getrennten Schichtreihen. Auf den versunkenen, meist jüngeren Gliedern bayrischer Entwicklung liegt mit kaum geneigter Trennungsfläche ein mächtiger Komplex von Gesteinen mit Berchtesgadner Gepräge, die ich im folgenden „Berchtesgadner Schubmasse" nennen werde. Der Saalachsenkstreif grenzt sich von dem hoch herausgehobenen Sockel der Reiteralm durch eine ebenfalls äußerst wichtige Bruchlinie ab, für die analog dem vorigen die Bezeichnung „Saalachostbruch" angewendet werden soll.

Damit erscheint nun zugleich eine den natürlichen Verhältnissen angepaßte Gliederung in tektonische Einheiten gegeben, welcher auch bei der speziellen Untersuchung zu folgen sein wird.

II. Die Schüsselmulde des basalen Gebirges bis zum Saalachwestbruch.

Übersicht: 1. Nordostrand (Hochgseng und Sonntagshorn). — 2. Nordwestrand (Dürrnbachhorn). — 3. Westrand (Scheibelberg, Schwarzlofergraben, Kammerker). — 4. Südrand (Sonnenberg). — 5. Südostecke (Strubpaß, Grubhörndl). — 6. Muldeninneres. — 7. Zusammenfassung.

1. Nordostrand (Hochgseng—Sonntagshorn).

(Profile Taf. XXIV [II], Fig. 1—3; Taf. XXV [III], Fig. 1; Textfigur 1 und 2.)

Es soll zunächst jener Gebietsteil, der zwischen der Landesgrenze, dem Unkener Heutal, Vordergföll und dem Saalachwestbruch liegt, näher behandelt werden.

Das gewöhnliche Fallen der Schichten wechselt hier von Südwest über Süd nach Südost, eine Folgeerscheinung der tektonischen Lage dieses Bergzuges. Die zentrale Einmuldung, deren Tiefenpunkt ungefähr nordöstlich der Udenbachalm am Unkenbach anzunehmen ist, bedingt ein südwestliches Fallen, während die allgemeine Streichrichtung der „bayrischen" Faltungswellen[1]), die von der Rist-

[1]) so soll der Kürze wegen die normale Faltungsrichtung der bayrischen und nordtiroler Kalkalpen bezeichnet werden.

feichthornscholle aus unmittelbar in unser Gebiet übergreifen, eine westsüdwest — ostnordöstliche ist. Es wird dadurch eine Art von Interferenzerscheinung gezeitigt, die in dem unbeständigen, rasch um kleine Winkelbeträge wechselnden Fallen und Streichen der Schichten zum Ausdruck kommt. Am offenkundigsten tritt dies an den Hängen des Reifelberges, Hirschecks und Sonntagshorns zutage, wo ich vom Fischbach bis zum Steinbachtal vier sattelförmig einander unter 30—40° abgewandte und vier muldenartig zugeneigte Wellen größeren Maßstabs feststellen konnte, ganz abgesehen von kleineren Schichtverbiegungen, die jedoch stets in gleichem Rahmen sich bewegen.

Im allgemeinen ist es bei leichter Wellung der Schichten geblieben, nur am Hochgseng scheint die faltende Kraft das Elastizitätsmaximum der Gesteine bedeutender überschritten zu haben. Zwei kleine Kammsenken westlich des Gsengköpfels und bei P. 1097 lenken schon von weitem die Aufmerksamkeit auf sich und tatsächlich zieht sich an letzterem gegen Nord eine Zone zerdrückten Gesteins herab, die tiefe Rinnenbildung veranlaßte. Die südliche Fortsetzung dieser nahezu N—S streichenden Verwerfung ergibt sich ohne weiteres aus dem Kartenbild. Von ihr an verbreitert sich der sonst so schmale Liasstreif am Saalachwestbruch um das Doppelte. Der zweite dieser Sprünge wird dadurch erwiesen, daß östlich von ihm am P. 1467 rot- und gelbgefleckte Kalke auftreten, die vollkommen das Aussehen der bunten norisch-rhätischen Grenzkalke haben und jedenfalls nahe an die Rhätgrenze zu stellen sind, während westlich viel tiefere Horizonte der obernorischen Kalke herauskommen. Durch die Annahme dieses Bruchs erklärt sich zugleich die offenbar viel zu beträchtliche Mächtigkeit der norischen Sedimente am Hochgseng.

Die bayrische Faltungsrichtung wirkt noch in anderer Weise im Aufbau der Sonntagshornscholle nach. Die vorzüglichen Aufschlüsse, welche Kuhsteinwand, Beutelkopf und Roßkarschneid zusammenhängend darbieten (Profil 3 auf Tafel XXIV [II]), zeigen deutlich eine Aneinanderreihung zweier Sättel und Mulden, die schiefwinklig (WSW) gegen das generelle Streichen der Tafel (WNW) verlaufen. Das erwähnte Profil, das vom Roßkar und der Perchtalp aus direkt zur Beobachtung steht[1]), vermag ein gutes Bild von diesen Spezialfaltungen zu geben. Zugleich zeigt es die wichtigsten der auftretenden Störungen, die in der Verschiedenheit des der Wellungskraft unterlegenen Materials (dünngebankter, toniger Kössener Kalk mit Mergelzwischenlagen und homogene, kaum gebankte, mächtige Riffkalke) begründet sind. So ist wenig nördlich der Kammvereinigung Hochgseng-Beutelkopf am Sattel des P. 1631 eine geringe Versenkung des nördlichen Teiles eingetreten, ebenso südlich P. 1721 eine solche im südlichen von Riffkalk bedeckten Bergzug; endlich stößt nördlich P. 1614 mit 30° SSW fallender Kössener Kalk gegen steilgeklüfteten Riffkalk ab. Nun folgen im Süden eine ganze Reihe einander nahezu paralleler Klitschflächen, deren bedeutendste als mächtiger Wandvorsprung N 45° O streichend in die Augen fällt. Daß diese Ruscheln wesentlich

[1]) Man vergl. Figur 16 des ersten Teiles dieser Abhandlung (Heft 2, pag. 409).

Bahnen annähernd horizontalen Massentransports waren, beweist das nicht seltene Vorkommen von schwach NO geneigten Rutschstreifen. Doch mag stellenweise die vertikale Komponente überwogen haben oder es ist an ein Wiederaufreißen alter Gleitwege zu denken: jedenfalls ist es Tatsache, daß diese Sprünge südwestlich der Göblalm die Senkbedeutung des Saalachwestbruches übernehmen, anderseits ihre Richtung von der wichtigen Ensmannalpverwerfung fortgesetzt wird (Profil 2, Tafel XXIV [II]).

Südöstlich dieser Alm ragen hohe Wände obernorischen Kalkes mit südsüdwestlichem Fallen auf, während an ihrem Fuße gleichsinnig fallende Kössener Kalke angelagert sind. Nur ein schmaler Streif der letzteren unmittelbar an der Verwerfungswand ist infolge von Gleithemmung steil nach NW aufgebogen. Der Versenkungsbetrag wird sich auf über 200 *m* belaufen.

Die tiefe Lage der Riffkalke an der Perchtalp ist ebenfalls zum Teil an Sprünge geknüpft, anderseits faziell begründet, da hier am ursprünglichen Sedimentationsrand der Riffkalke diese noch keineswegs niveaubeständig auftreten.

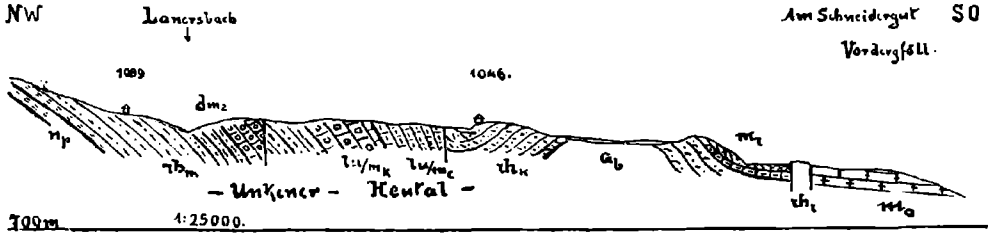
Das Gebiet des Sonntagshorns ist vom zentralen Muldenkern durch die Bruchzone des Heutals und jene von Vordergföll getrennt (Profil Tafel XXIV [II], Fig. 1; Tafel XXV [III], Fig. 1; Textfigur 1).

Die Störungslinie zwischen den anfangs mit 30—50° Südost fallenden Kieselkalken des Lias, die bis zu 1180 *m* mit gleichem Streichen den Haug emporziehen und den bis herab zu 980 *m* erschlossenen, flach SW fallenden Aptychenschichten der anderen Heutalseite versteckt sich im Alluvium. Innerhalb der liassischen Kalke selbst ist eine Versteilung der Schichten in Richtung auf Alm 1046 bemerkenswert, die nahe dieser bis zu saigerer Stellung führt. Mit 35° W fallende Kössener Kalke stoßen schließlich an einer scharf im Gelände hervortretenden Linie gegen den Lias ab, die westlich des Gschwendteralpweges unter Blockwerk verschwindet. Interessanter ist ihre südliche Fortsetzung. Genau an der Stelle nämlich, wo die Störung das Heutal in leichtem Bogen überquert, versickert der Bach, der den östlichen Teil der Talung durchzieht, in einem Erdtrichter von etwa 30 *m* Umfang und 5 *m* Tiefe. Auch südlich des Heutals bleibt der Bewegungssinn des Sprunges der nämliche: Lias und Radiolarit liegt im Ost gegenüber den westlich herankommenden Aptychenschichten zu hoch. Und wieder verrät eine Quelle, die wenige Meter östlich des Plaikenabbruches zutage tritt und für das Hammerlgut gefaßt wurde, den Verlauf der Verwerfung; es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese Quelle ihr Wasser von jener Sinke im Heutal her bezieht. Leider war es nicht möglich, den Bruch noch weiter nach Süden über den Unkenbach hinaus zu verfolgen; doch deutet vielleicht die übergroße Mächtigkeit des Neokoms an den Unkenbergmähdern auf eine Heraushebung dieses Rückens längs einer Verlängerung des besprochenen Sprunges hin.

Ebenfalls eine nicht unbedeutende Verwerfungshöhe hat endlich die N 65° O streichende Störung, welche von der Gföller Sägemühle gegen das Hammerlgut herüberzieht. Sie setzt bei ersterer an den

Saalachwestbruch an, wobei sie den flachgeneigten Riffkalk des Kuhsteinwaldes mit 40—50° SSW fallenden Adneter Lias ins gleiche Niveau bringt. Die westlich angelagerten Aptychenschichten grenzen gleichfalls anormal an den Lias, da der Radiolarit fehlt und eine Unstimmigkeit im Streichen besteht. Der letzterwähnte Sprung durchsetzt den N 65° O streichenden nicht, doch erhöht sich von seinem Ansatze ab nach Westen gemäß des Kontakts von Riffkalk zu Aptychenschichten das vertikale Bewegungsmoment des Hauptbruches.

Fig. 1.



np = Plattenkalk. — rh_m = Kössener Mergelkalk. — rh_k = Kössener Kalk. — rh_r = Oberrhätischer Riffkalk. — lu/m_c = Unterer und mittlerer Lias (rote Ammonitenkalke). — lu/m_k = Unterer und mittlerer Lias (Kieselknollenkalke). — m_r = Radiolarit. — m_a = Aptychenkalke. — dm_z = Moräne. — ab = Bergsturz.

Die nördlich dieses letzteren gelegene Gebirgsmasse ist wieder durch Sprünge in vier Unterteile zerlegt (Textfigur 1), die zwar untereinander verschiedene tektonische Niveaus einnehmen, in ihrer Gesamtheit jedoch gegenüber dem südlich anstoßenden Schichtkomplex gehoben erscheinen. Einmal verdient der südwestlichst gelegene Schollenteil Erwähnung, weil er in gutem Aufschluß überm Ziehweg nach

Fig. 2.



1 Riffkalk. — 2 Lichtrötlicher Krinoidenkalk, zirka 3 *m* mit rotem Tonschiefer. — 3 Rötliche brekziöse Kalke. — 4 Radiolarit.

Hintergföll wieder eine kleine gewölbeartige Verbiegung mit dunklem Rhät als Sattelkern aufweist. Dann erweckt die Verwerfung, die östlich P. 1006 des Heutalriegels Radiolarit mit Riffkalk in Berührung bringt, einiges Interesse, zumal sie an dem Weg zum Schneidergut vorzüglich entblößt ist. Figur 2 zeigt uns das beistehende Bild: in den Riffkalken ist auf einem parallel zum Hauptbruch eingerissenen, einige Meter breiten Spalt Lias und Radiolarit in starker Verdrückung eingeklemmt.

Faßt man die gesamte Verbreitung der triassischen und jurassischen Schichten vom Heutal und Vordergföll ins Auge und berücksichtigt die auf der Karte eingetragenen Fallzeichen (im Gföllerteil öfters SSO Fallen, östlich der Alm 1046 W Fallen), so drängt sich wohl die Vorstellung auf, daß die ganze jetzt in viele Stücke zerbrochene Zone ursprünglich als Fortsetzung der Perchtalpsattelung zu denken ist (vergl. Textfigur 1). Die Brüche erscheinen in diesem Sinne als Längs- und Quersprünge der bayrischen Faltungsrichtung und bedingt durch den Widerstand einer schon verstarrten Gesteinsplatte gegen eine neue Wellungskraft.

2. Nordwestrand (Dürrnbachhorn).

(Profil 4 auf Taf. XXV [III].)

Hier herrschen die tektonisch ruhigsten Verhältnisse des ganzen Gebietes. In den Höhen südwestlich des Heutals (Mairlack, Hocheckermähder, Plattenmahd) überwiegt das Streichen nach WNW, gegen den Hochgimpling zu biegt dasselbe allmählich und ohne nennenswerte Störung über O—W nach WSW—ONO um, bis am Südhang der Gföller Mahder gegen den Unkenbach sogar nordnordwest—südsüdöstliches Streichen häufig wird.

Die auf der Karte eingetragenen Fallzeichen lassen ohne weiteres diese Tatsache erkennen, zugleich weisen sie aber im nordwestlichen Gebietseck auf eine bemerkenswerte Ausnahme von dieser Streichregel hin. Während hier durchaus SO Fallen herrschen sollte, wechselt es in Wirklichkeit rasch und unbestimmt von SO über S nach SW und dieser Wechsel läßt sich nach West noch weit über die kartierte Gruppe hinaus verfolgen[1]). So ist am Westrand des Scheibelberges, an der Winkelmoosalp, an der Dürrnbachalp nordöstliches Streichen zu beobachten; im unteren Dürrnbach wie im Schwarzlofergraben zwischen P. 1025[2]) und Seegatterl maß ich dagegen stets nordwestliches bis westnordwestliches Streichen, ja selbst bis gegen den Reit im Winkler Beckenrand ist am Mühlprachkopf ähnliches Streichen wahrnehmbar.

Diese Beobachtungen wie jene vollkommen übereinstimmenden, die ich am Sonntagshorn schon erläutert habe, machen es recht wahrscheinlich, daß in diesem Teil der nordöstlichen Kalkalpen zwei Faltungen von verschiedener Stauungsrichtung zur Wirkung kamen. Die eine, von SSO her sich betätigende Kraft ist mit jener gleichgerichteten identisch, die im allgemeinen die bayrischen und nordtiroler Faltenzüge beherrscht; welcher Art die unter 40—50° mit dieser gekreuzte, in südsüdwest — nordnordöstlicher Richtung wirkende Kraft ist, soll in einem späteren allgemeinen Abschnitt über die verschiedenen Faltungserscheinungen der Gruppe erörtert werden.

---

[1]) Vergl. tektonische Übersichtskarte Taf. XXVI (IV).

[2]) Topographische Karte von Bayern (Positionsatlas), 1:25.000, Blatt 846 Winkelmoos.

Der ruhigen Lagerung entsprechend legt sich in diesem Gebirgsteil vom Hauptdolomit an ganz normal Schicht für Schicht aufeinander und gegen den Muldenkern zu sind noch ganz ansehnliche Reste der älteren Kreide erhalten, während allerdings die höheren Horizonte derselben bereits vollständig der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Daß auch hier tektonische Störungen nicht vollkommen fehlen, dafür kann man sich sowohl im Fischbachtal wie besonders im Oberlauf des Unkenbachs überzeugen. Die nahe dem Staubachfall eingezeichnete streichende Verwerfung ist nur eine von vielen mehr oder weniger bedeutenden, ihr parallelen Sprüngen, die quer über das Fischbachtal ziehen und sich durch Trümmerzonen, tiefeingerissene Schluchten, glattgeschliffene und gestriemte Ruscheln und dergleichen mehr zu erkennen geben. Mögen an einzelnen dieser Gleitflächen, die dann auch häufig annähernd horizontale Rutschstreifen tragen, vorwiegend tangentiale Verschiebungen der Erdrindenteile erfolgt sein, in ihrer Gesamtheit summieren sich die Brüche doch zu einem Resultat, das den Eindruck einer Heraushebung der großen Schüsselmulde im ganzen aus den nördlich angrenzenden bayrischen Vorbergen hervorruft.

Kleine Störungen von nordöstlicher bis nordnordöstlicher Richtung, die an steile oder saigere Flächen gebunden sind, lassen sich zwischen Muckklause[1]) und Schwarzbergklamm reichlichst beobachten. Auch hier sind nur zu einem Teil annähernd horizontale Bewegungen in dem Sinne vor sich gegangen, daß die östlichen Gebirgsteile etwas gegen NO vorgeschoben wurden. Bei anderen ist der vertikale Förderbetrag viel erheblicher, so vor allem bei dem unmittelbar unterhalb der Muckklause quer über den Unkenbach setzenden Sprung, dem eine gar nicht unbedeutende Verwerfungshöhe zukommt.

Andersgerichtete Senkbrüche kommen nur selten zur Beobachtung; so scheint ein solcher am westlichen Grabenrand des Unkenbachs östlich des Forsthauses 1156 *m* vorzuliegen, da oben kleine Partien von flach SO fallendem unteren und mittleren Lias unter der hier so überaus mächtigen Moränendecke hervorlugen, während die Grabenkante von schwach O geneigtem Radiolarit über Lias gebildet wird. Von sonstigen Sprüngen seien nur noch jene des Gschiebergrabens (westlich der Schliefbachalpe) erwähnt, die Radiolarit, oberen Adneter Lias, unter- und mittelliassische Kieselknollenkalke wechselseitig ins gleiche Niveau bringen.

Im allgemeinen ist die Annahme begründet, daß unter dem Diluvium der Winkelmoosalpe in flachem Bogen die Kieselknollenkalke des Lias und Radiolarit normal das Rhät überlagernd zum Ausstrich

---

[1]) Die Muckklause liegt, wie auf der k. b. Forstkarte richtig gezeichnet ist, genau am Zusammenfluß des von Winkelmoos herabkommenden Unkenbachs und des an der Möserstube (P. 1171) entspringenden Mösererbachs. Die Vereinigung beider Bäche liegt nicht südwestlich, sondern genau westlich der Wielandseiten- (alias Wielandsleiten-)alm. Hier sei noch bemerkt, daß auch der Lauf des Finsterbachs auf der Karte 1:25.000 insofern unrichtig eingezeichnet ist, als dieser Bach tatsächlich um das Gernfilzer Moos herum und an Winkelmoos vorbeifließt; sein weiterer Verlauf wird nun Unkenbach genannt.

kommen; dafür bürgen die allerdings nicht ganz zweifellos anstehenden hellen Hornsteinkalke des Hügelchens nordöstlich Gernfilzen wie jene gleichartigen Kalke, die südlich der Scheibelbergdiensthütte über den Kössenern auf 1320 *m* zu finden sind.

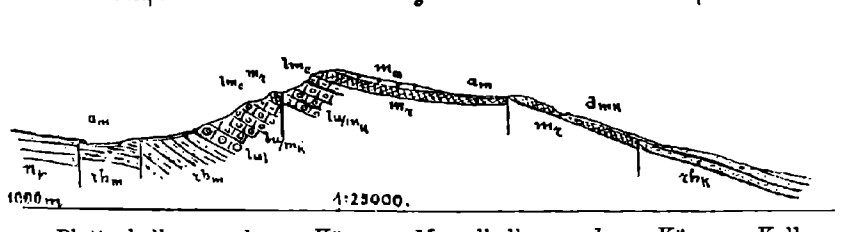
3. Westrand (Scheibelberg, Schwarzlofergraben, Kammerker).

(Profil Tafel XXIV [II], Figur 1 und Textfigur 3, 4.)

Am Scheibelberg ist das nordwestliche Eck von der Westkante der Schüsselmulde durch eine nicht unbedeutende Störungslinie getrennt. Die Radiolarite des Scheibelbergnordgipfels stoßen nämlich an der südlichen (österreichischen) Gipfelkuppe gegen liassische Kieselknollenkalke ab, die nur ein ganz schmächtiges Deckchen von Radiolarit tragen, während ringsum die unterlagernden Kössener hoch heraufziehen.

Der südliche Gebirgsteil erscheint somit längs dieser ostwestlich streichenden Linie gehoben und die gleiche Beobachtung läßt sich auch östlich abwärts zwischen Schliefbach und Gschiebergraben machen, wo südlich Kössener Kalke, nördlich die liassischen Hornsteinkalke nebeneinander in gleicher Höhe flach O fallend herabziehen. Daß diese Störung vielleicht bis gegen die Schwarzbergklamm zu verfolgen ist, wird später noch zu erörtern sein.

Fig. 3.



n_p = Plattenkalk. — rh_m = Kössener Mergelkalk. — rh_k = Kössener Kalk. — lu_l = Grauer Lamellibranchiatenkalk des unteren Lias (α). — lu/m_k = Kieselknollenkalk (Lias β + γ). — lm_c = Adneter Kalk (Lias δ). — m_r = Radiolarit. — m_a = Aptychenkalk. — dm_k = Moräne. — a_m = Moor.

Das Ausmaß der vertikalen Massenverschiebung wird am westlichen Scheibelberg dadurch verstärkt, daß hier innerhalb der nördlichen Scholle nochmals eine kleine Schichtversenkung von Lias und Radiolarit stattgefunden hat, so daß die unterlagernden Kössener nur wenig mehr zum Ausstrich kommen, während sie südlich erst gegen 150 *m* höher vom Lias überlagert werden. Die beistehende Profilskizze bedarf wohl in dieser Hinsicht keiner weiteren Erläuterung, wohl aber macht sie anderseits auf die wichtige Grabensenke der Schwarzlofer—Stallenalp—Steingaßkapelle aufmerksam.

Scheibelberg und Kammerker sind nämlich vom Fellhornplateau durch eine recht markante Bruchzone getrennt, in welcher die eigenartigen bunten norisch-rhätischen Grenzkalke und Kössener Schichten

ins gleiche Niveau mit viel tieferen obernorischen Kalken des Fellhorns gelangt sind.

Der östliche Randbruch dieser Zone tritt nahe P. 1221 an der bayrisch-österreichischen Grenze in unser Gebiet, geht etwas unter der Schwarzloferalp mit nord—südlichem Streichen durch, um von da wenig nach SSO abweichend gegen die Stallenalp (1416 *m*) hinaufzuziehen. Machen bisher nur Streichdifferenzen und Unstimmigkeit in den einzelnen Bänken der Kössener selbst auf die Verwerfung aufmerksam, so wird dieselbe von da bis zum Grünwaldkaser durch den Kontakt von NO fallenden Kössenern im Ost gegen helle, flach SO geneigte obernorische Sedimente im West recht deutlich. Besonders schön ist der Sprung einige 20 *m* östlich des Grünwaldkasers selbst erschlossen, wo unter dem Rhät der Kammerker weißgraue Megalodontenkalke auftauchen, während westlich die lebhaft bunten Grenzkalke ins Auge fallen. Leider ist es mir nicht möglich gewesen, die Linie weiter nach Süd in die norischen Sedimente hinein zu verfolgen.

Die westliche Begrenzung der Bruchzone bleibt nur bis zur Schwarzloferalp einheitlich, solange allerdings aufs klarste im Gelände ausgeprägt. Weiter südlich zersplittert sich die Verwerfung und ein besonderer, seichter, vom Almweg benützter Graben zieht zur Steingaßkapelle; an der Zerteilungsstelle bis in die Umgegend des P. 1315 sind mehrere kleine Schollen wechselseitig gesenkt und gehoben.

Viel stärker ist diese Zersplitterung in kleine und kleinste Schöllchen von durchweg geringer Eigenbewegung zwischen Stallenalp und Grünwaldkaser und es wäre ganz unmöglich, die verwickelten Detailvorgänge zu verfolgen, wenn nicht gerade hier der aufnehmende Geologe durch die Natur selbst unterstützt würde. Einmal bilden die bunten norisch-rhätischen Grenzkalke ein auf den ersten Blick erkennbares und niveaustabiles Lager, dann treten fast alle Sprünge als steile Wandstufen oder tiefe Schründe auch orographisch in Erscheinung.

Im einzelnen sei nur soviel als wichtiger hervorgehoben: gegen Süd findet ein mäßiges Emportauchen der Schollen statt; die relativ größte Senkung ist in dem kleinen Viereck südwestlich der Stallenalp eingetreten, das auch orographisch als Senke sich markiert. Horizontale Schiebungen fehlen ganz, vertikale Bewegungen sind ausnahmslos herrschend.

Bezüglich der ganzen Bruchzone drängt sich unbedingt der Eindruck auf, daß junge und jüngste Krustenbewegungen vorliegen; keine wichtige Störung des Nachbargebietes setzt durch die Senke hindurch, der östliche Randbruch schneidet vielmehr selbst die O—W-Verwerfung des Scheibelberges glatt ab.

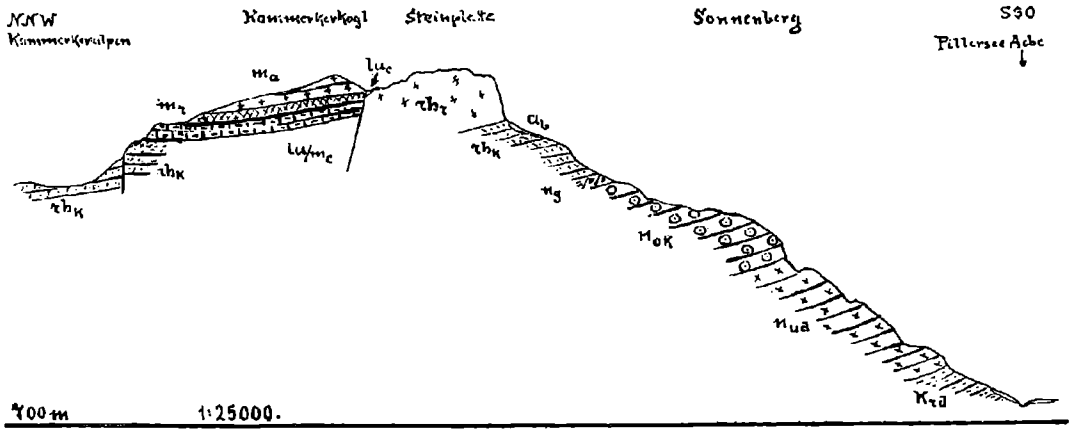
Zwischen Scheibelberg und Kammerkeralpen ist eine nicht unbedeutende Masse von Lias und Radiolarit, die ziemlich normal die rhätischen Kalke überlagert, nur im Nord etwas in diese eingebrochen erscheint, von der Erosion verschont geblieben.

Viel bedeutender sind die Störungen, welche die Umgebung der Kammerker[1]) betroffen haben. Eine schon von weitem in die Augen

[1]) Wird allgemein als Name für die ganze Gegend zwischen Steinplatte, Kogel und K.-almen gebraucht.

fallende ergibt sich aus dem Lagerungsverhältnis von Kogel zu Steinplatte. Von dem begrünten Rücken des ersteren, an dem in kleinen Wänden und Runsen hie und da tiefrote jurassische Gesteine hervortreten, heben sich als schimmernd weiße Fassung die überragenden, doch auch zu beiden Seiten weit herabziehenden Riffkalke des Berggipfels wirkungsvoll ab. Schon Peters, Gümbel und Mojsisovics haben Profile zu zeichnen versucht; bei jenen der beiden erstgenannten Autoren kommt jedoch gerade der springende Punkt, daß Lias und oberer Jura nicht auf Riffkalk, sondern auf Kössener Schichten liegt, während sich neben und über den jüngeren Sedimenten der mächtige Riffkalk auftürmt, nicht zum Ausdruck. Recht gut den Tatsachen entsprechend ist dagegen die Skizze von Mojsisovics,

Fig. 4.



k_{rd} = Raibler Dolomit. — n_{ud} = Dachsteindolomit. — n_{ok} = Bayrischer Dachsteinkalk. — n_g = Norisch-rhätischer Grenzkalk. — rh_k = Kössener Kalk. — rh_r = Oberrhätischer Riffkalk. — lu/m_c = Rote Ammonitenkalke des unteren und mittleren Lias. — m_r = Radiolarit. — m_a = Graue Aptychenkalke. — a_b = Bergsturz.

an welcher nur die Oberfläche des Riffkalkes, den man nirgends normalerweise unter die Adneter einschießen sieht, nicht ganz zutreffend gezeichnet sein dürfte. Da nämlich der Lias, welchem an der Nordseite des Kogels über 20 *m* Mächtigkeit zukommt, in dem Sättelchen südlich desselben auf kaum 1 *m* Ausstrichbreite reduziert ist oder gänzlich fehlt, muß wohl ein Einsinken des ganzen Kogels in die überragenden Felsen der Steinplatte angenommen werden, denn für ein Auskeilen der Adneter, wie es Mojsisovics anzunehmen scheint, finden sich ringsum nicht die geringsten Anzeichen. Eine vollkommen analoge Erscheinung wird im Schönbichl an der Lofereralp zu schildern sein. An der Ostseite des Kogels gab die Störung zur Bildung einer hohen Wandstufe des Riffkalkes Anlaß und selbst da noch, wo gegen den Rudersbach hinab

Kössener Kalke infolge des Fazieswechsels an seine Stelle treten, bleibt die Geländestufe markant.

Der Bruch, in seinem nordöstlichen Teil eine echte Querverwerfung, wird im Rudersbach offenbar von mehreren gleichgearteten Nachbarn begleitet. Denn schmale Streifen von Kössener Kalken und Kieselknollenkalken, zum Teil bedeckt von Radiolaritrestchen, liegen zusammenhanglos nebeneinander in gleicher Höhe bei identischer, flacher Schichtneigung gegen NO.

Im unteren Brunnbachwald werden diese Querverwerfer von einem vielleicht jüngeren Senkbruch gekreuzt.

Ein ganzes System ähnlicher Störungen, doch von rein örtlicher Bedeutung führt östlich der Kammerkeralpen zu einer äußerst buntgewürfelten Sedimentverteilung. Die Sprünge bedingen eine vielfache Wiederholung der Horizonte des unteren und mittleren Lias und ermöglichen dadurch eine recht intensive Ausbeutung der verschiedenen fossilführenden Zonen, so daß die Aufsammlung der reichen Fauna der Kammerker — man vergleiche die Listen im stratigraphischen Teil pag. 356, 373 (2. Heft d. Jahrb.) — gewissermaßen von der Tektonik begünstigt wurde.

Auch am nordwestlichen Kammabbruch der Steinplatte sind zahlreiche Brüche doch von durchweg geringer Förderhöhe zu verzeichnen, die freilich zusammengenommen eine nicht zu vernachlässigende Heraushebung der rhätischen Sedimente gegen Süd hervorrufen. Sie setzen besonders an jener Stelle ein, wo Riffkalk und Kössener Mergel ineinander übergehen, sind aber nicht imstande, das prächtige Bild der Faziesverschweißung, dem Figur 17 des ersten Teiles dieser Abhandlung (pag. 410) gewidmet war, zu verwischen.

4. Südrand (Sonnenberg).

(Profil Tafel XXV [III], Fig. 4; Textfiguren 5, 6, 8.)

Der südliche Rand unserer großen Schüsselmulde ist eine tektonische Einheit für sich und nach drei Seiten durch Störungslinien von den angrenzenden Schollen gesondert, nur gegen das Innere der Mulde zu verfließt Muldenhang und Kern.

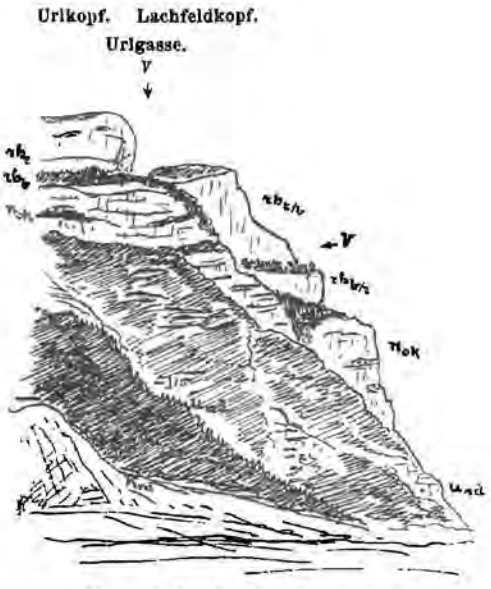
Die tiefe Strubtalung im Süden ermangelt nicht der tektonischen Begründung. Der Waidringer Hausberg und Mühlberg bestehen gleicherweise aus flach NNO fallenden unternorischen Dolomiten — der Fuß des Sonnenbergs wird aus ähnlich geneigten karnischen Dolomiten erbaut: der Schluß auf eine streichende Verwerfung von bedeutender Sprunghöhe, welche die Kammerkergruppe aus ihrer Umgebung hat heraustauchen lassen — ein Vorgang, dessen Gegenstück wir an der Nordkante im Fischbachtal schon festlegen mußten — ist nicht von der Hand zu weisen. Wie weit sich freilich dieser Bruch nach Osten fortsetzt, ist eine erst gelegentlich der Kartierung der Loferer Steinberge zu lösende Frage.

Die markante Senkverwerfung des Kammerkerkogels im Westen, die im vorhergehenden bereits zur Besprechung kam, hat ihr Analogon im Osten unmittelbar südlich des Schönbichls in einem Sprung, längs

dessen ganz ebenso der nördliche Gebirgsteil abgeglitten und ins Niveau der älteren Horizonte gelangt ist, nur mit dem geringen Unterschied, daß hier die Störung zwischen Aptychenschichten und Lias mit Unterdrückung des Radiolarits auftritt (Textfigur 8).

An diesen Bruch setzt sich die wichtige Urlgaßverwerfung an, welche die Südkante von dem Horst der Lachfeldkopf-Grubhörndlscholle trennt. Sie schneidet bei N 35—40° W-Streichen am südöstlichen Eck der sumpfigen Niederung hinterm Schönbichl die Adneter Schichten des Urlkopfs ab und zieht dann in Wandstufen und Rinnen

Fig. 5.



Vom tiroler Strubpaß gesehen.

$K_{rä}$ = Karnischer (Raibler) Dolomit. — $n_{nö}$ = Unternorischer (Dachstein.) Dolomit. — n_{ok} = Obernorischer Kalk (Dachsteinkalk des Loferer Steinbergtyp). — rh_b = Buntes Rhät. — rh_r = Oberrhätischer Riffkalk. — V = Verwerfung.

gekennzeichnet unmittelbar östlich dieses Berges durch. In dem schroffen südlichen Absturz selbst ist die Linie schwerer zu verfolgen, da mehrere N 10—20° O gerichtete Klüfte und Sprünge die Wände durchfurchen und eine ziemlich unruhige Ausstrichverschiebung der einzelnen Schichtgrenzen hervorrufen. Diese Störungen sind besonders deutlich zu beobachten, wenn man unter den höchsten Gipfelwänden auf dem schmalen Gesims des bunten Rhät die steilen Hänge nach Ost quert. Während dabei unmittelbar westlich des Urlkopfs die Schichtgrenze von Rhät (NO fallend mit 20°) zu obernorischem Kalk auf 1400 *m* zu finden ist, steht man auf der Ostseite dieses Gipfels in der Rinne der Urlgasse auf einmal noch auf 1300 *m* im Rhät und

weiter östlich — also schon in der Strubpaßscholle — zieht dasselbe mit Pectenresten, Korallen etc. bis gegen 1100 *m* herab, ohne etwa steilere Neigungswinkel zu bekommen.

Es mag endlich hier schon auf die Tatsache verwiesen werden, daß jene N 10—20° O streichenden Sprünge des Urlkopfs, das heißt die östlichsten der die Südkante durchsetzenden, parallel verlaufenden Verschieber, von der NW streichenden Urlgaßverwerfung deutlichst abgeschnitten werden, so daß sich diese letztere den jüngeren tektonischen Bewegungen des Gebietes beiordnet.

Der ganze Sonnenberg ist einförmigen Baues. Fast ohne Ausnahme herrscht N 20—45° O-Fallen mit einer Neigung von 5—35°. Normal legt sich auf den bituminösen karnischen (Raibler) Dolomit der Basis Schicht für Schicht bis zum jüngsten Glied der Sedimentreihe im Muldeninneren — den mittel(?)kretazischen Konglomeraten des Schwarzecks.

Gleichsinnige und gleichgerichtete Störungen durchsetzen nun in großer Zahl den südlichen Muldenrand, deren schon Mojsisovics[1]) 1871 in seiner Figur 10 gedachte. Er beobachtete vollkommen zutreffend, daß die Sprünge nordsüdlich (genauer mit N 10—35° O-Streichen, also im regelrechten Querbruchsystem) einander parallel mit einer wechselnden, doch stets steilen Neigung der Gleitfläche gegen W (50—80°) den Kamm derart durchschneiden, daß der östliche Teil gegen den westlichen gehoben erscheint; der Autor glaubte sogar die Brüche südwärts in die Loferer Steinberge hinein verfolgen zu können, eine Beobachtung, die allerdings nach meinen Untersuchungen nicht aufrechtzuerhalten sein dürfte. Noch in einem anderen Punkte bedarf die Angabe dieses Forschers einer wichtigen Ergänzung. Die fraglichen Parallelsprünge sind nämlich, wie schon ein Blick auf die geologische Karte erraten läßt, keine vertikalen, sondern nahezu horizontale Verschieber der Erdkruste. Jedesmal ist der östliche Teil um ein oft unbedeutendes, manchmal doch wieder ganz beträchtliches Stück gegen NO vorgeschoben und das scheinbare Herausheben der Schollen ist nur eine ganz natürliche Folge ihrer Lage an dem aufgebogenen südlichen Rand der Schüsselmulde. Daß diese Deutung der auffallenden Strukturverhältnisse die einzig richtige ist, erhellt vor allem aus der Beobachtung, daß an den meisten der Brüche — besonders häufig und schön am Südfuße der Riffkalkwände festzustellen — mit 10—30° NNO geneigte Rutschstreifen sich nachweisen lassen. Es wäre allerdings ohne äußere Kennzeichen recht schwierig, die einzelnen Sprünge kartographisch festzulegen. So konnten denn auch auf dem krummholzbewachsenen, von tiefen Schluchten und jähen Wandeln durchzogenen Plateau der Sonnwendwand nur einige derselben angedeutet werden und es muß späterer Untersuchung unter günstigeren Wegverhältnissen überlassen bleiben, die einzelnen Brüche miteinander in Verbindung zu bringen. Aber sowohl an dem südlichen Kammabsturz, wo stets tiefeingerissene Rinnen die Gleitbahnen benützen, wie im Schwarz- und Fußtalwald, wo bis zu 30 *m* hohe, leuchtend weiße

[1]) Siehe Literaturverzeichnis im I. Teil der Abhandlung. I. 19.

Riffkalkwände im Kontrast mit roten Adnetern an ihrem westlichen Fuß auf Störungen dieser Art schon von weitem aufmerksam machen, läßt sich ein übereinstimmendes Bild der Vorgänge gewinnen. Als besonders leicht zu erreichende und eindeutige Stellen für das Studium der geschilderten Erscheinungen, die als typische Blattverschieber zu bezeichnen sind, darf einmal das Gehänge südlich des hinteren Schwarzberges gelten, dann jenes westlich vom Schönbichl, wo allein die Gesteinsfarbe dem Kundigen schon Aufschluß über den Schollenbau gibt.

Der geringen Bedeutung der einzelnen Sprünge, die mit ganz verschwindenden Ausnahmen nicht bis ins Muldeninnere zu verfolgen sind, steht ihre Häufigkeit gegenüber; es wurden ja nur die einigermaßen in die Augen fallenden eingezeichnet und dennoch beläuft sich ihre Zahl zwischen Steinplatte und Urlkopf auf 34! Ihrer Summierung allein und nicht faziellen Verhältnissen oder irgendeiner andersgearteten Struktur des Gebirges ist es zuzuschreiben, daß trotz der konstanten Neigung der Schichttafel nach NO die Grenze vom Rhät zum obernorischen Kalk am Urlkopf nur unbedeutend tiefer liegt wie am Südhang der Steinplatte.

Zwei dieser Brüche allerdings konnten etwas weiter verfolgt werden.

Der erste zieht im Graben der hinteren Schwarzbergalm (Hellobrunnergraben) vom Schwarzwald herab und trennt hier Radiolarit und Aptychenschichten von mächtigen Konglomeraten und Brekzien des mittleren Lias. Dann schlägt er aber Rottenbach abwärts rein nördliche Richtung ein und streicht gegen die Klamm hinaus; dabei ändert sich an den unteren Schwarzbergalmen (877 *m*) sein Bewegungssinn vollständig. Im Westen treten hier Riffkalke als Basis der jurassischen Schichtglieder heran, während östlich und tiefer im Bach unterer Lias bei gleichem, nordöstlichem Fallen liegt, also ein Tiefersinken des östlichen Gebirgsteiles erfolgt ist. Vielleicht haben jüngere Senkbewegungen streckenweise die Bahnen älterer Massengleitung benützt.

Der zweite der wichtigeren Brüche begrenzt die ebenerwähnten mittelliassischen Konglomerate im Ost (nahe P. 1217). Er ist dadurch ausgezeichnet, daß längs ihm die östliche Scholle eine Art von Schleppung insofern erkennen läßt, als nahe am Kontakt mehrfach WNW-Fallen zu messen ist. Mit Schichtenfaltung hat diese kleine örtliche Verbiegung naturgemäß nichts zu tun.

Soweit im hinteren — östlichen — Fußtal, das gegen die Klaustrett[1]) hinaufzieht, ältere Sedimente als Aptychenschichten erschlossen sind, zeigen sie ebenfalls erheblich gestörte Lagerung. Zu den Brüchen, die ihrem Streichen nach wohl den Verschiebern der Südkante beizuordnen sind, gehört vor allem jener Sprung, der im Ganismahdgraben aufs klarste sich zu erkennen gibt und hier eine ungewöhnlich erhebliche „Verwerfungshöhe" erreicht. Ein paralleler Bruch schneidet 100 *m* südöstlich im Hauptgraben mit einer hohen

[1]) Weideplatz in der Umgegend der Klausalp.

Wandstufe von Riffkalk durch, über die ein Wasserfall herabschäumt; er ist hier an N 30° O streichender, saigerer Wand mit horizontalen Striemen versehen.

Zu solchen Verschiebern treten annähernd O—W gerichtete spießeckige Verwerfungen, die ganz ebenso im unteren Teil des westlichen Fußtales zu finden sind und hier wie dort gewöhnlich ein Absinken der nördlichen Schollenteile verursachten. Auf ähnlich gerichtete Störungen stößt man auch im Oberlauf des westlichen Fußtales wie im höheren Schwarzwald, von welchem eine besonders deutliche auch auf der Karte eingezeichnet wurde. Sie liegt an dem Verbindungssteig Loferer—Kammerkeralp bei N 55—70° O-Streichen und 80° Neigung nach NNW und ist durch einen zwischengeklemmten Adneter Liasstreif gekennzeichnet. Hier wie an verschiedenen anderen Stellen glaubte ich beobachten zu können, daß Sprünge dieser Art von den Verschiebern abgeschnitten werden; damit würden erstere dann den ältesten Störungen der Gruppe überhaupt zuzurechnen sein.

Es ist noch kurz auf das zwischen Rudersbach und Schwarzwald gelegene Gebiet einzugehen. Zunächst soll auf den hervorragend schön aufgeschlossenen Verschiebungssprung westlich des Schwarzbergriedels (P. 1615) aufmerksam gemacht werden, der in einer bis zu 25 *m* hohen, senkrechten Wandstufe von weißem Riffkalk auch landschaftlich aus dem Gelände sich abhebt. Parallele Brüche durchfurchen den Rudersbachwald, aber hier erschwert einerseits der Faziesübergang von Riffkalk zu Kössener Schichten, anderseits nordöstlich P. 1371 das häufige Auftreten sekundärer kreuzender Sprünge die Übersichtlichkeit der Lagerungsverhältnisse. Zudem fehlen auch kleine, unregelmäßige Verbiegungen keineswegs, die als sekundäre Erscheinung im Gefolge der Verwerfungen zu deuten sind.

5. Südostecke (Strubpaß, Lachfeldkopf, Grubhörndl).

(Profil Tafel XXV [III], Fig. 3; Textfiguren 5, 6, 10, 15, 16.)

Die nordwestliche und südöstliche Ecke der Gruppe entsprechen sich hinsichtlich ihrer Stellung in der Muldenumrahmung und sollten demgemäß auch in ihrer Eigentektonik sich gleichen. Herrscht jedoch bei jener Ruhe und Einförmigkeit im Bau, erfolgt dort allmählich und oft zögernd der Streichwechsel der Schichtplatte, so ist die Südostecke ein allseitig von Brüchen umgrenztes, ja in sich selbst wieder zerbrochenes Randglied der Mulde.

Im Süden bildet das enge Strubtal die Grenze, möglicherweise eine Fortsetzung der Waidringer Störungslinie. Im Südwesten schneidet die Urlgaßverwerfung unseren Gebirgsteil von der Südkante ab. Im Osten gibt einer der wichtigsten Brüche der ganzen Gegend — der Saalachwestbruch — die Begrenzung, während im Nord und West ein ganzes System von Sprüngen vorhanden ist.

Dieser bruchumrissene Schollenblock zerfällt wieder durch eigene Bewegungsbahnen in vier kleinere Einheiten: die Strubpaß-, Grubhörndlscholle, jene des Bergzuges östlich P. 1634 und des P. 1384. In dieser Reihenfolge sollen sie auch im einzelnen besprochen werden.

Die Strubpaßscholle setzt in Baustein wie Lagerung lediglich etwas tiefer gesenkt die Südkante fort. Wie diese besteht sie aus norischen und rhätischen Sedimenten, die ziemlich konstantes NO-Fallen aufweisen. Doch ist flache Aufbiegung der Kalkbänke hier nicht mehr zu selten, die als Begleiterscheinung des sekundären Anpressens von Teilen des Schüsselrandes leicht verständlich erscheint. Als Folge solcher Unregelmäßigkeiten ist auch die aus der Karte hervorgehende Tatsache aufzufassen, daß das bunte Rhät der Strubpaßscholle am westlichen wie östlichen Ende derselben ziemlich in gleicher Höhe zum Ausstrich kommt. Abgesehen von diesen im Grunde geringfügigen Verbiegungen ist der Streichwechsel von Südkante und damit auch von Strubpaß- zu Grubhörndlscholle ein jäher — sprungweiser. Denn die letztere zeigt im allgemeinen westliches Fallen von meist viel beträchtlicherer Neigung als gewöhnlich in der Muldenschüssel nebst ihren Borden zu bemerken ist (nämlich 45—90°). Nur gegen den Lachfeldkopf[1]) zu dreht sich das Streichen innerhalb der obernorischen Kalke etwas von N—S nach NO—SW.

Der Verlauf des die Strubpaß- und Grubhörndlscholle trennenden Bruches mußte allerdings in der westlichen Hälfte vorwiegend aus orographischen Verhältnissen abgeleitet werden, da das Gehänge nahezu ungangbar ist und rhätische Kalke an ebensolche abstoßen; die Riffkalke sind zudem hier in normalem Auskeilen begriffen und nicht mehr niveaubeständig. Doch fordert die übergroße Mächtigkeit rhätischer Ablagerungen, das Gegeneinanderstreichen der Bänke die Annahme eines Bruches, dessen Bahn wohl durch die nahezu senkrechte südliche Gipfelwand des Lachfeldkopfes im Verein mit der deutlichen Kerbung des südlichen Absturzes auf etwa 1400 *m* (vergl. Figur 5) angedeutet wird[2]). Leichter zugänglich ist die Störung im östlichen Teil von der Lachfeldgasse aus (vergl. Textfigur 10), wo man an deren Westseite erst dolomitische dünngebankte unternorische Kalke, darüber dickbankige obernorische Megalodontenkalke, alles NO fallend, antrifft, um von 1150 *m* an aufwärts wieder in dolomitische Kalke zu kommen, über die sich abermals schön gebankte, doch ziemlich steil NW fallende obernorische Kalke erheben. Diese Sedimentwiederholung macht hier sofort auf die Verwerfung aufmerksam, der eine N geneigte Bewegungsfläche zukommen wird.

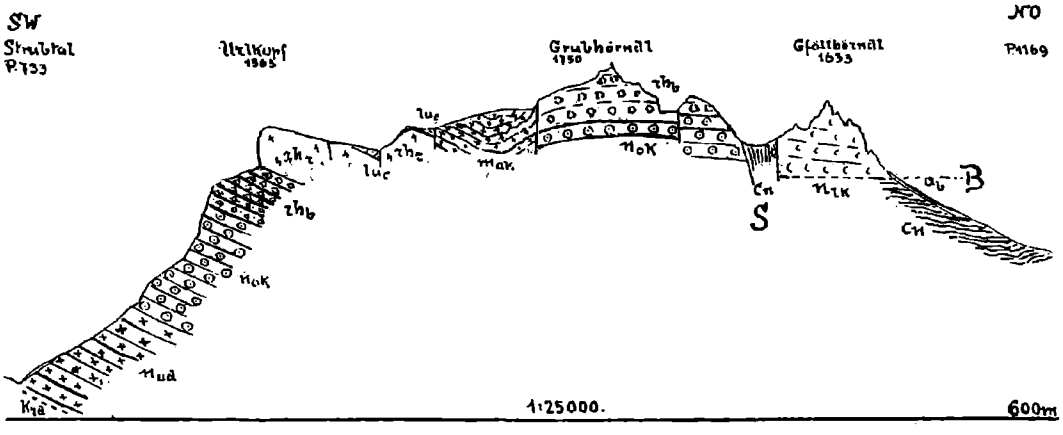
Parallel mit dieser ostwestlich streichenden Verschiebung des Lachfeldkopfes verläuft nun am inneren Rand des südöstlichen Muldensaumes als Fortsetzung des Schönbichlsprunges eine gleichgerichtete Verwerfung, deren Bewegungsmechanismus insofern entsprechend ist, als an ihr das aus oberjurassischen und kretazischen Schichten bestehende Gelände der Lofereralp gegen den „Grubhörndlhorst“ ebenfalls abgesunken erscheint. Dieser Bruch wird jedoch außerordentlich häufig verschoben und schließlich abgeschnitten durch eine wesentlich N—S verlaufende Störung, die dem Saalachwestbruch ziemlich parallel geht und auch wohl an den Hornwiesmähdern durch

[1]) Wohl verstümmelt aus Larch(= Lärch)feldkopf.

[2]) Wie ich mich erst kürzlich überzeugt habe, ist sogar am Fuß der Gipfelwand noch stellenweis etwas Lias zwischen den beiden Rhätkalkmassen erhalten.

Abzweigung aus jenem entstanden ist. (Vergl. Tafel XXV [III], Figur 3; Textfigur 16.) Die ostwestliche und nordsüdliche Bruchrichtung muß ungefähr gleichalterig sein; denn während am Rande der Scholle östlich P. 1634 ganz entschieden der Eindruck herrscht, daß die nordsüdliche Sprungebene von der ostwestlichen durchsetzt wird, ist umgekehrt im südwestlichen Teil offenbar die ostwestliche gestaffelt. Beide Brüche haben zudem gleichen Bewegungssinn. Die Neigung der Gleitbahnen festzustellen ist nicht überall möglich; so ist für den ostwestlich streichenden Sprung nach Nord geneigte Fläche zwar wahrscheinlich, doch nicht sicher zu beobachten. Dagegen liegen bei der nordsüdlichen Richtung sicherlich zumeist fast saigere Rutschebenen vor, wie man sich aufs klarste östlich P. 1634

Fig. 6.



K_{rd} = Raibler Dolomit. — n_{ud} = Dachsteindolomit. — n_{ok} = Bayrischer Dachsteinkalk. — rh_b = Buntes Rhät. — rh_r = Oberrhätischer Riffkalk. — lu_c = Roter Ammonitenkalk des unteren Lias. — ma_k = Aptychenkalke mit Krinoidenlagen. — c_n = Neokom. — a_b = Bergsturz. — Decke: n_{lk} = Dachsteinkalk des Lerchkogltyps. — S = Saalachwestbruch. — B = Schubfläche.

und von da nach Nord vorschreitend überzeugen kann, da hier an senkrechter Kluft die N 20° O streichenden, mit 45—60° W fallenden, zerknitterten Aptychenschichten an flach nordgeneigtem roten, konglomeratischen Rhät abstoßen. Die kleinen Verschiebungen des Hauptbruches gegen Ost prägen sich morphologisch in dem Kontrast von steilwandigem buntgefärbten Rhät zu den weichgeformten, begrünten Hängen der Aptychenschichten recht deutlich aus.

Es ist noch in Kürze der bis jetzt übergangenen südwestlichen Partie der Grubhörndlscholle zu gedenken. Parallel der Urlgaßverwerfung, das heißt mit N 35° W-Streichen springt östlich der sumpfigen Niederung eine auffallende Wandstufe von rhätischem Riffkalk ins Auge, an deren Fuß — westlich — ein schmaler Streif von Adneter Lias versenkt ist. Der Riffkalk trägt seinerseits eine gering-

mächtige Decke liassischer Sedimente, nämlich mit 15° NNO fallende Adneter und einen schmalen Zug eines weiß- und rotgefleckten brekziösen Kalkes mit Hornsteinbrocken, welch letztere dem roten Rhät vollkommen fehlen, weshalb dies kleine Vorkommen vorerst mit den mittelliassischen Konglomeraten des Muldenkernes verglichen wurde. Kleine N 70° O streichende, saigere Sprünge durchsetzen außerdem mehrfach den Schollenstreif.

Die beiden nördlichen Unterglieder der Südostecke sondern sich dadurch von dem Normalfallen dieses Schüsselbords ab, daß ihre Bänke deutlich NW, beziehungsweise NNO geneigt sind. Es könnte dies als eine sekundäre Erscheinung gedeutet werden, hervorgerufen durch die gänzliche Versenkung des mittleren Stückes vom Muldenostrand. Zwischen den Hornwiesmähdern und der Hölzelalm am Sonntagshorn ist der Saum tief herabgedrückt, das Innere der Schüssel mit deren obersten Schichten gewissermaßen übergequollen, die norischen und rhätischen Sedimente überkleidend, die analog den übrigen Rändern auch hier zu erwarten wären.

6. Muldenkern.

(Profile Taf. XXIV [II], Fig. 1, Taf. XXV [III], Fig. 3, 4; Textfiguren 7, 8.)

Der Muldenkern unserer Brachysynklinale ist naturgemäß in erster Linie von den jüngsten Schichtgliedern der Gruppe (Jura und Kreide) erfüllt, nur in den tief sich einschneidenden Rinnsalen des Unkenbaches und seiner bedeutenderen Nebengewässer ist auch rhätischer Untergrund entblößt.

Einfach wie die Stratigraphie scheint auch die Tektonik im Großen. Fast ringsum herrscht Einfallen gegen die Mitte, die am Unkenbach südlich des Scheiberbauerns anzunehmen wäre: im Nordost gegen SW, im Nordwesten gegen SSO, im Westen gegen Ost, im Süd gegen NO, doch nur gelegentlich trifft man im östlichen Teil auf das zu erwartende Westfallen; hier sind die Schichten vielmehr überwiegend südsüdöstlich in dem nördlichen, östlich in dem mittleren Drittel geneigt.

Auch abgesehen von solcher weithin geltenden Störung regelmäßigen Schichtenbaues ergab die Aufnahme trotz des mißlichen Umstandes, daß in Aptychenkalken und Neokom Verwerfungen kaum zu verfolgen sind, mit Sicherheit, daß im Muldenkern recht komplizierte Detailstruktur sich verbirgt.

Am ehesten entspricht wieder der nordwestliche Teil einer Normallagerung, doch sind auch hier schon neben großen Strecken äußerst flacher Schichtneigung (5—10°) Pressungszonen mit intensiver Zerknitterung und Verfaltung vorhanden, die gewissermaßen den Druck der randlichen Umfassungen in sich absorbiert haben. Solche Zertrümmerungsstreifen finden sich gegen die N—S-Verwerfung der Plattenmahd (Plaike) zu verschiedentlich vor und in natürlichem Zusammenhang damit steht die für die dortigen Bauern recht schlimme Erfahrung, daß gerade diese Strecken ständig von Rutschungen und Abbrüchen bedroht sind.

Überraschend ist der Einblick, den die tiefe Schlucht des Unkenbaches zwischen Schliefbach und Rottenbach gewährt. Scheinen rings an den Hängen die jüngeren Sedimente in großer Gleichförmigkeit gelagert zu sein, so ist da unten ein fürs erste fast verwirrendes Bild der Auswirkung von Senk- und Schubkräften erschlossen. Vor allem fallen eine Menge von Sprüngen auf, die zum Teil wohl eine ähnliche Rolle wie die Querverschieber der Südkante spielen, hier aber in recht spitzem Winkel zum Streichen der Gesteine verlaufen. Die mittlere, etwas erweiterte Partie der Klamm zeigt, daß wir es im Unkenbach nicht immer mit gleich einfachen Massenbewegungen längs paralleler, ebener Gleitbahnen zu tun haben. Unter allen möglichen Winkeln durchsetzen sich hier die Klüfte, nicht selten halten sie arg verquälte Reste toniger roter Liasschichten zwischen sich und am westlichen Ausgang der Klamm sieht es ganz danach aus, als ob es bis zu kleinen Schollenüberschiebungen gekommen wäre. In der Verlängerung jener eingangs mehrerwähnten O—W-Verwerfung

Fig. 7.



Südufer des Unkenbaches am westlichen Klammausgang.

lu_c = Bunte Cephalopoden- und Adneter Kalke des unteren Lias. — lm_b = Brekzienkalke des mittleren Lias. — l_o = Adneter Kalke des oberen Lias. — v = Verwerfung N 20° O streichend. — × Anomaler Kontakt.

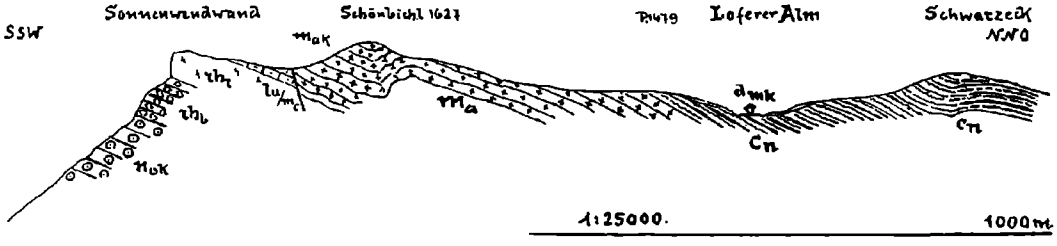
des Scheibelberges scheinen nämlich die grobbankigen Massen des mittleren Lias mit auflagerndem Radiolarit über Adneter Lias herübergepreßt und eigene Funde von oberliassischen Ammoniten überzeugten mich davon, daß wenigstens an einer Stelle, 20—30 *m* westlich der letzten Klammbrücke, die mittelliassischen Konglomeratbänke oberen Lias anormal überlagern. Allerdings ist die Deutung, daß hier nur ganz jugendliche Gehängerutschungen vorlägen, nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, zumal nirgends Beobachtungen sich ergaben, daß solche Erscheinungen im Gebiete des Muldenkerns von größerer Ausdehnung und Bedeutung wären.

Neokom und oberer Jura südlich des Unkenbaches zeigen weniger Beunruhigung durch Brüche als vielmehr intensive Kleinverfaltung. Schon im Hintergrund der Lofereralp sondern sich mehrere Faltungswellen voneinander, die charakteristischerweise Westnordwest—ostsüdöstliches Streichen einhalten. So ist am Schönbichl Mulde und Sattel in der steilen Ostflanke schön erschlossen. Im engeren Umkreis der Almhütten neigen sich allerdings die Schichten bloß einfach gegeneinander, im ganzen Westen

NNO-Fallen, im östlichen Randteil viel steileres W- bis WNW-Fallen, auch einige Pressungszonen fehlen keineswegs. Größere Wellung tritt dann wieder am Schwarzeck auf, dessen Kuppe von einer nordwestlich streichenden, flachen Mulde gebildet wird. An diese reiht sich nach Nordost eine geringe Sattelwölbung, von welcher aus längs Hornwiesmähder und Weißbachtal regelmäßig östliches Fallen mit 10—30° zu messen ist. Bedeutendere Verfaltung der Schichten treten ferner im hinteren Ödenbachtal, vor allem am Brandeck auf, an beiden Stellen von ausgedehnten Verquälungsstreifen begleitet, die insbesondere am unteren Weißbach schön erschlossen zutage treten.

Recht bemerkenswerterweise gehorchen diese Faltungen stets der NW—SO-, nie der „bayrischen" NO—SW-Richtung. Doch macht die Unbeständigkeit dieser kleinen Wellen, ihr rasches Auftauchen und Zerschlagen, ihre Vergesellschaftung mit Stauchungszonen es mir wahrscheinlich, daß diese Störungen ruhigen Schichten-

Fig. 8.



n_{ok} = Bayrischer Dachsteinkalk. — rh_b = Buntes Rhät. — rh_r = Oberrhätischer Riffkalk. — lu/m_c = Rote Ammonitenkalke des unteren und mittleren Lias. — m_a = Graue Aptychenkalke mit Krinoideenlagen (m_{ak}). — c_n = Neokom. — d_{mk} = Moräne.

verlaufes im Muldenkern sekundäre Erscheinungen sind, die erst zur Auswirkung kamen, als die Tektonik der Mulde selbst in großen Zügen bereits fertig war.

Viel schwieriger zu lösen dürfte die Frage sein, ob die anormale Neigung der Schichten im östlichen Teil ebenfalls erst späterer Entstehung ist. Daß diese Neigung von der Depression des mittleren Ostbordes der Muldenschüssel verursacht wurde, ist von vornherein klar. Ob jedoch an ursprünglich vollkommen normale Ausbildung der Brachysynklinale zu denken oder ob die Anpressung des östlichen Saumes stets nur stückweise geblieben ist, vermag ich nicht zu entscheiden.

7. Zusammenfassung.

Sammeln wir die bisher gewonnenen Ergebnisse:

Eine fast allseitig eingesenkte Muldung zeigt am nordöstlichen Rand Kampf zwischen ONO—WSW (bayrischer) und WNW—OSO verlaufender (Waidringer) Faltungskraft. Während im großen letztere

überwiegt, ist erstere in kleinen, aber konstanten Wellen unter jener verborgen. Das Waidringer Streichen verliert sich auch im nordwestlichen Eck der Gruppe noch nicht, sondern läßt sich ein gutes Stück nach West verfolgen; es beherrscht durchaus die kleinen, nicht aushaltenden Verfaltungen des Muldenkernes. Im Gegensatz zur nordwestlichen Umrahmung, die allmählichen Streichwechsel ohne Bruchbildung aufweist, findet im südöstlichen Eck unvermittelte, von Sprüngen begleitete Schwenkung statt. Im mittleren Ostrand der Mulde ist die erheblichste Störung zu verzeichnen, indem der Bord tief versenkt ist, die jungen Schichten vom Muldeninneren weg nach außen fallen.

Nur im nordöstlichen Teil der Gruppe sind nahezu vertikale Brüche häufig, die der bayrischen Faltungsrichtung beizuordnen sind. Eine Menge steilgeneigter Verschieber der Südkante, welche dahin zusammenwirken, daß an dem östlichsten Eck der letzteren nur wenig niedrigere Kammhöhe wie in der westlichen Hälfte anzutreffen ist, trotz gleicher nordöstlicher Neigung der Schichttafel, liegen dagegen im Querbruchsystem des Waidringer Streichens. Die Verwerfungen in N—S- und O—W-Richtung (Unkener Heutal, Schwarzlofer—Steingaßgraben, Kammerkerkogel, hintere Lofereralp) dürften den jüngsten Störungsbewegungen der Gruppe zuzurechnen sein.

III. Das Saalachgebiet mit seinen Randbrüchen und der Deckenbildung.

α) Die tektonischen Grundzüge der Gegend. — β) Die Randbrüche (Saalachwest- und -ostbruch). — γ) Die Berchtesgadener Überschiebung.

α) Die tektonischen Grundzüge des Saalachgebietes.

So einfach sich wenigstens in großen Zügen der Gebirgsbau innerhalb der weiten Muldung erfassen läßt, so schwierig und verwickelt ist derselbe in dem verhältnismäßig schmalen, die Saalach begleitenden Streif und bis heute liegen nur verschwindend geringe Versuche vor, die Tektonik dieses Gebietes zu deuten. Peters[1]), dessen tiefeindringender Arbeit schon zu Beginn des ersten Teiles dieser Abhandlung gedacht wurde[2]), glaubte die Lösung in der Annahme einer vorneokomen Gebirgsbildung und neokomen Transgression gefunden zu haben. Gümbel schweigt sich vollkommen aus; seine Karte gibt im wesentlichen nur Dachsteinkalk und Neokom neben Hauptdolomit und Wettersteinkalk an, welch letztere beide hier im Berchtesgadener Faziesgebiet natürlich fehlen, während tatsächlich gegen ein Dutzend anderer, verschiedener Schichtglieder am Aufbau beteiligt sind. Mojsisovics brachte darüber leider auch nichts zur Veröffentlichung, so daß nur noch E. Haug in Frage kommt, mit dessen Theorien ein späterer Abschnitt sich beschäftigen soll.

[1]) A. a. O. L. I. 21.
[2]) Pag. 319.

Auch meine im folgenden gegebene Anschauung, wie ich sie aus der möglichst eingehenden Kartierung und nach den Fossilfunden mir bilden mußte, kann bei der Schwierigkeit der Aufgabe nur ein Versuch sein, die Erscheinungen in sinngemäße Beziehung zu bringen, ein Versuch, der bei weiterer Gewinnung paläontologischen Materials wie vor allem an der Hand einer genaueren Karte jedenfalls sich im einzelnen als verbesserungsbedürftig erweisen wird. Immerhin dürften zwei der wesentlichsten Punkte meines Aufnahmeresultats von dauernder Gültigkeit sein:

Längs steiler oder saigerer Brüche von oft beträchtlicher Sprunghöhe ist eine Reihe von Schollen ungefähr parallel dem heutigen Saalachlauf in die Tiefe gegangen.

Dieser versunkene Teil der Erdrinde ist nicht einheitlichen Baues, sondern zusammengeschweißt aus zwei Einheiten, die sich wie basales und Deckgebirge zueinander verhalten.

Betrachten wir von den versunkenen Saalachschollen zunächst ihre

β) Randbrüche.

(Profile Taf. XXIV [II], Fig. 2, 3; Taf. XXV [III], Fig. 1, 2, 3; Textfiguren 6, 9, 10, 14, 15, 16.)

Der Saalachwestbruch betritt am Pichlergut bei Melleck unser Gebiet, schneidet mit scharfer Linie durch den Lahntalwald und kommt, nach West an Höhe gewinnend, unter der Hölzelalm zum Ausstrich. Längs der Unterhagerwand wird nordost-südwestliche, von der Vordergföller Sägemühle an nordsüdliche Richtung eingeschlagen, in welcher auch der Sprung westlich des Friederwirtes den Unkenbach überschreitet. Bis zum Unkenerhörndl[1]) im Neokom versteckt, tritt er an der Westflanke dieses Berges mit dem Kontakt von fremdem Dachsteinkalk zu basalen Kreidemergeln um so wirkungsvoller hervor. Im weiteren Verlauf nach Süd schuf sich der Bruch in der Wand des oberen Wirmbachwasserfalles ein auffälliges Kennzeichen. Die jähen östlichen Abbrüche des Dachsteinkalkes der Grubhörndlscholle verraten über Gföllhörndl- und Lerchkogelscharte den Weg zur Lachfeldgasse, an deren Westseite herabziehend das Strubtal erreicht wird.

Fehlen somit längs der Bewegungsbahn dieser gewaltigen Störung Richtungsänderungen keineswegs, so bleibt die Art der Massenverschiebung doch stets die gleiche: gegen die Saalach zu erscheinen die Schollen versenkt, wobei die stärksten Beträge im Lahntalwald und in der Lachfeldgasse (vielleicht über 500 *m*), die geringsten zwischen Vordergföll und Dietrichshorn sich einfinden.

Anzeichen für eine Fortsetzung des Saalachwestbruches fand ich zunächst im Loferertal, wo ja schon auf der Gümbelschen Karte Neokom inmitten des Dachsteinkalkes verzeichnet ist; im Hintergrund desselben sind Aptychen- und Kreide-

[1]) = Dietrichshorn der Karte.

mergel, wie ich mich überzeugt habe, teils an Dachsteinkalk und Dolomit abgesunken, teils (östlich) von fremden Dachsteinkalk überschoben. Im Norden könnte die Mellecker Furche die Störung fortführen, doch wird sie am linken Steinbachufer von einem zweiten wichtigen Bruch gekreuzt, der die Bedeutung jener übernimmt und sich auch jenseits der Saalach beim Keßlerbauer erheblich bemerkbar macht[1]). Er ist innerhalb des kartierten Gebietes am besten im Steinbach selbst unmittelbar unter dem alten Steinpaßtor aufgeschlossen. Der bituminöse Hauptdolomit fällt mit 60° nach S gegen den Sprung ein, der als saiger mit N 55° W streichend zu messen ist. Von ihm fallen Aptychenschichten erst ganz steil, dann in einiger Entfernung etwas schwächer nach S geneigt weg; sie sind hier etwas ungewöhnlich als grünlichgraue, dünnplattige Mergelkalke mit roten und grünen Hornsteinen entwickelt und besonders längs der Verwerfung stark zerknittert und von Kalzitadern durchsetzt. Es kann nicht dem geringsten Zweifel unterliegen, daß längs dieser Störung der südliche Gebirgsteil versenkt wurde.

Die Richtung des Saalachwestbruches läßt sich vom Pichlergut an als N 50—60° O verlaufend bestimmen. Bemerkenswert ist nun, daß 1. überall da, wo die Störung in ihren verschiedenen parallelen Gleitbahnen unmittelbar zu beobachten ist, das heißt fast in der ganzen Ausdehnung des Lahntalwaldes, dieselbe aus Wänden besteht, die kaum 10° nach der einen oder anderen Seite von der saigeren Stellung abweichen; 2. ferner, daß trotz langen Suchens an den Wänden nirgends horizontale Streifung zu beobachten war; 3. daß die jüngeren abgesunkenen Schichten stets in der Nähe der Bruchzone sehr steil, entfernter von ihr allmählich mit geringerer Neigung von derselben wegfallen. Diese drei Beobachtungen beweisen wohl zur Genüge, daß dieses Stück des Saalachwestbruches ein echter vertikaler Sinkbruch ist, daß längs ihm die jungen Sedimente des Unkener Beckens fast senkrecht in die Tiefe geglitten sind.

Einige Einzelheiten sind noch von der Strecke Pichlergut—Hölzelalp zu erwähnen, auf welcher die Verwerfung oft mehrfach gestaffelt erscheint. Die höhere Bruchlinie geht dann zwischen unternorischem Dolomit und einem weißen oder hellgrauen, nur selten gutgebankten Dachsteinkalk, während eine parallele, tiefere Störung den meist nur 50 *m* breiten Kalkstreif von Aptychenschichten trennt, wobei häufig zwischen beiden eine 0·5 bis 3 *m* breite Bank von hellrötlichem liassischen Gestein eingequetscht ist, das oft bis aufs äußerste verpreßt erscheint; diese an Hierlatz erinnernde Schicht geht an der Vordergföller Mühle in normale tonarme Cephalopodenkalke über. (Vergl. Profil Tafel XXIV [II], Figur 2, 3; Tafel XXV [III], Figur 1).

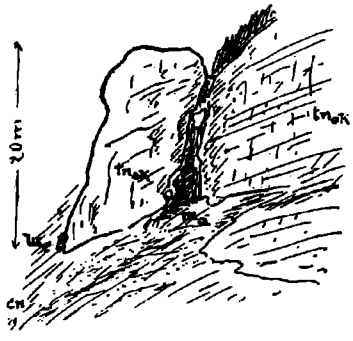
Mehrere Quersprünge durchsetzen als jünger den Saalachwestbruch, deren bedeutendster längs des Grabens östlich P. 681 herabzieht; hier läßt sich auch im östlich vorspringenden Dachsteinkalk SSO-Fallen mit 50—80° messen. Westlich dieses Sprunges schiebt

[1]) Nach gefälliger Mitteilung von Herrn G. Gillitzer.

sich ein schmaler Streif roten Liaskalkes zwischen die hier etwas unregelmäßig geneigten Aptychenschichten ein.

Westlich des Lahntalgrabens beginnt der Hauptbruch sich in eine Anzahl paralleler Sprünge zu zersplittern, welche der Reihe nach die Bedeutung des ersteren übernehmen, aber stets gar bald von N 70—80° W streichenden Störungen abgeschnitten werden. Ein vorspringendes Felseck am Fuße der Wände südöstlich der Hölzelalp auf 1130 *m* gibt folgendes charakteristische Bild: zwischen grauem, weißlich geadertem bayrischen Dachsteinkalk (mit 25° SSW fallend) ist in einer kaum meterbreiten, N 75° O streichenden Kluft etwas grauer, verdrückter Mergel eingepreßt, in dem ich Aptychen fand. Parallel dieser Kluft geht außen die Hauptverwerfung, längs welcher wenig roter Lias unter dem Schutt hervorsieht. Das kleine Vorkommen darf als schöner Beweis für den vertikalen Bewegungssinn des Saalachwestbruches angesehen werden.

Fig. 9.



Am Saalachwestbruch unter der Hölzelalp.

tn_{ok} = Obernorische Kalke. — lu_c = Rote Kalke des unteren Lias. — m_a = Aptychenmergelkalke. — c_n = Neokommergel.

Zu der interessanten Bruchzone der Unterhagerwand (westlich P. 1200) führt ein Jagdsteig, der auf 1150 *m* von dem Alpweg zur Hölzelalm nach West abzweigt; erst über Bergsturzmassen auf und absteigend gelangt man bald auf zirka 1180 *m* in Aptychenschichten, in denen ich N 80° O-Streichen und 60° SSO-Fallen maß. 70 *m* über dem Weg erreicht man den Fuß der Riffkalkwände, die hier N 60—80° O streichen, doch von zahlreichen N 20—40° O verlaufenden saigeren Verschiebern durchsetzt sind. Nur diese letzteren zeigen gelegentlich horizontale Striemung und lassen sich daher mit den im ersten Abschnitt behandelten, parallel gerichteten Querverschiebern der Kuhsteinwand vergleichen. Indem nun die ONO streichenden Wandstufen immer kürzer und unbedeutender werden, die NO verlaufenden immer mehr hervortreten, vollzieht sich die Schwenkung des Saalachwestbruches in die nordost—südwestliche, schließlich nord—südliche Richtung, also dadurch, daß ein anders-gerichtetes Sprungsystem die Aufgabe der alten Bruch-

richtung übernimmt. Saigere Bahnen und Versenkung der jungen Sedimente gegen die Saalach zu gilt auch hier als Regel und ebenso sind häufig schmale Liasstreifen am Fuße der aufragenden Riffkalkwände eingeklemmt.

Schon im unteren Teil der Unterhagerwand tauchen jedoch kleine Wandstufen der verlassenen Richtung auf und die gleichfalls ostnordost — westsüdwestlich verlaufende Vordergföller Längsverwerfung muß wohl als natürliche Fortsetzung dieses älteren Stückes des Saalachwestbruches betrachtet werden. Sogar westlich des nordsüdlich streichenden Plaikenbruches finden sich an der Unkenbrücke (668 *m*) Anzeichen, daß eine gleichgerichtete Störung in die Aptychenschichten hineinzieht. Denn einmal kommen am nördlichen Ufer die Radiolarite zum Vorschein, während am südlichen die Aptychenschichten bis ins Niveau des Baches entblößt sind; dann fehlt trotz gleicher Schichtverflächung an der Plattenmahd das Neokom vollständig, während im südlichen Gehänge die Grenze von Jura zu Kreide schon tiefer anzutreffen ist; auch hier wird also wohl eine Versenkung des südlichen Gebirgsteiles stattgefunden haben (vergl. Profil 1, Tafel XXIV [II]).

An der Vordergföller Sägemühle schiebt sich, allseitig von Sprüngen umgrenzt, ein eigenartiger Keil von Riffkalk nebst auflagerndem mit 40—50° SSW fallenden Adneterlias ein; er dürfte als ein nur unbedeutend aus seiner Lage verschobener Ausläufer des Kuhsteinwaldes zwischen den abgesunkenen Aptychenschichten von Vordergföll zu deuten sein.

Der Saalachwestbruch ist nun gegen den Unkenbach hinab, da innerhalb der Aptychenkalke verlaufend, nicht mehr mit gleicher Sicherheit zu verfolgen; über sein Vorhandensein kann jedoch kein Zweifel bestehen, da westlich tiefere, östlich des Grabens höhere Zonen des oberen Jura vorliegen, wie es für den östlichen Teil schon durch die nahe Schichtgrenze zum Neokom klargelegt wird. Auch in der ersten Strecke jenseits des Unkenbaches besteht über den Weg der Störungslinie keineswegs Unsicherheit, da östlich schon ziemlich hoch stehende Horizonte des Neokoms anzutreffen sind, während westlich die Auflagerung der Kreide bei nahezu identischem Schichtenstreichen erst bei 715 *m* unter Einschaltung einer nicht zu schmächtigen Übergangszone erreicht wird. Aber von hier an ist es unmöglich, die Verwerfung im Neokom des Friedersbaches genau festzulegen. Daß der Sprung jedoch mit der alten Bedeutung in ungefähr südsüdwestlicher Richtung weitergeht, ist bei der gleichmäßigen, ziemlich flachen Neigung der Schichten nach SSO schon aus der Karte zu entnehmen, insofern als das Neokom der Unkenbergmähder (1228 *m*) heute bei einer Verlängerung des Schubflächenrandes vom Sodergut (zirka 780 *m*) zum Daxköpfl (P. 930) gegen West ein gutes Stück zu hoch läge. Vielleicht bringt späterhin eine Ausscheidung der Konglomeratbänke im „Neokom“ den exakten Beweis für die Verwerfung.

Um so deutlicher markiert sich dieselbe zwischen den karnischen und norischen Sedimenten des Tälernalprückens und dem Neokom der

Hornwiesmähder. Schon die Zeichnung von Peters aus dem J. 1853[1]) gibt ganz zutreffend den Eindruck, als wenn der fremde Dachsteinkalk des Unkener Hörndls geradezu von dem Neokom umhüllt und getragen würde (vergl. Profil 2, Tafel XXV [III]). Die weitaus überzeugendsten Aufschlüsse liefert jedoch die kleine Wasserrinne, die gegen den oberen Wirmbachwasserfall herabzieht. In ihr sieht man von oben nach unten erst lichtbunte karnische, dann helle untertriassische Dolomite gegen die Kreide im Westen abstoßen. Tiefer folgen östlich dunkelbraune und graue Kalke, endlich zerdrückte rötliche Pedata?kalke, die selbst auf Neokom ruhen: was auch immer östlich der Störung herantritt, stets wird es von ihr mit saigerer Fläche abgeschnitten und selbst in dem kleinen Eckchen, wo westlich

Fig. 10.



Lachfeldkopf—Lerchkogl vom hinteren Loferertal aus.

tn_{ud} = Unternorischer Dolomit. — tn_{ok} = Bayrischer Dachsteinkalk. — $tr\dot{h}$ = Buntes Rhät. — cn = Neokommergel. — tn_{lk} = Dachsteinkalk der Decke (Lerchkogltyp).

und östlich die Kreidemergel zusammenstoßen, gibt sich der Sprung in der Streichdifferenz (westlich N—S-Streichen mit 35° O-Fallen, östlich S-Fallen 40—50°) zu erkennen.

Aufschlüsse ebenso eindeutig wie jene des Lahntalwaldes bietet der Wirmbachfall selbst (1040 *m* am Fuße). Das Wasser stürzt über eine fast senkrechte Wand von bayrischem Dachsteinkalk herab, die N 35° O streicht; an ihrem Fuße lagern sich saiger gequälte Kreidemergel an.

Von hier an bildet der Saalachwestbruch zugleich die östliche Begrenzung des Grubhörndlhorstes. Im Graben, der zwischen Gföllhörndl und dem westlichen Dachsteinkalkzug eingesenkt ist (vergl.

[1]) A. a. O. Fig. 1; Profil 1.

Tafel XXV [III], Figur 3 und Textfigur 15) und auch noch eine kleine Strecke weit jenseits des Sättelchens am Gföllhörndl ist der Kontakt von Neokom zu obernorischem Kalk ganz gut sichtbar, aber nun sind die östlich abgesunkenen jungen Schichten auf lange Strecken unter Bergschutt vergraben und nur am Sattel westlich des Lerchkogels (P. 1486; Textfigur 10, 15, 16) und im unteren Teil des Lachfeldgrabens lugen noch Reste der Kreidemergel unter dem Trümmerwerk hervor. Daß die Verwerfung jedoch an der auf der Karte angedeuteten Stelle verlaufen muß, dafür bürgt der jähe Abbruch der Wände des Grubhörndlhorstes. Das beigefügte Textbild versucht den eigenartigen Kontrast wiederzugeben, den die Tektonik mit Hilfe ihrer vielgestaltigen Bausteine im Lachfeldgraben geschaffen hat.

Der Saalachwestbruch findet sein ebenso bedeutendes Gegenspiel im Saalachostbruch. Da dieser nirgends das zur Aufnahme gekommene Gebiet berührt, sei nur in Kürze sein Verlauf skizziert, zumal gelegentlich der bevorstehenden Kartierung der Reiteralm auch dieser großen Störung im einzelnen nachgegangen wird.

Der Bruch kommt südlich des Achberggewölbes (Berchtesgadener Dachsteinkalk), das er in Ramsaudolomit hat einsinken lassen, an das Saalachknie westlich Hochreit und geht dann zwischen dem schmalen Streif von Dachsteinkalk (Berchtesgadener) des Saalachostufers und dem Ramsaudolomit des Mairberges bis zum Lenzbauer annähernd der Saalach parallel. Am Sellauer schiebt eine Querstörung den Bruch bis östlich der Mairbergklamm zurück, wo Buntsandstein der Reiteralm mit Berchtesgadener Dachsteinkalk des Saalachstreifens ins gleiche Niveau kommt. Westlich der Auerwiesen tritt die nordnordost—südsüdwestliche Richtung des Sprunges wieder in ihr altes Recht, wobei auch hier westlich gesunkener Dachsteinkalk, östlich Ramsaudolomit oder wie am Klauslbach sogar unterste Trias anzutreffen ist. Von Gumping an haben die der Saalach folgenden Störungen anderen Bewegungssinn; sie sollen daher erst gelegentlich der Kartierung dieses Gebirgsteils besprochen werden.

γ) Die Berchtesgadener Überschiebung.

1. Schichtentwicklung in Basis und Decke. — 2. Schubrandausstrich. — 3. Einzelbeobachtungen.

1. Schichtentwicklung in Basis und Decke.

Basales und Deckgebirge sind im allgemeinen durch die Gegenüberstellung von bayrischer und Berchtesgadener Fazies charakterisiert. Doch nicht einmal für unseren Saalachstreif ist dieses Kriterium ohne Einschränkung giltig. Die Gesteine der Decke zwar sind hier ohne Ausnahme der Berchtesgadener Sedimententwicklung zugehörig, aber der triassische Anteil des basalen Gebirges hat sich, wie in der stratigraphischen Hälfte dieser Abhandlung ausführlich dargelegt wurde, ganz erheblich differenziert. Die Aufeinanderfolge von fossilarmen karnischen Dolomiten, hellen Dachsteindolomiten, Dachsteinkorallen- und Megalodontenkalken mit eigenartigem buntem Rhät nähert sich doch in zu auffälliger Weise der

Schichtentwicklung Berchtesgadens, als daß einfach von bayrischer Fazies gesprochen werden dürfte. Nennen wir letztere in ihrer reinen Ausbildung *Ba F*, die Berchtesgadener Fazies *Be F*, jene Übergangsgebilde *Ü F*, so ergibt sich für unser Gebiet das Schema

$$\frac{\text{Decke}}{\text{Basis}} = \frac{Be\,F}{Ba\,F + \ddot{U}\,F}.$$

Es muß hier schon betont werden, daß in anderen Teilen dieser Deckenbildung die Formel vielleicht wesentlich anders zu lauten hat. Berchtesgadener Fazies und Berchtesgadener Schubmasse sind a priori nicht völlig identische Begriffe.

Von dem basalen Gebirge der Saalachsinke sind unmittelbar unter der Scherungsfläche nur jurassische und kretazische Schichten aufgeschlossen. Vor allem ist es das ungewöhnlich mächtige „Neokom", dessen abwechslungsreiche Glieder (vergl. I. Teil der Abh. pag. 393) zumeist den Untergrund bilden und überall da, wo Erosion oder Tektonik es ermöglichten, auch heute schon von den verhüllenden ortsfremden Massen befreit, dem Auge des Beobachters sich kund tun. Einzelne Veränderungen innerhalb der Kreide, die sich hier gegenüber der Entwicklung in der Schüsselmulde bemerkbar machen, wurden schon an eben zitierter Stelle erörtert; sie liegen vor allem darin begründet, daß im Gegensatz zu den fast rein mergeligen Ablagerungen in jener, hier schon von tiefen Horizonten an sandige und sandigkalkige auftreten.

Die jurassischen Bildungen des basalen Gebirges besitzen weit geringere Verbreitung; ihre Deutung birgt noch große Schwierigkeiten in sich, wie im stratigraphischen Teil (pag. 392) näher erläutert wurde. Immerhin ist festzustellen, daß nirgends diese Sedimente normalerweise auf Gliedern der Berchtesgadener Fazies lagernd getroffen wurden, daß sie vielmehr stets mit dem Neokom der bayrischen Fazies, wo immer einigermaßen normale Kontakte gegeben sind, verfaltet scheinen. Es muß somit als gesichert gelten, daß diese Schichten vielleicht als heterope Vertretung des oberen Jura unbedingt dem basalen Gebirge zuzurechnen sind.

Die Berchtesgadener Schubmasse setzt sich innerhalb unseres Gebietes aus Schichtgliedern von untertriassischem bis liassischem Alter zusammen, die in ihrer faziellen Ausbildung trotz einzelner weitgehender Unterschiede als dem Berchtesgadener Faziesbezirk angehörig zu betrachten sind. Wie aus der Farbenerklärung zur Karte hervorgeht, sind Werfener Schichten, Reichenhaller-, Ramsau-, lichtbunter karnischer Dolomit, Dachsteinkalk des Reiteralmtyp mit Liashierlatz, daneben karnische und norische Hallstätter nebst abweichenden Kalken und Mergeln („Loferer Schichten", „Lerchkogldachsteinkalk") vertreten. Jünger als liassische Sedimente fehlen zwar der Decke innerhalb des Aufnahmegebiets, aber nach den Verhältnissen in den östlich angelagerten Bergmassiven wären Gosau-, Glansecker-, Nierentaler- und Eozänschichten zu erwarten.

2. Schubrandausstrich.

Betrachtet man den Deckenrand, wie er heute unter dem Einfluß tektonischer und erosiver Kräfte zur Beobachtung gelangt, so ist sogleich auf eine große Schwierigkeit hinzuweisen, die in der Eigenart dieses Gebirgsteiles begründet ist und Ursache war, daß bis in die jüngste Zeit die Existenz bedeutender Schubbewegungen verkannt wurde. Der Deckenrand gelangt nämlich die längsten Strecken über nicht zu normalem Ausstrich, da die überschobenen Massen an Brüchen in die Unterlage versunken sind; zum anderen hat sich der erosionsbedrängte Saum der Deckschollen da, wo diese aus Dolomit oder Dachsteinkalk bestehen, mit einem alles verhüllenden Mantel großer Sturzhalden umgeben, die den Einblick in die Unterlage verwehren. Ermangelt somit unsere Gegend auch der Großartigkeit jener weithin verfolgbaren Überschiebungsausstriche, wie sie zum Beispiel das Allgäu auszeichnen, so verschafft eingehende Kartierung dennoch durch Auffindung kleiner und kleinster beweisender Stellen allmählich gleich unumstößliche Sicherheit der Überzeugung, daß auch hier analoge, flachgeneigte Massenverschiebungen von weitem Umfange vorliegen.

Es war ein Verdienst Haugs, nach einer Spanne von 50 Jahren zuerst wieder auf die interessanten Lagerungsverhältnisse des Unkener Kalvarienberges aufmerksam gemacht zu haben, der auf drei Seiten von Neokom umlagert wird. An seiner Ostseite lassen vorzügliche Aufschlüsse keinen Zweifel, daß unter- und mitteltriassische Glieder der Berchtesgadener Fazies auf den Kreidemergeln ruhen. Südlich des Brandnergutes fallen schon von weitem an der steilgeböschten Kante des Unkenbaches intensivrot gefärbte Schichten über düster schwärzlichem Untergrund auf: Werfener im Kontakt mit Neokom. Der Soderbichl (P. 831) besteht aus Ramsaudolomit; er ist fast allseitig von der basalen Kreide umgeben. Von hier bis zum Daxköpfl (P. 930) ist eine jener seltenen Strecken gegeben, wo der Schubrandausstrich im Zusammenhang wenigstens 1 *km* lang ungehindert zu verfolgen ist. Karnische Dolomite und Hallstätter Kalke liegen auf Neokom. Beim Daxbauer ist die Decke von der Erosion tief zernagt, so daß gegen Süd nur drei getrennte Fleckchen derselben erhalten sind. Zwischen den triassischen Schubsedimenten des Unkenberges und den entsprechenden Deckgliedern des Tälernalprückens und der Liederberg-Pfannhauswände zieht sich dagegen in der Tiefe des Hammersbaches eine Reihe von Neokomaufschlüssen herab, den wahren Untergrund der Trias verratend. Ja durch verschiedene sekundäre tektonische Bewegungen abgetrennt, lugt sogar 250 *m* südwestlich des Pfannhauses inmitten der verschiedensten Glieder der Berchtesgadener Trias ein Stückchen basaler Kreidemergel hervor.

Eine Verwerfung parallel den nordwestlichen Mauern des Tälernalprückens hat diesen gegen das Vorland herausgehoben; ihr allein ist es zu verdanken, daß sowohl hinter der felsigen Kuppe nordwestlich P. 1246 (lichtbunter karnischer Dolomit), wie südöstlich des Rückens nordwestlich P. 1338 (derselbe Dolomit und Hallstätter Kalk) noch ein wenig der basalen Unterlage (grünlich graue, fette

Mergel) zu finden ist. Mehrere starke Quellen, die in der Verbindungslinie dieser Aufschlüsse scheinbar direkt aus dem Dolomitgrus dringen, sind wohl zweifellos auf den verschütteten Schubrandausstrich zurückzuführen.

Mit der Masse des Dietrichhorns beginnen die obenerwähnten Schwierigkeiten sich stärker fühlbar zu machen. Die Berchtesgadener Trias ist ja längs des Saalachwestbruches am basalen Neokom versunken, die Schubfläche liegt mindestens 200 *m* tief vergraben. Erst gegen den Wirmbach zu ist der Deckenrand wieder der Beobachtung zugänglich. In dem kleinen Seitengraben, der von den Hornwiesmähdern zum Wirmbachwasserfall herabzieht, sieht man auf 1140 *m* rötliche und gelbliche, gutgebankte bis schiefrig zerdrückte, mergelige Kalke vom Aussehen der Pedatakalke auf Neokom ruhen und auch weiterhin nach Ost liegt zunächst Hallstätterkalk auf basaler Kreide bis unter die Vokenalp 1038. Von hier bis zur kreuzenden Verwerfung an der Mühle westlich des Sodergutes ist leider der Fuß der Dolomitwände stark verschüttet; nur gelegentlich kommt mitten im Hang das Gestein des überfahrenen Untergrundes zum Vorschein.

Südlich des Wirmbaches sind die Verhältnisse noch ungünstiger. Verwerfungen und Bergsturzmassen verdecken den Schubrandausstrich fast vollständig, so daß hier die Zugehörigkeit zu basalem und Deckgebirge vornehmlich aus stratigraphischen Analogien erschlossen werden muß. Doch wird der fremde Dachsteinkalk des Gföllhörndls, der allseitig von basaler Kreide umgeben ist, der gleiche Kalk des Lerchkogels und die Dolomitmasse des Loderbichlgutes als abgesunkene, sekundär voneinander getrennte Deckschollenreste aufzufassen sein. Die Aufschlüsse des unteren Wirmbaches, wo mehrfach die jungen Schichten des überschobenen Untergrundes unter den Dolomiten der Decke hervorsehen, geben die Gewißheit, daß mit dieser Deutung des Gebirgsbaues auch hier der Boden realer Tatsachen nicht verlassen wird.

3. Einzelbesprechung der Saalachsenkzone.

a) Unkener Kalvarienberg, Unkenbergscholle. — *b*) Tälernalp, Sodervokenscholle. — *c*) Prechlers-, Lieders-, Vokenberg. — *d*) Loderbichlscholle. — *e*) Basales Gebirge von Faistau und der Postalp mit Gföllhörndl, Lerchkogel als Schubinseln.

Bei der Besprechung der einzelnen tektonischen Züge dieses Gebietes erscheint es am zweckmäßigsten, dasselbe in eine Reihe aufeinanderfolgender Schollen zu gliedern, deren Bezeichnung aus der tektonischen Übersichtskarte zu entnehmen ist; die Erläuterung soll dabei von Nord gegen Süd vorschreitend erfolgen. Der

a) Unkener Kalvarienberg

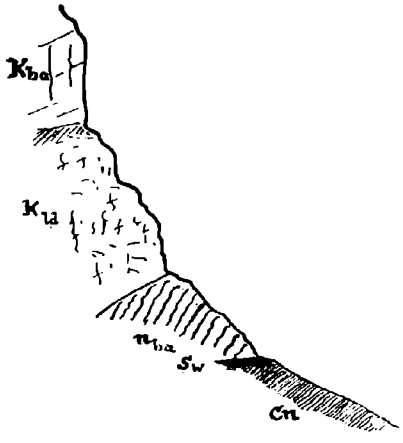
(vergl. Profil 2, Taf. XXIV [II]; Textfigur 11)

ist, wie erwähnt, eine der bestaufgeschlossenen Stellen, an welcher man sich unbedingt von dem Vorhandensein der Schubbewegung überzeugen muß. Gegen den Hügel neigen sich allseitig die am Saalach-

westbruch in die Tiefe gegangenen oberjurassischen und kretazischen Sedimente des Unkener Beckens derart, daß ein allmählicher Streichwechsel um 90° zu beobachten ist. Während ich nordöstlich und nördlich des Hügels SW-Fallen mit 25—40° maß, ist dies am Göbelgut und im Vordergföll mit 15—35° nach SSO—SO gerichtet und dasselbe gilt noch am Schubrand. An der Westseite der Höhe läßt sich in dem fleckenmergelartigen Neokom SSO-Fallen mit 20—30° vermessen; an der nordöstlichen Ecke schießt der weiche Mergel mit 30° nach SW unter die Trias ein.

Die kleine ortsfremde Scholle ist stratigraphisch wie tektonisch recht verwickelt. Sie besteht aus Werfener Schichten, karnischen lichtbunten Dolomiten, karnischem Hallstätter Kalk und norischem

Fig. 11.



Am nordöstlichen Eck des Unkener Kalvarienberges.

c_n = Neokommergel des basalen Gebirges. — s_w = Werfener Schichten. — n_{ha} = Norische Pedatakalke. — k_{ld} = Karnische Dolomite. — k_{ha} = Karnische Hallstätter Kalke.

Pedatakalk. Die Werfener, in charakteristischer Entwicklung als rote und graue, glimmerreiche, feinkörnige Sandsteine und Tonschiefer bilden die Unterlage. Während sie jedoch am Südrand mit einer fast 10 *m* erreichenden Ausstrichhöhe im Gelände sichtbar werden, ist am nordöstlichen Eck höchstens $^1/_2$ *m* davon zwischen Kreide und oberer Trias zu finden. Sie sind offenbar als stark verwalztes Schleifmittel bei der Schubbewegung mitgezerrt worden. Die Pedatakalke, von größter stratigraphischer Wichtigkeit, da sie allein an dieser Stelle gleichzeitig die *Monotis salinaria* und *Halorella pedata* bergen, sind gar nur am nordöstlichen Bergeck als schmächtige Schuppe zwischen karnischen Dolomiten, beziehungsweise Kalken und Werfener verkeilt. Der Hügel ist nun von einer westsüdwest—ostnordöstlichen Störung betroffen, so daß ein nördlicher Streif von klotzigen, grünlich-

grauen oder weißen, nicht selten rotgefleckten Hallstätter Kalken, die mit 35—70° S fallend zum Teil auf hellen Dolomiten lagern, längs des mittleren Drittels in schroffer Verwerfungswand gegen Süd an ebensolche Dolomite abstoßen, die mit 45° schräg gegen die Störung einfallen. Zwei NNO streichende Sprünge zerschneiden den Kapellenrücken nochmals in drei Teile; sie sind vielleicht als Verschieber zu betrachten, da ich an der N 20° O streichenden, saigeren Kluft westlich des Kirchleins flach nach Nord geneigte Streifung wahrnahm.

Während der Schubkeil des Pedatakalkes, der südöstliches Eigenfallen mit 60—70° besitzt, von den karnischen Sedimenten mit einer 30° nach SW geneigten Fläche abgeschnitten wird, muß die eigentliche Schubbahn fast horizontal sein. Am nordöstlichen Eck maß ich den Ausstrich auf 690 *m*, am südöstlichen auf 680 *m*, am südwestlichen auf 670 *m*: es ergibt sich also eine südliche Bahnneigung von kaum mehr als 5°. Die

Unkenbergscholle

(Taf. XXIV [II], Fig. 2, 3; Taf. XXV [III], Fig. 1; Textfigur 12),

zu der aus geologischen Gründen auch die Nordseite des Roßbrandkopfes (P. 679) wie der Oberrainbichl zu rechnen ist, bietet dem aufnehmenden Geologen nicht geringe Schwierigkeiten, weil einerseits die Zerstückelung infolge zahlreicher Störungen eine recht erhebliche ist, anderseits aus der weit verbreiteten Moränendecke meist nur unzusammenhängende Reste des Untergrundes herausschauen.

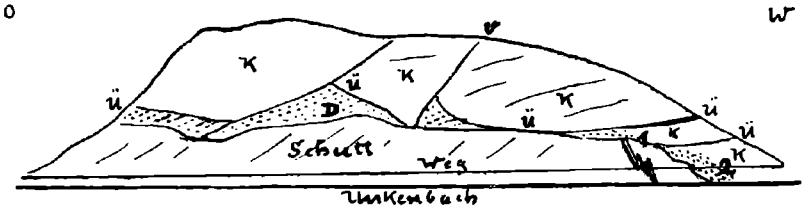
Und doch läßt sich durch Kombination der kleinen Aufschlüsse ein recht wichtiges Resultat ableiten: die Schubmasse, welche hier aus Werfenern mit Haselgebirge, Reichenhaller Dolomit, Ramsaudolomit, lichtbuntem karnischem Dolomit und Hallstätter Kalken besteht, liegt, wie am Unkener Kalvarienberg, mit einer fast horizontalen Fläche auf basalem Gebirge (Neokom), das nicht nur am äußeren Deckrand auftritt, sondern auch in der tiefen Erosionsrinne des Hammerbaches die schwebende Trias in weitem Vorstoß zerteilt, ja am Pfannhaus inmitten der fremden, so viel älteren Gesteinsmassen wieder auftaucht. Daß die Schubfläche, statt südliche Neigung zu besitzen, sogar deutlich in dieser Richtung mit 8° ansteigt, geht ohne weiteres aus der Beobachtung hervor, daß der Bahnausstrich an der Weide westlich vom Sodergut auf 820 *m*, westlich dem Daxköpfl (P. 930) auf 900 *m* liegt.

Ein weiterer einheitlicher Zug des Baues der Unkenbergscholle ist in den nordsüdlich streichenden Verwerfungen gegeben, die ein allmähliches Tiefersinken der einzelnen Schollenteile gegen Ost bewirken. In der östlichen Hälfte des Unkenberges sind schließlich annähernd im Streichen gelegene tektonische Flächen nicht selten, die nach verschiedenen Anzeichen nicht flache, sondern steil geneigte Störungsbahnen darstellen. Zu ihnen gehört vermutlich der von südlicher Senkung begleitete Sprung, welcher, wie aus Profil 2, Tafel XXIV [II] hervorgeht, zwischen Brandnergut und Oberrainbichl zu suchen ist und am einfachsten erklären würde, warum am Südhang des Kalvarienberges

die Werfener über dem Neokom schon auf 680 *m* ausstreichen, während sie im Unkenbach südlich des Falterbauerns noch auf 555 *m* anzutreffen sind. Am tiefsten scheinen die karnischen Dolomite des Oberrainzuges versenkt, vielleicht an der Verlängerung jener Querstörung, die in der markanten Westwand des Roßbrandkopfes (P. 679) sich verrät und diesen (Dachsteinkalk) ins Werfenerniveau gebracht hat.

Über die recht komplizierten Verhältnisse an der Nordseite dieses letztgenannten Köpfchens wurde schon im stratigraphischen

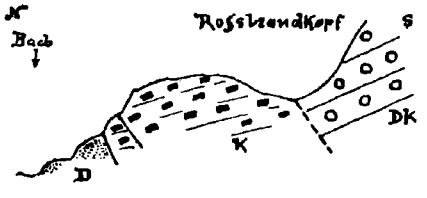
Fig. 12.



Nordseite des Roßbrandkopfs[1]) vom Unkenbach. 1:1700.

K = Massiger karnischer Hallstätter Kalk. — *D* = Fein zuckerkörniger Dolomit. Bei 1 u. 2, *K* u. *D* in seitlichem Übergang. — *v* = ONO einfallende Verwerfung. *ü* = Mit 50—70° nach Süd und Südost geneigte Überschiebungsflächen.

Fig. 12a.



DK = Berchtesgadner Dachsteinkalk.

Abschnitt einiges berichtet. Die dort gegebene Figur 2 (pag. 329) sei hier wiederholt und eine Profilskizze (Fig. 12 *a*), die durch den rechten, westlichen Teil der Figur gelegt ist, beigefügt.

Die karnischen Dolomite sind mit den altersgleichen Hallstätter Kalken doppelt verzahnt. Einmal ist gerade hier der direkte Übergang von einer zur anderen Gesteinsausbildung außerordentlich schön wahrnehmbar; daneben ist auf stets steil, doch unter rasch wechselnden Winkeln südgeneigten Flächen eine tektonische Überlagerung von Dolomit und Kalk durch eine zusammenhängende Masse von Hallstätter Kalken zu beobachten. Es liegt auf der Hand, eine ähnliche Trennungsfläche auch zwischen dem karnischen Sedimentstreifen und dem flach

[1]) Punkt 679 östlich des Pfannhauses bei Unken.

nordnordwestlich fallenden Dachsteinkalk des P. 679 anzunehmen. Tatsächlich muß nach der orographischen Sedimentverteilung, selbst wenn man annehmen wollte, daß die Höhe der vorgelagerten karnischen Schichten seit der Zeit der Überschiebung durch die Erosion um nichts vermindert wäre, eine wenigstens 30° südgeneigte Störungsebene vorliegen. Da nirgends innerhalb unseres Gebietes die Neigung der Schubsohle 12° übersteigt, muß eine Deutung dieser Trennungsfläche als Hauptbahn der gesamten Deckenbildung von vornherein zurückgewiesen werden. An diesem Resultat vermag auch das kleine Vorkommen von Hallstätter Kalk am Wegmacherhäuschen südlich der Unkenbachbrücke (P. 548) nichts zu ändern. Durch die im Jahre 1909 während des Straßenbaues neugeschaffenen Aufschlüsse ging nämlich klar hervor, daß die scharfflächige Ostwand des Roßbrandkopfes auch in die Tiefe fortsetzt, somit aller Wahrscheinlichkeit nach einer abschneidenden Verwerfung ihre Entstehung verdankt. Letztere Erklärung wird dadurch wesentlich gestützt, daß gelegentlich der Sprengungen 250 *m* südlich eine ganze Reihe parallelgerichteter saigerer Gleitflächen freigelegt wurden, von denen ich eine als N 45° W streichend und mit 70° NO fallend vermaß; sie war mit horizontalen bis 25° nach NW geneigten Rutschstreifen versehen. Der Hallstätter Kalk des Wegmacherhäuschens darf demnach als zurückspringende Fortsetzung des karnischen Streifens der Nordseite des Kopfes gelten. Alles dies sind Detailbeobachtungen, welche für ein richtiges Erfassen der Beurteilung der Gesamtbewegungen von erheblichem Werte sind.

Ähnliches wäre von dem kleinen Hügelchen am südlichen Unkenbachufer nördlich des P. 621 zu sagen (vergl. Profil 2, Tafel XXIV [II]). Im Bach sind verschiedentlich Werfener Schichten entblößt. Auf diese, die am Fuße des Hügels N 75 W streichen und mit 20—30° SW fallen, legen sich konkordant dunkle, bituminöse, nicht selten etwas kalkige und hornsteinführende Dolomite mit wulstigen Schichtflächen — die Reichenhaller Dolomite. Sie nehmen nach oben hellere, bräunliche Färbung an, werden schlechter gebankt und von zahlreichen Klüften durchsetzt, von denen eine O—W streichend und mit 80° S fallend die Bedeutung eines streichenden Senkbruches hat. Wie ihre Streifung (mit 60° nach O geneigt) dartut, hat eine schräge Senkung des südlichen Gebirgsteiles stattgefunden. Dies erklärt auch die auffallend geringe, kaum 15 *m* betragende Mächtigkeit des Ramsaudolomits, innerhalb dessen weitere, zum Teil flach südgeneigte Ruscheln auftreten; an der Kuppe des Hügelchens liegen bereits karnische Dolomite.

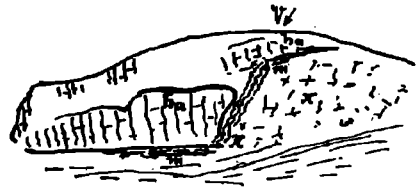
Trotz der zahlreichen Störungen darf die Bedeutung dieses Aufschlusses nicht unterschätzt werden. Zwischen Werfener und Ramsaudolomit sind hier mit vollkommener Schichtkonkordanz sedimentvermittelnde Dolomite normalerweise eingeschaltet.

Verwickelter sind die Verhältnisse in der Nähe des P. 621. Sowohl der Pfannhaushügel wie der erste im Westen sich anschließende sind kleine selbständige Sättelchen von Hallstätter Kalk; im NO ist NNO-Fallen mit 40—60°, im südwestlichen Teil jedesmal W bis

WSW-Fallen mit 20—30° festzustellen. Der mittlere der drei Hügelchen zeichnet sich dadurch aus, daß an seiner Ostseite den weißen und rötlichen Hallstätter Kalken dunkelschwärzliche Hornsteine und ganz spärlich dunkle Mergelkalke eingeschaltet sind, hier ohne jede Anzeichen eines mechanischen Kontakts. Am dritten, westlichsten Hügel kompliziert sich das Bild: die gleichen, dunklen, hier mit 30° südlichfallenden Mergelkalke und zertrümmerte graue Hornsteinmassen sind von mit 55° NO geneigten roten Hallstätter Kalken auf 20° westlich fallender Ebene überschoben. (Vergl. Fig. 13.)

Südlich des P. 621 findet sich eine Sohlquelle, und salziger Gips wie Salzton sind über eine kleine, sumpfige Anhöhe verstreut. Aber auch Fetzchen echter, glimmerreicher Werfener sind gar nicht selten, so daß die Zugehörigkeit dieses Haselgebirges zum Buntsandstein kaum in Zweifel steht. Zudem fand nach gütiger Mitteilung Herr G. Gillitzer gelegentlich der Kartierung des nach-

Fig. 13.



Hügelchen westlich Punkt 621 am Pfannhaus; Ostseite.

ha = Rötlicher Hallstätter Kalk. — *m* = Dunkler Mergelkalk. — *x* = Dunkles zertrümmertes Kieselgestein. — *v* = Verwerfung mit Schichtschleppung.

barlichen Achberges auf zirka 780 *m* Höhe unter den westlichen Abstürzen zusammen mit typischen Werfenern grüngraue kalkige Lagen mit Gipsknollen.

Es ist keine geringe Überraschung, wenn man südlich kaum 10 *m* über die Waldgrenze gegen die Pfannhauswand emporgestiegen, eine durch einen Bergschlipf geschaffene Entblößung findet, die typische Neokommergel aufgeschlossen hat. Sie lassen sich nur als erosionbefreites, gegenüber dem Gips etwas herausgehobenes Fenster des basalen Gebirges betrachten. Dann scheint auch jener als minder gehobene Staffelzone zwischen streichenden Verwerfungen einigermaßen verständlich; die karnischen Sedimente des P. 621 würden damit den tektonisch tiefsten Teil der Schollenstreifen darstellen.

Während die Sprunghöhen dieser Störungen ohne Annahme einer Deckenbildung ganz außerordentlich hoch angenommen werden müßten (Neokom an Buntsandstein), ist das Bewegungsausmaß bei Anerkennung jener erheblich reduziert.

Gegenüber dem bis jetzt behandelten Teil der Unkenbergscholle ist die untere Trias am Hagenberg beträchtlich herausgehoben. Sind doch hier die Werfener und graubräunliche Reichenhaller Dolomite bis zu 700 *m* Höhe anzutreffen. Nach frischer Pflügung der

Felder gibt die lebhaft ziegelrote Färbung ein untrügliches Kennzeichen für die Verbreitung der Werfener an die Hand. Der einzige, wirklich gute Aufschluß ist jedoch am Schubrand zu finden. In den roten und grünlichgrauen Schiefern maß ich hier gegen den Unkenbach zu SW-Fallen mit 30°; sie liegen auf hellen, hornsteinreichen Kalken des obersten „Neokoms", die zum Teil grobe Konglomerate und Sandsteinlagen eingeschlossen halten und vielleicht schon der mittleren (?) Kreide zuzurechnen sind.

Der Soderbichl besteht aus weißem oder lichtgrauem, ungebanktem, oft drusigem Ramsaudolomit, über dessen Lagerung zu dem nördlich sich anschließenden Rest von Hallstätter Kalk mangels irgendwelcher Aufschlüsse leider nichts beobachtet werden konnte; die gesamte Trias ruht dagegen zweifellos auf Neokom.

Die karnischen Sedimente des höheren Unkenberges sind von mindestens drei der nordsüdlich gerichteten Verwerfer durchfurcht, die ein Tiefersinken der östlichen Gebirgsteile bedingen. Besonders hübsch ist die Bewegung unmittelbar am Karrenweg zur Lofereralp zu beobachten an jener Stelle, wo in einem kleinen Sättelchen der Steig zum Liedersberg abzweigt. Östlich ist in niedriger Wandstufe Hallstätter Kalk mit seitlichem Übergang zu karnischem Dolomit entblößt, während westlich mächtige Dolomite ohne jede Spur des Hallstätter Kalkes in die Höhe ziehen.

Zwischen Sodergut und Daxköpfel (P. 930) ist der Schubrandausstrich aufs beste zu verfolgen. Das basale Gebirge besteht hier aus dunkelgrauen Hornsteinkalken, dünnschichtigen Mergeln, sandig braun witternden Kalken, in welchen ich südlich SO-Fallen mit 20—30°, nördlicher mit 50—60° maß. Die Hallstätter Kalke lassen nur am P. 930 selbst, wo ich N 65° O-Streichen und 40°ige Neigung nach SSO beobachtete, deutliche Schichtung erkennen, sonst sind sie durchweg ungebankt, von zahlreichen Klüften durchschwärmt und erinnern im ersten Augenblick recht an gewisse dichte Hierlatzvarietäten. Am interessantesten ist wohl die nordwestlich vorspringende Ecke der Kalke. Auf drei Seiten schießt das Neokom an diesem Deckenrest unter ihn ein und aus der Schubfuge dringt sprudelnd Quellwasser hervor.

Das basale Gebirge im Hammersbach besteht aus graugrünlichen Mergeln, die nur selten härtere, kalkreichere Bänke einschließen. Unmittelbar über dem kleinen Gehängeanschnitt am Steg über den Bach (P. 742), in dem ich N 40° O streichende, mit 20° SO fallende Kreide fand, stehen an der Nordseite des Baches bereits die mächtigen Bänke des karnischen Dolomits der Decke an. Da der Schubrandausstrich am Sodergut auf 760 *m*, am Hammersbach auf etwas über 742 *m* liegt, kann die Gleitbahn nur 3° südliche Neigung besitzen!

b) Tülernalp—Sodervokenscholle.

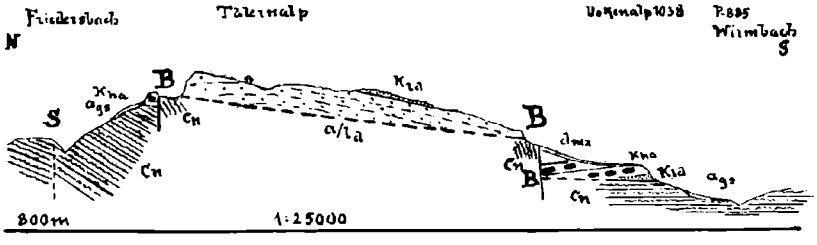
(Profil Taf. XXIV [II], Fig. 3; Taf. XXV [III], Fig. 1, 2; Textfigur 14.)

Dieser mittlere Teil des Saalachgebietes bildet seinen Bausteinen nach die natürliche Fortsetzung der Unkenbergscholle. Reichenhaller-, Ramsau- und lichtbunter karnischer Dolomit, verschiedene

Hallstätter Kalke in der Decke, Neokom im überfahrenen Untergrund sind überwiegend am Aufbau beteiligt. Doch treten in Basis und Decke einige weitere Schichtglieder hinzu, die in ihrer noch nicht völlig geklärten stratigraphischen Stellung die Deutung der ohnehin nicht einfachen tektonischen Verhältnisse erschweren. So sind am Dietrichshorn in erheblicher Mächtigkeit die unternorischen ? Lofererschichten und obernorischen ? oolithischen Dachsteinkalke des Lerchkogeltyp entwickelt, deren Zugehörigkeit zur Berchtesgadener Schubmasse jedoch wenigstens vollkommen gesichert ist. Dagegen gehören ebenso zweifellos zur basalen Unterlage die fraglich oberjurassischen, oft lebhaft gefärbten Kieselgesteine, welche hier ihre größte Mächtigkeit erreichen.

Tälernalprücken und Sodervokenscholle sind voneinander durch eine oft sekundär verschobene, doch annähernd WSW—ONO streichende Störungslinie getrennt, die zweifellos als Versenkungsbahn für den südlichen Gebirgsteil aufzufassen ist; derselbe Bewegungsmechanismus

Fig. 14.



c_n = Neokom. — d_{mz} = Moräne. — a_{gs} = Gehängeschutt.

Decke: $a/l\ddot{a}$ = Ramsaudolomit. — $kl\ddot{a}$ = Lichthunter Dolomit. — k_{ha} = Hallstätter Kalk. — S = Saalachwestbruch. — B = Schubfläche.

wiederholt sich am unteren Wirmbachufer längs einer parallel gerichteten Verwerfung. Es geben vor allem zwei Stellen für diese Deutung die nötige Sicherheit: einmal kommt (Textfigur 14) 250 *m* nördlich der Vokenalphütte (1038 *m*) unter dem Ramsaudolomit bereits auf 1090 *m* das basale Neokom heraus, während die Alpe selbst auf Hallstätter Kalk der Decke steht, deren Sohlfläche südlich der Hütte erst auf annähernd 970 *m* ausstreicht; es läßt sich demnach ein Senkbetrag von etwa 100 *m* vermuten. Zum anderen gibt der prächtige Aufschluß in der wilden Schlucht des Wasserfalles nördlich P. 959 (östlich der Hallensteineralm) zugleich ein Bild von der Gleitebene selbst. An ONO streichender, fast saigerer, doch häufig ausgebuchteter Wandfläche des karnischen Dolomits stoßen die fossilreichen roten und grünlichen, etwas mergeligen Pedatakalke mit 40—50° SO-Fallen ab; sie sind längs der Verwerfung aufs stärkste verdrückt und biegen sich etwas abwärts muldenartig in das normale NW-Fallen der Scholle um, so daß Verquälung und Muldung wohl als Folgeerscheinung der Schollenbewegung zu deuten ist.

Der Tälernalprücken stellt im ganzen betrachtet einen fast völlig durch Brüche isolierten Sattel von nordöstlich—südwestlichem Streichen dar. Die Aufwölbung geht einmal schon aus den auf der Karte eingetragenen Fallzeichen hervor, obwohl freilich die verschiedenen, mächtigen Dolomite des Rückens nicht überall sichere Bankung erkennen lassen. Es wurde östlich einer ideellen Sattellinie P. 1246 — Tälernalphütte — P. 1346 fast stets N—S bis N 20° O gerichtetes Streichen und östliche Neigungen von 45—85° gemessen. Spärlicher ist westlich jener anzunehmenden Achse das entgegengesetzte Fallen festzustellen, doch beobachtete ich fürs erste westlich P. 1346 WNW-Fallen mit 40°; dann sind an dem nordöstlichen Bergeck des Dietrichshörndls schon von weitem westlich fallende Schichtflächen mit 30—35° Neigung wahrzunehmen. Aber die Hauptmasse des Hörndls fällt, wie man sich von den Hornwiesmähdern oder besser vom Gföllhörndl aus überzeugen kann, flach südöstlich, so daß eine mäßig enge Schichtmuldung im Gipfelmassiv (Tafel XXV [III], Figur 2) vorliegen müßte. An dem als P. 1435 vermessenen Vorköpfchen ist sogar eine weitere, sattelartige Verbiegung der dünngebankten Kalke zu bemerken.

Gerade in der Mitte zwischen Vokenalp (1038 *m*) und dem Saalachwestbruch macht sich nun ein Sprung recht auffällig dadurch fühlbar, daß er von einem kleinen westlichen Nachbarn unterstützt, ein keilartiges Vordringen der Hallstätter Kalke in den Ramsaudolomit der Tälernalp veranlaßt. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese nordnordöstlich gerichteten Störungen östlich des Hörndls in die Dolomite hineinsetzen und die sattelartige Umbiegung der Schichten gegen West verwischen.

Wie dem auch sei, schon ein Blick auf die Karte muß in dem gleichmäßig verteilten Ausstrich der Schichtgrenzen am Tälernalprücken von dem Vorhandensein einer Antikline überzeugen, ganz besonders das Auftauchen der Reichenhaller Dolomite an der Basis des Ramsaudolomits längs des Sodervokenbruches nordwestlich Alp 1038. Schwärzlichgraue, bituminöse Dolomite und dunkle dolomitische Kalke, von glänzenden Spiegelflächen durchsetzt, erinnern recht an das gleiche Gestein vom Unkenbach nördlich P. 621. War dort die konkordante Auflagerung dieser Dolomite auf die Werfener gut zu beobachten, so sind hier die höheren Ramsaudolomite ebenso normal mit den liegenden Reichenhaller Dolomiten durch Übergänge verbunden. Fügen wir die Tatsache an, daß dieser Ramsaudolomit der Tälernalp aufs innigste mit den lichtbunten karnischen Dolomiten verknüpft ist, so zwar, daß stellenweise eine sichere Unterscheidung der beiden fast unmöglich wird; erinnern wir uns an den auch am Tälernalprücken häufig vorkommenden Übergang von lichtbuntem Dolomit zu karnischen Hallstätter Kalk und gedenken endlich der nahe des neuen Weges zur Hallensteiner Alm schön aufgeschlossenen, normalen Überlagerung der norischen Pedatakalke über die tieferen karnischen Hallstätter: so kann die wichtige Feststellung verzeichnet werden, daß Werfener, Reichenhaller-, Ramsau- und lichtbunter karnischer Dolomit,

karnischer Hallstätter und norischer Pedatakalk zweifellos normalerweise aufeinander sedimentiert wurden und ein und derselben tektonischen Einheit angehören.

Die Tälernalpscholle ist, wie mehrfach erwähnt wurde, fast allseitig von Brüchen umgrenzt. Westlich schneidet der Saalachwestbruch durch und versenkt sie gegen die basale Kreide der Hornwies- und Unkenbergmähder. Nordwestlich muß ungefähr parallel dem Rückwitterungsrand der steilen Dolomitwände ebenfalls ein Senkbruch verlaufen. Die beiden kleinen, aber interessanten Hügelchen nordwestlich von P. 1338 und P. 1246 lassen nur diese Deutung zu.

Das erstere der beiden liegt am Weg zur Tälernalp (Figur 14). An der nordöstlichen Ecke steht an 4 *m* hoch lichtrötlich weißer Hallstätter Kalk 30—40° SW fallend an. Westlich neben und über ihm baut sich mit gut beobachtbarem Übergang der lichtbunte Dolomit, hier grünlichgrau und schlecht gebankt, auf. Südlich hinter der Anhöhe kommen in sumpfiger Vertiefung dunkelgraue verquälte Mergel aus dem Boden heraus, gegen eine südwestlich verlaufende saigere Wand des Dolomits abstoßend.

Das tiefer gelegene felsige Köpfchen besteht ganz aus diesem Dolomit, der wieder mit 20° südwestlich geneigt ist. Hinter dem Hügel ist alles von Ramsaudolomitschutt vergriest, nur eine kleine Quelle lenkt die Aufmerksamkeit auf sich und ringsum ihr sieht man denn auch fettigen, grauen Ton und Reste von Mergeln, wie jene des höheren Vorkommens wohl dem basalen Neokom angehörig.

Die gleiche Senkbewegung wird an dem jähen Abbruch des Ramsaudolomits nördlich P. 1246 stattgefunden haben. Denn der steilen Wand sind karnische Dolomite und Hallstätter Kalke vorgelagert, die ihrerseits längs einer ostwestlich streichenden, saigeren Kluft von nördlich anstoßenden, rötlichen, knolligen Pedatakalken abgetrennt sind, welche mit 20—30° nach Süden einfallen. Sie liegen mit flacher Schubebene auf schwarzgrünen Hornsteinen, schwärzlichen Mergeln und rötlichen Kieselkalken des basalen Gebirges, während 20 *m* tiefer und etwas östlicher gegen den Hammersbach schon grünlichgraue Neokommergel anstehen.

Karnische Dolomite und Hallstätter Kalke bilden auch zum Teil reichlich verschüttet die Schwelle südwestlich des Langenmooses, über die der Verbindungsweg von diesem zur Tälern- und Sodervokenalp hinaufführt. So erhebt sich östlich des Weges in kleinen Felswänden lichtbunter Dolomit (30° SO fallend) mit schönen Übergängen zu weißen Hallstätter Kalken, in der Mitte dieses Rückens sind letztere bei N 40° O-Streichen saiger aufgerichtet und im südöstlichen Teil Pedatakalke mit 60—70° O fallend angelehnt.

Die eben geschilderten Schichtglieder sind sämtlich gegenüber dem Tälernalprücken als abgesunken zu bezeichnen, aber sie stoßen im Süden nicht an Sedimente der Decke, sondern überraschenderweise an basales Gebirge.

Zwischen Tälernalprücken und Vokenberg (Tafel XXIV [II], Figur 3; Tafel XXV [III], Figur 1, 2) zerlegen nämlich

eine Reihe ziemlich paralleler Verwerfungen das Gebirge in schmale Streifen verschiedenartigster Bausteine. Die östlichste dieser Störungen, zugleich Randbruch der Vokenbergscholle und deshalb erst später eingehend zu besprechen, ist dadurch ausgezeichnet, daß am Fuß ihrer bauchig verbogenen Bewegungsfläche ein schmales, oft unterbrochenes Band von Liashierlatz angelagert ist, an welches sich gleich die oberjurassischen (?) roten und schwärzlichgrünen Kieselgesteine meist intensiv zertrümmert und ohne deutliche Bankung schmiegen. Diese hier ziemlich mächtigen Schichten sind in der Rinne, die am nordöstlichen Eck des Hochtales westlich vom Vokenberg gegen NO hinabzieht, wieder innig mit weichen, grüngraulichen Mergeln verknetet, die Fukoiden eingeschlossen halten und dem Neokom des Hammersbaches täuschend ähnlich sind. Die Verwerfung, welche dieses basale Band gegen die nördlich angelagerten karnisch-norischen Hallstätter abtrennt, ist leider nicht gut beobachtbar, doch muß sie dem Gelände nach steil geneigt oder saiger sein. Das gleiche gilt von der Störung, welche den Streifen im West begrenzt; sie läßt sich als N 40° O streichend und steil W fallend bestimmen. Längs ihr schiebt sich ein schmaler Keil karnischen Dolomits, in dem ich NW-Fallen mit 70—80° maß, gegen Norden vor, wird aber, noch ehe er den Steg erreicht, von einem weiteren Sprung abgeschnitten, dem neben dem Vokenbergrandbruch die größte Bedeutung beizumessen ist. Er verläuft im nördlichen Teil zwischen karnischem (östlich) und Reichenhaller-, beziehungsweise Ramsaudolomit (westlich), norischem Hallstätter Kalk (östlich) und karnischem Dolomit (westlich), Hallstätter Kalk (östlich), Ramsaudolomit (westlich) zu den Wiesen der Vokenalp 1038, sodann südlicher zwischen Hallstätter Kalk (östlich) und karnischem Dolomit (westlich). Die Aufzählung dieser einander abstoßenden Sedimente wird zur Genüge bewiesen haben, daß stets der östliche Gebirgsteil in die Tiefe gegangen ist; dabei steht die Fläche der Gleitbahn nahezu saiger oder steil östlich geneigt, wie man sich zum Beispiel in der Schlucht östlich der Aiblalm (350 *m* östlich P. 1346) überzeugen kann. Diese wichtige Störungslinie vertieft südlich des Wirmbaches sogar ihre Bedeutung insofern, als längs ihr nun die Deckscholle des Loderbichls im Osten gegen basales Gebirge im Westen eingebrochen ist; auch die eigenartige Faistauer Bruchzone zwischen Neokom und Hallstätter Kalk liegt in der Verlängerung des gleichen Sprunges. Der ganze leicht geschwungene Verlauf, der stets gleichbleibende Bewegungsmechanismus (östliche Versenkung) bringt die Verwerfung in Parallele zum Saalachwestbruch und im Verein mit ihm bedingt sie die tiefe Lage der Schollen gegen die Saalach zu.

Der schmale Keil karnischen Dolomits, der sich zwischen basalem Kieselgestein und Reichenhaller Dolomit östlich der Tälernalp erhalten hat, kann als ein Ausläufer dieser versunkenen Schollen aufgefaßt werden, der zwischen zwei emporgepreßten Streifen eingequetscht liegt. Denn ebenso wie östlich der basale Untergrund hoch über das durchschnittliche Schollenniveau heraufgetragen ist, erscheint auch das kleine Band von Reichenhaller Dolomit zwischen karnischem und Ramsaudolomit herausgehoben. Die Kontaktfläche gegen den Ramsaudolomit ist fast saiger und streicht N 55° O; leider ist gerade

hier die Terrainzeichnung der Karte nicht detailliert genug, um eine vollkommen zutreffende Eintragung zu gestatten.

Es ist noch einiger Besonderheiten der Sodervokenscholle zu gedenken. Da der östliche Teil des über 2 *km* langen Deckenrandausstriches am Wirmbachnordufer leider verschüttet ist, läßt sich die östliche Neigung nicht völlig exakt bestimmen; immerhin kann diese zwischen P. 885 *m* und dem Waldrand westlich der Sodergutmühle auf etwa 10° geschätzt werden.

Sehr hübsch ist die sekundäre Kerbung des Schubrandes südwestlich der Vokenalp 1038 zu beobachten: an zwei kleinen Verschiebern springt das basale Neokom als sumpfige Wiese innerhalb des felsigen Abhanges der Hallstätter Kalke nordwärts vor.

Dem östlichen Teil der Sodervokenscholle kommt im allgemeinen flache Neigung der Schichten nach Norden zu; aber recht häufig hat eine intensive Verquälung der einzelnen härteren und weicheren Bänke stattgefunden und sogar in dem unterlagernden Dolomit sind zuweilen heftige Verfaltungen zu beobachten. Besonders kräftig kommen solche Verpressungserscheinungen in dem Graben östlich der Hallensteineralp, in welchem nördlich P. 959 die reichsten Funde in den Pedatakalken zu machen waren, zum Ausdruck. An dem neugesprengten Weg zur Hallensteineralp ist die ganze Folge der karnischen Dolomite und Hallstätter Kalke, welch letztere sich hier ganz allmählich aus ersteren entwickeln, aufs prächtigste entblößt, vor allem auch in den mittleren Horizonten der Hallstätter die hornsteinführenden, brekziösen Gesteine, deren Gefüge wohl auf Druckwirkung zurückzuleiten ist.

Diese lebhaften Wellungen setzen von zahlreichen Sprüngen begleitet jedenfalls östlich bis zum Vokenbergrandbruch fort. Das weglose, von hohen Wandstufen durchsetze, auf der Karte nicht zutreffend gezeichnete Gelände verwehrte es mir, eine ins Einzelne gehende Untersuchung der tektonisch wie stratigraphisch verwickelten Verhältnisse zu unternehmen. Nur über das eine vermochte ich Klarheit zu gewinnen, daß nämlich Sodervoken- ebenso wie Tälernalpscholle im Osten an steiler, tektonischer Trennungsfläche gegen das Dachsteinkalkmassiv des Vokenberges abgrenzt.

e) Prechler—Lieders—Vokenberg.

(Profile Taf. XXIV [II], Fig. 2, 3; Taf. XXV [III], Fig. 1, 2.)

Ein hauptsächlichstes Charakteristikum dieses Schollenblockes, dessen Zusammengehörigkeit schon landschaftlich sich kundgibt, ist in einer stratigraphischen Eigenheit begründet. Während in den bis jetzt behandelten Gebietsteilen die Schubmasse von unter- und mitteltriassischen Gesteinen gebildet wurde und bereits die norischen recht zurücktraten, sehen wir hier vor allem massige Dachsteinkalke des Reiteralmtyps verbreitet, neben welchen tieferstehende Schichten (karnische Dolomite) kaum in Betracht kommen, höhere (Liashierlatzkalke) auch heute noch einigermaßen von Bedeutung sind, früher jedenfalls weit ausgedehnter vorhanden waren. Die überfahrene Unterlage kommt in diesen tiefstversenkten Schollen der Saalachzone

naturgemäß nur spärlich ans Tageslicht, vorwiegend in Gestalt der ? oberjurassischen Kieselkalke; am Rande gegen die Unkenbergscholle zu sahen wir im Hammersbach auch Neokom entblößt.

Ein keilförmiger, bruchumrahmter Zwickel, in welchem der Weg von Hallenstein zum Langenmoos hinaufführt, bringt eine natürliche Trennung der gesamten Dachsteinkalkmasse zustande in einen nordöstlichen Teil, der die Berge vom Roßbrandkopf bis Liedersberg und einen südlichen, der Vokenberg und die Mauracher Hügel umfaßt, eine Trennung, welche auch, da tektonisch begründet, im folgenden benützt werden soll.

Die nordöstliche Schollenhälfte ist im großen ganzen als eine einzige, mäßig weit gespannte Sattelwölbung zu betrachten, die einerseits in das Achberggewölbe des Saalachostufers, anderseits in die Antikline der Tälernalp sich fortsetzt. Der Achberg ist ein im wesentlichen SW—NO streichender Sattel, der allerdings von zahlreichen Sprüngen durchsetzt wird, immerhin aber im südwestlichen Abbruch an den Uferwänden der Saalach ganz gut die Umbiegung der dicken Kalkbänke erkennen läßt. Am linken Ufer des Flusses besteht der höhere Teil des Roßbrandkopfes (P. 679) aus N bis NW fallendem Dachsteinkalk von 20—40° Neigung. Auch unter der Kniepaßrinne maß ich während der Straßensprengungen des Sommers 1909 N 35° O-Streichen, NW-Fallen mit 70°. Am südlich gegen die Saalach vorspringenden Felseck ist wie in den Südwänden des Prechlerberges dagegen flach südgeneigte Bankung an mehreren Stellen zu beobachten und im südwestlichen Teil der Pfannhauswand fand ich SO-Fallen mit 30°. Das gleiche Fallen herrscht ferner durchaus am Liedersberg (30—45°) und am Brentnerberg (Höhe P. 930; 20—40°) bis zu der keilförmigen Bruchzone gegen den Vokenberg. Umbiegung nach NW konnte ich nur mehr im nordwestlichen Abbruch der Pfannhauswand feststellen, am Liedersberg kommt sie nicht mehr zum Ausdruck.

Betrachtet man nun mit Berücksichtigung der eingetragenen Fallzeichen die Karte, so ergibt sich die interessante Tatsache von allgemeinerer Bedeutung, daß die ideelle Achse des Gewölbezuges vom Achberg (nordnordost bis nordöstliches), über Pfannhauswand und Liedersberg (ost—westliches) zur Tälernalp (fast nord—südliches Streichen) nahezu in ganzer Sinuskurve gedreht ist, eine Beugung, die noch viel stärker in Erscheinung treten würde, wenn man sich am Liedersberg das fehlende nördliche, der Erosion zum Opfer gefallene Sattelstück ergänzt denkt. Die starke Verzerrung der Sattelwelle ist aber auch jetzt noch unverkennbar.

Im einzelnen herrschen, vom Liedersberg abgesehen, ziemlich einfache Verhältnisse. Von den nordwestlich streichenden Verschiebern am Saalachufer, die in zahlreichen parallelen, steil Ost fallenden Bahnen mit schwach nordwest geneigter Streifung vom neuen Straßenbau erschlossen wurden, ist bereits früher berichtet worden. Auch die auffallend glatte Wand, die in gleicher Richtung südwestlich des Ruinenhügels den Pfannhausberg begrenzt, wird wohl ähnlicher Entstehung sein. Die nördlichen schroffen Abstürze dieses Berges zeigen bei eingehender Betrachtung eine ganz interessante Bewegungsmechanik. Ältere bauchige, oft überhängende, ostwestlich streichende

Flächen werden von sekundären N 15—35° O streichenden saigeren Verschiebern durchschnitten, so daß im westlichen und mittleren Teil jedesmal die östliche Wandflucht etwas gegen die westliche nach Norden vorgeschoben erscheint. Parallel der ostwestlichen Richtung setzen mächtige Klüfte in den Berg hinein und lösen gewaltige Felsmassen ab, deren Einsturz das Material zur Verschüttung des Vorlandes liefert. Welch gewaltiges Ausmaß diese aneinandergereihten Sturzbahnen erlangen können, bezeugen zahlreiche Blöcke von Liashierlatz, die einstens den Hammersbach übersprangen und nun bei P. 742 am Karrenweg zur Lofereralp verstreut sind. Inwieweit die ostwestlichen Wandklüfte als Senkverwerfer zu gelten haben, entzieht sich leider infolge der mächtigen Verschüttung bis heute der Beobachtung. Es ist jedoch nicht unmöglich, daß in dem Moränenzipfel, der auf der Karte gegen die Einsattlung von Lieders- und Pfannhausberg vorstoßend verzeichnet ist, noch einmal wichtige Aufschlüsse erhalten werden könnten; sieht man ja bis zu 760 *m* einen oberflächlich mit Moräne überkleideten, sumpfigen Streifen emporziehen, bei dessen fettem, graugrünlichem Boden man alle Augenblicke anstehendes Neokom erwartet.

Viel günstiger aufgeschlossene, aber recht verwickelte Verhältnisse bietet der Liedersberg dar. Es ist nicht leicht, aus der Fülle tektonischer Linien an dessen Westrand die Bewegungsmechanik der Scholle selbst abzuleiten. Von meinen Einzelbeobachtungen möchten folgende von Wert sein.

Die Hauptmasse des Berges besteht aus den oberen Horizonten des Dachsteinkalkes (Reiteralmtyp), der hier reichlich rote Putzen und Schlieren eingeschlossen hält und vielleicht zum Teil rhätisches Alter besitzt; gelegentlich fand ich auch im südöstlichen Teil kleine Erosionsreste von hierlatzähnlichem Kalk. Dieser Dachsteinkalkklotz ist nun gegen NW ein geringes Stück über eine abgesunkene Masse von Liashierlatz geschoben auf äußerst wechselvoller Gleitbahn, die nur selten 25—45°, meist gegen 60—80° südöstlich geneigt, dabei auf das mannigfaltigste verbogen und von jüngeren, saigeren, meist N—S bis N 40° W streichenden Sprüngen gekreuzt und verschoben ist. Häufig wird die steilwandige Störung streckenweise senkrecht, ein Vorgang, der am südwestlichen Rand des Liedersberges offenbar von Dauer ist. Die anliegenden Hierlatzschichten fallen mit deutlicher Diskordanz zum Dachsteinkalk ein, sind an der Gleitbahn stark zerpreßt, von Kalkspat durchsetzt und druckschieferig. Diese Überwältigung der Hierlatzgesteine ist vor allem am Westrand der Gipfelkuppe, sodann besonders schön an der markanten Ecke in der Nordwand des Berges erschlossen, wo ich ostsüdöstliches Fallen der Fläche mit 30—40° maß. Aber rasch wird östlich am Fuß der Abstürze der weitere Ausstrich von Bergschutt bedeckt und am Steig zum Liedersberg ahnt man nichts mehr von der interessanten Massenverschiebung.

Längs einer N 20° O gerichteten Störungslinie ist ein kleiner Streif des westlichen Liedersberges versenkt und dadurch ein Stück Dachsteinkalk von der Hauptmasse abgetrennt erhalten worden. Auch an diesem läßt sich, wenn auch weniger deutlich, längs seines westlichen Randes die anormale An- und Auflagerung zu Liashierlatz beobachten.

Der äußere Saum des Berges ist im Norden und Westen wesentlich durch Kombination von Verschiebern mit steilen, bauchigen Wandstücken gegeben. Die beiden Sprungrichtungen von N 20° O und N 20—40° westlichem Streichen kehren dabei verschiedentlich wieder. Während nun am ganzen Nord- und Nordwestrand der Fuß der Wände verschüttet liegt, tritt am westlichen und südwestlichen der basale Untergrund frei zutage. An der Gabelung des Hammersbaches (840 *m*) und im unteren Teil des zum Langenmoos führenden Grabens stehen weiche Neokommergel an, während höher, dicht unter der Brücke am Langenmoosgatter graue, fleckige Kieselkalke und rote oder schwarze Hornsteine zum Vorschein kommen. Letztere ziehen dann gegen den Liedersberg bis zu 915 *m* Höhe herauf und sind zweifellos von der Masse dieses Berges überschoben, ohne daß jedoch an irgendeiner Stelle ein meßbarer Kontakt zu finden wäre. Dagegen sind am Langenmoosrand selbst in einem kleinen Tälchen dieselben Gesteine von der Decke befreit, ein gutes Stück in das Innere derselben zu verfolgen und die Grenzfläche zwischen den eben geschilderten und dem Lias, der südliches bis ostsüdöstliches Einfallen mit 20—40° besitzt und diskordant gegen die Unterlage abstößt, ist fast horizontal zu nennen. Wären beide Vorkommen der basalen Sedimente durch keinen Bruch getrennt, so würde, wie an der Unkenbergscholle, eine geringe nördliche Neigung der Schubebene vorliegen.

Wenn die Deutung der Kieselgesteine als oberer Jura zutrifft, müßte ferner zur Erklärung ihres Lageverhältnisses zum Neokom entweder eine weitere Überschiebung der ersteren auf die Kreidemergel des Hammersbaches oder mindestens eine vollkommene Überkippung der Schichten angenommen werden. Da in den fraglichen Sedimenten nirgends Schichtung wahrnehmbar ist, kann bei ihrer wenig gesicherten stratigraphischen Stellung eine Entscheidung für die eine oder andere Möglichkeit nicht getroffen werden. Jedenfalls ist aber mit Nachdruck auf die vollständige Verschiedenheit der tektonischen Trennungsebenen von Dachsteinkalk zu Lias und Lias zu Kieselkalk hinzuweisen; während letztere eine fast horizontale Schleifbahn darstellt, ist die ersterwähnte Kontaktfläche in der Regel sehr steil geneigt, um gegen Südost direkt zu saigerer Verwerfung zu werden, ein Kontrast, dem die wirkenden Kräfte entsprechen müssen. Für eine Vermutung, als ob auch unter dem gesamten Dachsteinblock des Liedersberges ein überfahrener Liasstreif zu denken wäre, lassen sich keinerlei Beobachtungstatsachen gewinnen.

Der Brentnerberg (P. 930) besteht im Gegensatze zum Liedersberg fast ganz aus Dachsteinkalk. Bei der gleichen Schichtneigung und in Erinnerung der Tatsache, daß am Liedersberg die höchsten Horizonte des Dachsteinkalkes verbreitet sind, während am Brentnerberg erst auf seiner südwestlichen Seite bei 830 *m* normale Überlagerung durch Hierlatz erfolgt, wird wohl, nachdem von einer Flexur nichts zu sehen ist, an eine Heraushebung des Brentnerberges zu denken sein. Sicher ist dieser Vorgang an der südöstlichen Flanke dieser Höhe auf etwa 800 *m* zu beobachten, wo an offen aus-

streichender, nahezu senkrechter Verwerfung von nordöstlicher Richtung Dachsteinkalk gegen westlich abstoßenden Lias emporgetragen erscheint.

Eine gleiche Heraushebung liegt auch scheinbar im westlichen Teil der zwischen Brentner- und Vokenberg verklemmten Zone vor. Zwischen weithin verfolgbaren Dachsteinkalkwänden ist in der Runse, welche von der am Hallensteinerweg gelegenen Bergwiese gegen Westen heraufzieht, stark zertrümmerter lichtbunter Dolomit emporgequollen. Vermutlich als dessen Basis darf das kleine Vorkommen schwärzlichen Hornsteines betrachtet werden, das gegen das südliche Wiesenende am Waldrand sich zeigt. Gleich nördlich davon finden sich Bänke von Hierlatz, der in bedeutenderer Mächtigkeit weiter abwärts neben und im Bache mit 20° SSW fallend ansteht. Zieht man nun in Betracht, daß die südlich angrenzenden Massen des Vokenberges nordöstliche und ostnordöstliche Neigung aufweisen, so könnte man zunächst an eine muldenförmige Umbiegung mit erhaltenem jüngerem Schichtenglied im Muldentiefsten glauben. Daß tatsächlich die Bewegungen recht eigenartige waren, beweist fürs erste schon die Art der Störungen jener Bruchzone. Die nördliche den Brentnerberg abtrennende ist freilich an einigen Stellen als O—W streichend und saiger erschlossen; die südliche dagegen, am Südufer der tiefeingenagten Bachrinne zwischen 620 und 680 *m* näherer Untersuchung zugänglich, hat den Charakter steiler Überschiebung von Dachsteinkalk auf Hierlatz bei südgeneigter Gleitbahn von rasch wechselnder Neigung (Tafel XXIV [II], Figur 2).

In ausgeprägter Felsstufe zieht diese Störung mit westnordwestlicher Richtung in die Höhe stets auch da, wo sie an den schmalen Dolomitstreif stößt, mit gleicher Bewegung begabt. Lias konnte ich zwar bis zu der nördlichen Ecke des Vokenberges am schuttverhüllten Fuß des schwer zugänglichen Absturzes nicht mehr auffinden, aber am ganzen westlichen Rand säumen bald zusammenhängende und zu einigen Metern Mächtigkeit anschwellende, bald auf 1 *m* Ausstrichbreite und darunter reduzierte Partien von starkgepreßtem, kalzitdurchadertem Hierlatzkalk den Bruch. Und stets bleibt die Mechanik der Störung die gleiche: ausgebauchte und verbogene, nicht selten senkrechte Wandstücke wechseln mit Strecken, wo Dachsteinkalk mit 40—80° bergwärts geneigter Fläche auf Lias liegt. Klettert man dagegen über den meist 40 *m* hohen westlichen Abbruch des Rückens empor, so trifft man überraschenderweise oben selbst nur tiefe Horizonte des Dachsteinkalkes; die Putzenkalke fehlen vollständig. Kleine, meist nordsüdlich gerichtete Verschieber durchkreuzen häufig den Randbruch, ohne erheblichere Bedeutung zu erlangen.

Gleichen diese Lagerungsverhältnisse somit fast in allen Zügen jenen vom Liedersberg geschilderten, so ist bezüglich des vorgelagerten Streifens basaler Kieselgesteine hier eine Änderung insofern festzustellen, als eine flache Auflagerung des Lias und Dachsteinkalkes auf jene mit der orographischen Lage der Sedimente nicht in Einklang zu bringen ist. Doch konnte ich leider mangels genügend günstiger Aufschlüsse keine exakten Untersuchungen über die Grenz-

fläche von Hornsteinschichten und Lias anstellen (Tafel XXV [III], Figur 1, 2).

Der westliche Randbruch des Vokenberges erhält östlich P. 1154 dadurch eine starke Verschiebung, daß der wichtige, ostwestlich verlaufende Sprung, der Tälernalprücken und Sodervokenscholle trennt, auch in den eigentlichen Vokenberg sich fortsetzt. Eine an die 20 *m* hohe Wand von Dachsteinkalk verrät die Störung. Hierauf nimmt der Randbruch südöstliche Richtung an und zieht stets von mächtiger Wandflucht des Dachsteinkalkes begleitet rasch zu Tal. Auf 800 *m* schneidet ihn jedoch wieder eine dem Sodervokenbruch parallele Verwerfung mit N 60° O-Streichen ab und ruft eine weitere Verschiebung desselben nach Osten hervor. Unmittelbar westlich des auffallenden Felsköpfchens (P. 750) westlich Hallenstein erscheint die frühere meridionale Richtung des Randbruches aufs neue und hier tritt auf einmal auch der Lias wieder an der Basis des Dachsteinkalkes und steil von diesem überragt auf. Der nordsüdliche Verlauf erweist sich nun nach einer kleinen Zurückverschiebung gegen West in der Fortsetzung bis zu den Mauracher Hügeln aushaltend, doch scheint jetzt, wie aus den Aufschlüssen im untersten Wirmbach abzuleiten ist, eine Änderung in der Art der Störung insofern eingetreten zu sein, als hier offenbar nur mehr ein gewöhnlicher, nahezu vertikaler Senkbruch vorliegt, längs dessen östlich Lias und Dachsteinkalk gegen karnische Gesteine auf basalem Gebirge niedergebrochen sind, ein Vorgang, wie wir ihn schon am Südrand des Liedersberges kennen gelernt haben.

Neben diesen randlichen Steilschüben verdienen zwei weitere wichtige Erscheinungen besonderes Interesse: einmal die flachsattelförmige Auftreibung der Schichten mit westnordwestlicher Achse, dann der Kontakt der karnischen und norischen Sedimente des Berges.

Bereits im nordöstlichsten Eck läßt sich dicht an der Fahrstraße in einem Wasserriß nordöstliches Fallen mit 50° messen. Zwischen hier und Hallenstein zeigt das Hügelchen von P. 590 längs der Straßenböschung deutliche Sattelbiegung in gutgebanktem, lichtbuntem karnischen Dolomit (Tafel XXIV [II], Figur 2). Steigt man nun hinter Hallenstein den neuerbauten Holzabfuhrweg zum Vokenberg empor, so tritt man nach kurzer Verschüttung sofort wieder in die gleichen Dolomite ein (680 *m*); nördlich über ihnen läßt der Dachsteinkalk ONO-Fallen mit 20—30° erkennen. Südlich ist am Weg der Kontakt von Dolomit zu letzterem schön entblößt Schritt für Schritt zu verfolgen; es handelt sich um vollständig normale Überlagerung der jüngeren kalkigen auf ältere dolomitische Sedimente mit einer schmalen Zwischenzone indifferenter Übergangsgesteine.

Der Weg führt jetzt in vielen Kehren aufwärts. Auf 900 *m* mißt man über dem vorspringenden Felsköpfchen im Dachsteinkalk Neigung nach SSW von 30—40°. Da kommt man überraschenderweise von 960 *m* an wieder in karnische Dolomite, die bis gegen 940 *m* aushalten, wo sie flach ohne jede Störung vom Dachsteinkalk überdeckt werden. Erst jetzt bleibt die Masse dieses Kalkes in Zusammenhang. Zieht man nun in Betracht, daß in höheren Teilen des Berges

gegen Süden zu stets flaches SW—SSW-Fallen (bei P. 1255 zum Beispiel von 10°) zu beobachten ist, während nach Norden zu etwas steileres O-Fallen herrscht, so läßt sich dies zweifellos am leichtesten mit der Annahme erklären, daß eine flache, westnordwestlich verlaufende Sattelwölbung vorliegt, als deren Kern die den Dachsteinkalk normal unterlagernden karnischen Dolomite zum Vorschein kommen. Die Wiederholung dieser Dolomite in so bedeutender Höhe über einen zwischengeschobenen Kalkstreif erklärt sich aber einfach durch eine nordöstlich streichende Verwerfung, längs welcher ein östliches Stück des Sattels in die Tiefe gegangen ist. Nach den orographischen Verhältnissen dürfte man kaum fehlgehen, wenn man den Sprung in der Verlängerung des Bruches sucht, der den westlichen Vokenbergrandbruch in seinem unteren Drittel etwas nach Osten verschoben hat, zumal ja der nordöstlich gerichtete Verschiebungssinn der Störung auch im Ausstrich der Vokenbergdolomite deutlichst sich kundgibt.

Das Eigentümliche der Vokenbergantiklinale liegt in der Streichrichtung dieser Welle, die ganz aus dem Rahmen der gewohnten Faltungsachsen des Saalachgebietes zu fallen scheint. Erinnern wir uns jedoch der sinuösen Beugung des Achberg—Liedersberg—Tälernalpsattels, so ordnet sich die neue Richtung als ein stärker gedrehtes Stück der Tälernalpkurve bei.

Das andere Resultat meiner Aufnahme verdient an dieser Stelle schon nachdrückliche Würdigung. Nachdem Unkenbergscholle und Tälernalprücken bewiesen, daß die Decksedimente vom Buntsandstein bis zum norischen Hallstätter Kalk aufeinander abgelagert, ein und derselben tektonischen Einheit angehören, wird durch die schönen Aufschlüsse des Vokenberges auch die Beziehung zwischen lichtbuntem karnischen Dolomit und Berchtesgadener Dachsteinkalk klargestellt. Über den gleichen Dolomit, den wir an so vielen Stellen in faziellem Übergang zu karnischen Hallstätter Kalken sahen, welch letztere wieder in der Sodervokenscholle normal von norischen Pedatakalken bedeckt sind, liegt am Vokenberg ebenso ungestört in schönstem Sedimentationskontakt der mächtige Dachsteinkalk des Reiteralmtyp, seinerseits wieder von Liashierlatz überlagert.

Trotz mancher sekundären Massenzerspaltung gelang es also durch Kombination der Befunde nachzuweisen, daß von der untersten Trias bis zum Lias in der Schubmasse einheitlicher Charakter herrscht.

d) Loderbichlscholle.

(Profile Taf. XXIV [II], Fig. 3; Taf. XXV [III], Fig. 1, 3 und Textfigur 16.)

Die Zone vorwiegend karnischen Gesteins zwischen Wirmbach, Faistau, Loderbichlgut und Mauracher Hügel ist als die durch eine Senkverwerfung von der Sodervokenscholle abgetrennte Fortsetzung der letzteren anzusehen.

Am Weg vom Sodergut zu den Vokenalmen steht auf 700 *m* kurz vor der Abzweigung des neuen Hallensteineralpweges schwarzer, splittriger Hornstein an und rote und grünliche Kieselkalke sind auch im untersten Teil jenes neuen Steiges sichtbar; von 810 *m* an ist längs des Wirmbaches das basale Neokom aushaltend. Das ganze Nordufer gehört somit dem deckenbefreiten Untergrund an.

Es überrascht daher zunächst, wenn man dicht unter den oben erwähnten kleinen Vorkommen der Kieselgesteine an der steilen Böschung wieder Felsstufen von lichtbuntem karnischen Dolomit findet. Im Wirmbach selbst trifft man gleich westlich des engen Spaltes, den das Wasser auf 620 *m* in schön marmorierten Hierlatz genagt hat, auf grauschwarze, gequälte Schiefer, die ein Stück bachaufwärts von karnischem Dolomit bedeckt, das heißt überschoben sind; denn jene müssen ihrem petrographischen Charakter nach dem basalen Neokom zugerechnet werden. Doch steigt man kaum 100 *m* im Dolomit aufwärts, um aufs neue in schwarze, zerpreßte Mergelschiefer und Kalke mit Hornsteinen zu gelangen, die am Südufer von einer scharfkantigen Hornsteinbrekzie überdeckt werden, über welche dann eine kleine, ebenfalls stark zertrümmerte Partie von Hallstätter Kalken liegt. Die schwärzlichen Gesteine begleiten eine ziemliche Strecke lang den Bach aufwärts und halten bei 690 *m* nahe des unteren Wasserfalles auch einmal einen Klotz von rötlich- und weißgeflecktem Krinoideenkalk (Hierlatz?) eingequetscht. Auf 700 *m* überquert der lichtbunte Dolomit, der bisher nur im Gehäng des Nordufers in kleinen Wandstufen sichtbar wurde, den Bach (unterer Wasserfall) und säumt von jetzt auch das südliche Ufer. Bis zum mittleren Wasserfall (770 *m*) und noch ein kleines Stück westlicher hält der Dolomit bei gelegentlichen Einschaltungen von Hallstätter Kalk an, bis man auf 810 *m* das basale Neokom betritt, welches ununterbrochen bis zum oberen Fall durchstreicht.

Die eben geschilderten Verhältnisse lassen sich unter der Annahme zweier Verwerfungen leicht erklären. Eine ostwestlich gerichtete Störung muß unmittelbar südlich der beiden eingangs erwähnten Vorkommen der Kieselgesteine das südliche Gebirge versenkt haben. So gelangt man absteigend doch wieder in den Dolomit der Decke, der stellenweise durchfressen ist, so daß der wirkliche Untergrund sichtbar wird. Daß die Aufschlüsse der basalen schwarzen Mergel im Bach verdoppelt sind, ist von einer weiteren kleinen Versenkung des östlichsten Deckenzipfelchens längs eines nordsüdlich streichenden Sprunges verursacht, dessen Richtung sich ja kaum 250 *m* östlicher in dem wichtigen randlichen Senkbruch der Vokenberg-Maurachscholle wiederholt.

Auch die westliche Begrenzung der Loderbichlscholle befindet sich nach dem geradlinigen Abschneiden der Dolomite in Störungsparallelität. Daß dieser Bruch als Verlängerung der die Tälernalp- und Sodervokenscholle in gleicher Richtung durchsetzenden Senkverwerfung zu gelten hat, wurde oben schon vermerkt. Leider ist das basale Gebirge im Westen stark von Moränen überkleidet, so daß nur unzusammenhängende geringe Aufschlüsse bald in den Kreideschichten, dann wieder in den ? oberjurassischen Kieselgesteinen vor-

handen sind. Auch zwischen Faistau und Loderbichlgut ist der Kontakt von Hallstätter Kalk zum hochliegenden Untergrund nicht besser erschlossen, doch scheint aus der Verbreitung der Sedimente mit einiger Sicherheit hervorzugehen, daß die Störung stets als Einbruch des östlichen Gebirgsteiles längs steiler Gleitbahn aufzufassen ist. Die Linie müßte sich wohl in der Richtung auf die nördlichsten Häuser von Lofer fortsetzen, da unmittelbar nördlich des Gendarmeriegebäudes an der neuen Straße knollige, graue und rötlich-gelbliche Hallstätter Kalke doch wohl anstehend getroffen werden, während inmitten des kleinen Wiesenhanges bei P. 830 aus dem grünlichgrauen, fetten Boden mehrfach Neokomgesteine hervorsehen.

Der Eigenbau der Loderbichlscholle birgt noch manches rätselhafte in sich. Das schnelle Anschwellen und Wiederverschwinden der lichtgefärbten, silexführenden Hallstätter Kalke inmitten der lichtbunten Dolomite dürfte kaum überall auf Fazieswechsel zurückzuführen sein, sondern kleine Verfaltungen und zahlreiche Sprünge werden das Gebiet durchsetzen, in dem im allgemeinen von zwei Stellen mit nordwestlichem, beziehungsweise westlichem Fallen abgesehen mäßig östliche Neigung der Schichten herrscht.

c) Basales Gebirge von Faistau und der Postalp (P. 1207) mit Gföllhörndl, Lerchkogel und kleineren Schubinseln.

(Profile Taf. XXV [III], Fig. 3; Textfigur 6, 10, 15, 16.)

Die Hänge zwischen Wirmbach, Braugföll und Lofer sind für den aufnehmenden Geologen recht unerfreulich. In der nördlichen Hälfte schauen unter der Moränendecke nur vereinzelt Stücke des Untergrundes hervor, in der südlichen ist die Verschüttung eine so allverbreitete, daß die wenigen und meist schlechten Aufschlüsse bald aufzuzählen sind.

Immerhin läßt sich ein Bemerkenswertes auch diesen mißlichen Verhältnissen entnehmen: so unvermittelt tauchen kleine oder größere Partien von Berchtesgadener Trias inmitten eines Gebietes jüngerer Gesteine auf, daß ein Deutungsversuch ohne Annahme eines Schubvorganges schwer verständliche Gebirgsbewegungen voraussetzen würde. Dagegen bringt die Überzeugung, daß diese Triasreste lediglich Überbleibsel einer erosionzernagten Decke seien, eine so einheitliche Erklärung, daß darauf immerhin in einer Gegend, wo der Schubraudausstrich selbst verhüllt wird, Wert zu legen ist.

Das basale Neokom besitzt hier scheinbar recht erhebliche Mächtigkeit, doch ist nicht außer acht zu lassen, daß mehrfach flache Wellen von unregelmäßiger Streichrichtung das Gebiet durchziehen. So maß ich westlich des Loderbichlgutes steiles Ostfallen, am Lofereralpweg von 1060—1100 *m* westliche, beziehungsweise südsüdwestliche Neigungen von 20°, dann wieder bei P. 1169 N 60° O-Streichen und 25° Fallen nach SO; auch im Wirmbach ist häufig rasche Änderung in Streichen und Fallen zu beobachten.

Daß die Schichten alles andere wie ungestört oder gleichmäßig geneigt gelagert sind, geht schon aus dem bunten Gemenge der ein-

zelnen Neokomgesteine hervor. Die grünlich grauen tonreichen Mergel sind am weitesten verbreitet, werden aber nicht selten durch schwärzliche, hornsteinführende Mergel ersetzt, die mit ebenfalls dunklen mergeligen Kieselkalken verknetet sind und am Lofereralpweg einen *Aptychus* enthielten. Daneben sind kaum minder häufig die bräunlich witternden sandigen Kalke anzutreffen und selbst die groben Brekzien und Konglomeratbänke der Schüsselmulde und des unteren Unkenbaches kehren sowohl am mittleren Wirmbach wie bei P. 1169 und in der Nähe des Loderbichlgutes wieder. Daneben tauchen zwar stets in geringer Menge doch an den verschiedensten Punkten verstreut die ? oberjurassischen Kieselgesteine wieder auf, von welchen die am Loferalpweg sich befindlichen im stratigraphischen Teil schon eingehende Besprechung fanden [1]).

Von kleineren Erosionsresten der Decke ist zunächst der lichtbunte Dolomit der Braugföllalp zu erwähnen, den man in charakteristischer Gesteinsausbildung südöstlich der Hütten, aus dem Schutt kaum hervorragend, findet. Denselben Dolomit traf ich inmitten der Bergsturzmassen westlich der Wiese des P. 830 mit 30° SSO-Fallen an. Südlich des Loderbichlhofes fällt sodann in den zugehörigen Wiesen eine kleine Felswand auf, die aus hellweißem oder rötlichem knolligen Hallstätter (?) Kalk mit 30° ostnordöstlicher Neigung besteht. Sicherer Hallstätter Kalk liegt am südlichen Wirmbachufer auf 840 bis 80 *m* Höhe westlich der randlichen Verwerfung der Loderbichlscholle ringsum von jungen Schichten des basalen Gebirges umsäumt.

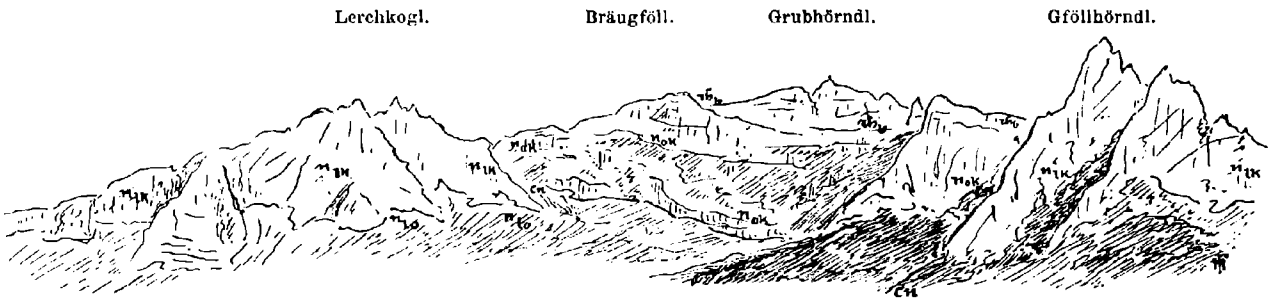
Genau dieselbe Bedeutung wie diesen unscheinbaren Triasresten muß nun auch der etwas größeren Masse des Gföllhörndls zukommen (Tafel XXV, [III], Figur 3 und Textfigur 6). Im Westen schneidet eine dem Saalachwestbruch parallele Senkverwerfung den 30—40° NNW geneigten Dachsteinkalk (Lerchkogeltyp) saiger ab, längs welcher der ganze Gipfel eine allerdings nur unbedeutende Einsackung in den Untergrund erfahren hat. Aber im Nordosten sehen wir an der Alp 1169 die Kreide hoch gegen das Hörndl heraufziehen und ebenso stehen am südöstlichen Fuß über der Braugföllalp typische Mergel, sandige und brekziöse Kalke des Neokoms bis zu 1350 *m* Höhe an. Allseitig somit von den basalen jugendlichen Schichten umringt, müßte an eine geradezu den alten vulkanischen Hebungstheorien folgende Massendurchbohrung gedacht werden, wollte man die außerordentlich natürliche Deutung des Berges als Schubrest ablehnen.

Und Gleiches wird endlich bei dem allseitig von Bergschutt umhüllten Lerchkogel zu Recht bestehen, der aus einer Reihe von Gründen trotz seiner Isolierung eingehendere Würdigung verdient.

Der südwestliche Saum kann nach dem Verhältnis seines Verlaufes zu dem Ausstrich der Kreidemergel, die an zwei Stellen mit 30—45° südlicher Neigung aufgeschlossen sind, nicht als normaler Schubsand gelten, sondern muß durch eine dem Saalachwestbruch parallele, aber reich gestaffelte Verwerfung erklärt werden, die vollkommen analog jenem Sprung von der Gföllhörndlwestseite eine Versenkung der östlichen Gebirgsmasse bewirkt hat. (Vergl. Textfigur 10.)

[1]) Vergl. pag. 392, Figur 12.

Fig. 15.



Kessel der Bräugföllalp.

n_{ok} = Bayrischer Dachsteinkalk.
rh_b = Buntes Rhät.
cn = Neokom.
n_{lo} = Loferer Schichten.
n_{lk} = Lerchkogldachsteinkalk.

Dagegen dürfte wohl der nördliche und nordöstliche Wall als normale Erosionskante eines zurückwitternden Schubrandes zu deuten sein. Fehlen doch hier im Streichen konstante glatte Wandstücke und zudem fand ich ungefähr in der Mitte des ganzen Abbruchs nahe des Ansatzes der 1040 *m*-Kurve einen allerdings winzigen Aufschluß in einer steilen Runse, in welcher unmittelbar unter den Loferer Schichten aus grauem fettem Boden kleine Mergelstückchen herauszulesen waren, die recht gut für Neokom gelten könnten. (Vergleiche Figur 16.)

Fast am ganzen nördlichen und östlichen Rand des Lerchkogels bilden die eigenartigen, dünngebankten, zum Teil mergeligen Loferer Schichten die Basis des Dachsteinkalkes und zwischen beiden Schichtgliedern sind keine Anzeichen einer tektonischen Trennungsfläche vorhanden. Der Lerchkogel ist demnach als einheitlicher Deckschollenblock der Berchtesgadener Schubmasse zu betrachten, der auf einer Seite durch Verwerfung begrenzt und in den basalen Untergrund eingebrochen, in seiner Gesamtheit auf fremder Sohle schwimmt. Daß die Sonderfazies der Loferer Schichten und des Lerchkogeldachsteinkalkes als eigene Differenzierung der Berchtesgadener Decke aufgefaßt werden darf, geht aus den Verhältnissen am Dietrichshorn hervor, wo die fraglichen Sedimente den lichtbunten karnischen Dolomit normal überlagern und auch am Loferer Kalvarienberg liegen sie ja offenbar konkordant den hellfarbenen, hornsteinführenden knolligen Hallstätter Kalken karnischen Alters auf.

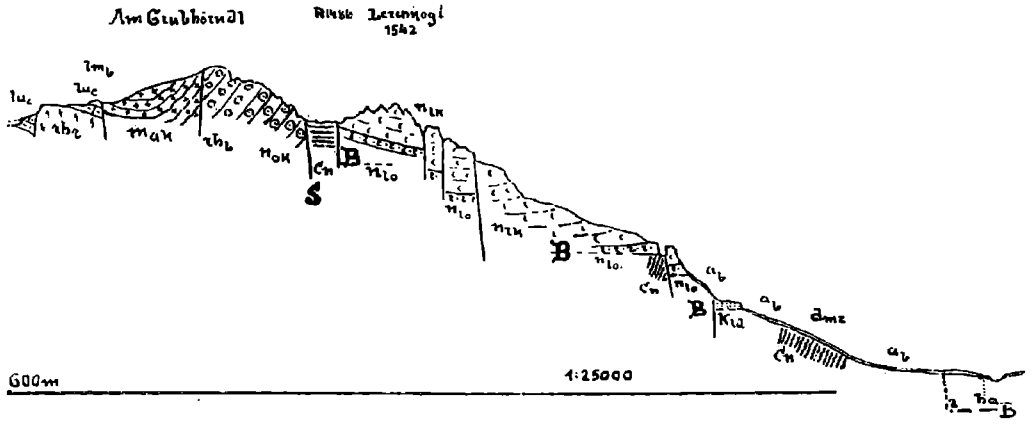
Das Sättelchen P. 1486 westlich des Lerchkogels ist, wie jenes westlich des Gföllhörndls, vorzüglich geeignet, um sich von der Verschiedenheit ortsansässiger und herbeigewanderter Trias zu überzeugen: westlich der graue, weißgeaderte, gut gebankte Kalk voller Korallenreste und Megalodontendurchschnitte — östlich hellbräunlicher, oolithischer, nur in den tieferen Lagen geschichteter Kalk mit Bryozoen und Siphoneen oder Gastropoden, doch ohne Korallen und Megalodonten und beide Sedimente in jähen Wänden einander auf kaum 100 *m* genähert! Fürwahr, wenn in der ganzen Gegend sonst keine Anzeichen für Deckenbildung vorhanden wären, müßte dieser hart aneinanderfallende Fazieskontrast den Gedanken an eine ursprüngliche Trennung und tektonische Näherung beider altersgleicher Sedimente erwecken.

Ein weiteres ist am Lerchkogel bemerkenswert, flache Muldung von nordwest-südöstlich streichender Achse. Die Umbiegung der Schichten läßt sich am südöstlichen Rand längs der Loferer Promenaden recht schön erkennen. Am Kalvarienberg (vergl. Profilskizze Figur 3 des ersten Teiles pag. 340) herrscht W bis WSW Fallen von 30—60°; am südlichen Bergeck mißt man O bis OSO-Fallen von 20—30°. Gleiche östliche Neigung von größerer Steile ist in den hohen Wänden der westlichen Randmauern wahrnehmbar, während im Nordosten mäßig steiles südwestliches Fallen anhält.

Daß nun die tieferen Loferer Schichten vom Nordwesteck bis zum Loferer Kalvarienberg in fast ununterbrochenem Zug zum Aus-

strich kommen, ist einmal in einer beträchtlichen Neigung der Muldenachse gegen SO begründet, da ja östlich des Sattels P. 1486 in den Loferer Schichten SSO-Fallen mit 30° zu beobachten ist, während am südwestlichen Bergeck dieselben ein Stück unter das Niveau des Fußes der Abbrüche (640 *m*) zu liegen kommen. Zum anderen setzen in nordsüdlicher Richtung eine ganze Anzahl paralleler Brüche durch, die zum Teil Verschieber, zum Teil Versenker darstellen und sich in gleicher Weise am nordöstlichen wie südwestlichen Rand bemerkbar machen. Vor allem muß jener weithin auffallenden Ruschelfläche gedacht werden, die südlich der Braugföllalm

Fig. 16.



n_{ok} = Bayrischer Dachsteinkalk. — rh_b = Buntes Rhät. — rh_r = Oberrhätischer Riffkalk. — lu_c = Roter Ammonitenkalk (unterer Lias). — lm_b = Brekziöser mittlerer Lias. — m_{ak} = Aptychenkalke mit Krinoideenlagen. — c_n = Neokom. — dm_z = Moräne. — a_b = Bergsturz.

Decke: kt_d = Lichtbunter Dolomit. — n_{lo} = Loferer Schichten. — n_{lk} = Oolithischer Dachsteinkalk des Lerchkogltyps.

S = Saalachwestbruch. — B = Schubfläche.

eine recht beträchtliche Verschiebung des östlichen Bergteiles bedingt. Man sieht auch an der polierten N 10° O streichenden saigeren Fläche mäßig nordgeneigte Striemung; am Fuße der Wand ist das Gestein zermürbt und rötlich gefärbt. In unmittelbarer Nachbarschaft dieser großen Klitschebene sind mehrere unbedeutendere Begleiter wahrnehmbar. Eine ähnlich ausgezeichnete Gleitbahn findet sich erst wieder bei 1040 *m*; hier konnte ich an der N 15° O streichenden Fläche 65° östliche Neigung feststellen. Nicht minder schön sind dann parallele Verwerfungsbahnen bei Überkletterung der wilden Felstürme des Punktes 1542 *m* zu beobachten. Jede der ragenden Zinnen ist von der nächsten durch glatte Wandflächen getrennt, die den ganzen Berg durchsetzen. Die Sprünge überqueren nirgends den Saalachwestbruch, finden an ihm vielmehr ihr Ende.

IV. Allgemeinere Bedeutung der tektonischen Einzelerscheinungen.

α) Faltungsphasen im basalen und Deckgebirge. — β) Die Berchtesgadener Überschiebung. — γ) Die Bruchsysteme des Gebietes und ihr gegenseitiges Altersverhältnis.

α) Faltungsphasen im basalen und Deckgebirge.

Im Verlauf der vorliegenden tektonischen Einzelbetrachtungen entrollte sich eine Reihe von Faltenzügen dem prüfenden Auge, die keinesfalls als Ausfluß einer einzigen ursächlichen Kraft verstanden werden können. Es bleibt die Aufgabe, die einzelnen Wellungsvorgänge miteinander in Zusammenhang zu bringen, das Altersverhältnis, die Richtung der wirkenden Kräfte klarzulegen.

Im ersten Abschnitt wurde für den weitaus größten Teil des Gebietes, so wie er sich heute unseren Blicken zeigt, ein schüsselmuldenartiger Aufbau festgestellt. Wir könnten uns diese „Brachysynklinale" durch allseitig gleiche und gleichzeitige Eintiefung eines zentral schwach unterstützten Schollenblocks entstanden denken. Bei dem ringsum fast gleichartigen Baumaterial müßte gleichmäßige Abbeugung der Flanken bis zur Entstehung sich schließender Kesselbrüche, Gleichwertigkeit sämtlicher Schüsselborde die Folge sein. Tatsächlich entspricht nur der südwestliche und der nordöstliche Rand solcher Vorstellung, der nordwestliche und südöstliche Teil des begrenzenden Saums ist durchaus ungleichwertig, Kesselbrüche sind kaum angedeutet: es entsteht so das Bild einer ursprünglich regelmäßigen, flachen Muldung von westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung, da erst sekundär ein nordwestlicher und vielleicht stets nur stückweise ein südöstlicher Erhebungsrand angegliedert wurde.

Es fehlt nicht an Gründen für die Annahme, daß diese, von der gewöhnlich die Nordalpen beherrschenden Streichrichtung so abweichende Wellungskraft als ältest wahrnehmbare der ganzen Gegend zu gelten hat, vielleicht kretazischen Alters ist.

Einmal spricht dafür die Spannweite der flachen Muldung, die ja von Fieberbrunn im Süden der Kalksteingruppe bis zum Sonntagshorn an die 25 *km* Durchmesserlänge aufweist, im starken Gegensatz zu den enggepreßten, oft überschlagenen Mulden der bayrischen (ostnordöstlichen) Faltungsrichtung in der nachbarlichen Voralpenzone. Dann ist es vor allem bemerkenswert, daß diese bayrische Wellenrichtung zwar am nördlichen Rand Schichtenverbiegungen in dem neuen Sinn hervorzurufen imstande war, nicht jedoch in das Innere der Mulde oder gar bis zum südlichen Muldenschenkel vordringen konnte. Fehlt ja im Muldenkern wie am Sonnenberg und in der Kalksteingruppe jegliche Verfaltung im bayrischen Streichen vollkommen.

Mußte die jüngere Faltungsenergie sich also im wesentlichen damit begnügen, von ihrer eigentlichen Wirkungsstätte aus kleine Wellenberge und -täler (Ristfeichthorn, Beutelkopf, Kuhsteinwald),

die sich gar bald gegen die Schüsseltiefe verloren oder zerschlugen (Vordergföll), gewissermaßen als Fühler in die mehr oder minder verstarrten Massen der alten Muldung vorzuschicken und unstäte Schichtverbiegungen (Interferenzwellen längs des Nordrandes) zu erzeugen, so konnte sie doch durch Aufwölbung des Muldentiefsten im Norden (Dürrnbachhorn) in Gestalt eines flachen Sattels bayrischer Streichrichtung (Schwarzache—Seehauser Seekopf) das ursprüngliche Faltungsbild ganz wesentlich verändern. Ob auch die in sich zerspaltenen Schollenstücke der südöstlichen Ecke (Grubhörndl) durch die gleiche Kraft bereits an- und emporgepreßt wurden oder ob spätere, mit der Deckenbildung zusammenhängende Vorgänge dies erzielten, muß unentschieden bleiben.

Man möchte vielleicht auch die gehäuften Verschieber der Südkante für die Entstehung dieser Schüsselmuldung in irgendeiner Weise heranziehen, doch allein der Hinweis, daß in der ganzen Muldenweite zwischen Fieberbrunn und Sonntagshorn lediglich an einer Stelle, eben längs des Sonnenberges jene Verschieber so zahlreich sind, dürfte genügen, um derlei Vermutungen von der Hand zu weisen. Eine andere Erscheinung mag dagegen wohl mit diesen Störungen, die einer in nordnordöstlicher Richtung schiebenden Kraft ihre Entstehung verdanken, in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden: ich meine die kaum irgendwo aushaltenden, bald spärlich, bald gehäuft vorkommenden Faltenzüge des Muldeninneren von westnordwestlicher Richtung, die besonders deutlich am Schönbichl, am Schwarzeck, im Ödenbach, am Brandeck sich wahrnehmen lassen. Freilich werden daneben auch sekundäre, örtliche Rutschungen der Aptychen- und Kreideschichten auf ihren tonigen Schichtflächen öfters zu ähnlichen Stauchungen geführt haben.

Daß die Annahme verschiedenen Alters und verschieden gerichteter Faltungsenergien nicht gänzlich aus dem Rahmen bisheriger Untersuchungen fällt, dafür zeugen endlich die Aufnahmen Th. Ohnesorges[1]), der aus den benachbarten Kitzbühler Alpen ähnliche Faltungsinterferenzen von NW—SO, NO—SW und N—S-lich sich betätigender Kräfte beschrieb. Auch O. Ampferer erwähnt vom benachbarten Gaisberg bei Kirchberg nordnordwestliches Streichen des Triasrestes[2]).

Ganz fremdartig und ob ihrer scheinbaren Willkür unverständlich sind bei anfänglicher Betrachtung die Wellenzüge des Ostgebietes. Da sehen wir den nordöstlich streichenden Achbergsattel mit ostwestlicher Richtung über die Saalach zum Liedersberge ziehen, um wieder nordost—südwestliche, dann nordsüdliche Richtung (Tälernalp) einzuschlagen. Nicht genug mit dieser Krümmung streicht der flache Sattel des Vokenberges bei westnordwestlicher Achse fast senkrecht auf die Antikline der Tälernalp zu und ähnlich nordwest-südöstlich verlaufende Muldung mußten wir auch am Lerchkogel feststellen. Ganz abgesehen von den kleinen, wieder abweichend orientierten Sättelchen

[1]) Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 377.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1907, pag. 393.

der Unkenbergscholle und Mulden der Sodervokenscholle drängt wohl die Aufzählung der vorerwähnten größeren Faltungswellen schon die Überzeugung auf, daß es unmöglich ist, eine einheitliche Entstehungskraft für diese so gänzlich divergierenden Richtungen anzunehmen, wenn wir uns nur die Faltung an Ort und Stelle entstanden denken.

Die Annahme einer tektonischen Überlagerung zweier verschiedener Krustenteile, und zwar bereits gerunzelter Stücke der Erdhaut gibt diesen verwirrenden Erscheinungen eine leicht zu übersehende Begründung. Geschwindigkeitshemmungen einzelner Deckenteile infolge der physikalischen Ungleichheit des überfahrenen Untergrundes müssen naturgemäß nahe dem Schubrande besonders leicht Verzerrungen innerhalb der wandernden Massen hervorrufen [1]). Unter diesem Gesichtspunkt läßt sich auch die eigentümliche Streichrichtung des Vokenbergsattels ungezwungen als Ausfluß solcher sekundären Bewegungen erklären, die eben bis zu einem Abdrehen einzelner Schollen der Decke aus ihrem normalen Verband geführt haben.

Aber nicht nur das herzugewanderte Gebirge zeigt alle Erscheinungen primärer Faltung, auch die basale Unterlage ist vor ihrer Überwältigung in Eigenfaltung zu denken. Nur auf diese Weise ist die äußerst unregelmäßige Verteilung ihrer Sedimente zu verstehen. Sahen wir doch die ? oberjurassischen Kieselgesteine am Langenmoos, am Westrand des Vokenberges, gegen den unteren Wirmbach in und neben dem Neokom auftauchen und ebenso wurde schon früher auf die komplizierten Lagerungsverhältnisse der jungen Schichten zwischen Braugföll-Faistau und Wirmbach hingewiesen. An vielen Aufschlüssen endlich, wo wir Schichtfallen in Basis und Decke vergleichen können, läßt sich mit Sicherheit feststellen, daß beide in vollkommener Unstimmigkeit zueinander stehen.

Wir kommen somit zu dem Schlusse, daß eine Gebirgsmasse mit fertigen Wellenzügen, die ursprünglich vielleicht zum Teil der bayrischen Faltung angehörig, infolge der Wanderung in sich Verschiebungen erfuhren, über bereits gestörtem Untergrund hinwegglitt; **die Schubbewegung trat erst im Gefolge der verschiedenen Faltungsphasen ein.**

Für eine absolute Altersbestimmung lassen sich freilich nur wenige Anhaltspunkte beibringen. Kaum 8 *km* westlich Winkelmoos ist älteres Tertiär auf den Sedimenten unserer Schüsselmulde zum Absatz gekommen und diesen Lagerungsverhältnissen hat C. W. v. Gümbel 1889 eine eigene Abhandlung [2]) gewidmet, deren Resultate kurz dahin sich zusammenfassen lassen: „Die Tertiärschichten sind ursprünglich buchtartig abgesetzt worden; jetzt neigen sie sich gegen den Kessel, als ob ein zentraler Einbruch erfolgte, ohne daß eigentliche Faltung entstanden wäre, ohne daß die bucht-

[1]) Vergleiche A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905, pag. 224 (Untergrundstauungen).

[2]) Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkl. Geogn. J. 1889, II. Bd., pag. 165, 169 etc.

artige Lagerung dadurch verwischt würde; daraus ist zu folgern, daß die oberoligozänen und miozänen Phasen der Gebirgsbildung innerhalb des Hochgebirges zwar eine Verschiebung der großen Massen im ganzen, nicht aber eine Zusammenfaltung einzelner Glieder bedingten; die Reiterschichten (welchen M. Schlosser erst kürzlich ein obereozänes bis inklusive oberoligozänes Alter zuwies[1]), tragen keine Zeichen einer starken Zusammenpressung oder beträchtlicher Zertrümmerung an sich."

Wir könnten demnach für die primäre Einmuldung in Waidringer Richtung (WNW—OSO) in Erinnerung der Tatsache, daß im nachbarlichen Ruhpoldinger Becken das Zenoman alle Anzeichen transgressiver Ablagerung über disloziertem Untergrund an sich trägt, zwar postneokomes, aber vielleicht mittelkretazisches, für die bayrische Faltung (in ONO) hier alttertiäres, für die Schubbewegung aber mitteltertiäres Alter annehmen, ein Resultat, das im Einklang mit E. Suess steht, der im III. Band seines Werkes „Antlitz der Erde" schreibt[2]): „Die späteren Dislokationen des Hochgebirges sind Massenbewegungen, nicht Faltungen im einzelnen . . die Kalkzone wurde als Ganzes vorwärtsgetragen, nachdem sie gefaltet war."

ß) Die Berchtesgadner Überschiebung.

Die Gleitbahn. — Schub oder Überfaltung? — Bedeutung als Faziesverschweißung. — Herkunft und Ausdehnung. — Haugsche Hypothesen.

Die Gleitbahn des Massentransports.

Um die Bewegungsmechanik des Schubphänomens im Saalachgebiet richtig zu verstehen, ist es zunächst notwendig, die Gleitbahn, soweit sie direkter Beobachtung zugänglich ist, auf allgemein gültige Erscheinungen hin zu prüfen. Als besonders günstig für solche Untersuchungen wurden mehrfach der Unkener Kalvarienberg und die Unkenbergscholle zwischen Sodergut und Daxbauer bezeichnet und diese Aufschlüsse sind auch im folgenden vor allem in Berücksichtigung gezogen. Von solchen beständigeren Kennzeichen der Bahnebenen seien genannnt: schwache, von Nord über Ost nach Süd wechselnde Neigung, glatte, nicht verfaltete Flächen, geringe Entwicklung tektonischer Schleifmittel.

Von ermittelten Neigungskomponenten sind aufzuzählen: am Unkener Kalvarienberg nach S etwas über 5°, zwischen Sodergut und Hammersbach an 3° nach S, am Westrand der Unkenbergscholle 8° nach Nord, im Tälernalprücken etwa 10° nach S, am Wirmbachnordufer ebenfalls gegen 10° nach Ost. Wir erhalten den Eindruck einer flach von Ost nach West ansteigenden Ebene, die abwechselnd

[1]) Zur Geologie des Unterinntales. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, 59. Bd., pag. 552 usf.

[2]) III. Bd., 2., pag. 206.

wenig nach Nord oder Süd verbogen ist. Versteilung der Schubfläche konnte nirgends beobachtet werden.

Zum zweiten wurden stets glattgescheuerte, ebenflächige Bahnen gefunden; nirgends ist Verfaltung von Decke mit Untergrund eingetreten, auch heute noch schneidet die Zwischenfuge gerade die Schichtköpfe der Unterlage ab. Sekundäre Staffelung der Schubränder ist zwar nicht selten, eine beträchtliche Verschiebung derselben wird jedoch kaum irgendwo dadurch erzielt.

Endlich ist des Verhaltens der Gesteine am Schliffkontakt zu gedenken. Von den basalen Schichtgliedern eignen sich die weichen Kreidemergel vorzüglich zu glatter Verschleifung, während mehr oder minder starke Zertrümmerung sofort bei Erscheinen der härteren Lagen des Neokoms sich einstellt. Vor allem aber sind die spröden Kieselgesteine des oberen Jura (?) auf das intensivste zermalmt, so daß meist nur eine ins kleinste zerspaltene Menge von Bruchstücken unter der Decke hervorsieht. Verknetungen dieser hornsteinreichen Massen mit zerknitterten Mergeln, die wohl der Kreide angehören, sind häufig anzutreffen.

Von den Gesteinen der Decke zeigen besonders die lichtbunten Dolomite an der Kontaktfläche starke mechanische Beanspruchung, ja nicht selten wurden sie streckenweise zu Druckbrekzien. Weniger unterlagen die Hallstätter Kalke der wirkenden Kraft, die sich bei ihnen alsdann in weitgehender Zerklüftung des Gesteines kundgibt. Als treffliche Schleifmittel dienten gelegentlich Werfener Schichten, deren Mächtigkeit an solchen Stellen raschestem Wechsel unterliegt. Diese Ausdünnung gipshaltiger Werfener ist jedoch das einzige Beispiel unseres Gebietes, das irgend für Auswalzung von Schichten herangezogen werden könnte. Sogar die eingeklemmten Schubfetzen norischen Hallstätter Kalkes am Unkener Kalvarienberg, die als aufgeschleppte Grundschollen zu deuten sind, zeigen bei aller mechanischen Zerrüttung keineswegs Erscheinungen von Auswalzung, ja es wurde gerade in diesem schmalen Kalkstreifen neben mehreren kaum verdrückten Halorellen eine Bank mit *Monotis salinaria* gefunden von ganz normaler Schalenerhaltung. Die tektonische Einwirkung überschritt hier an einer Stelle intensivster Massenbeanspruchung nicht einmal wesentlich das Festigkeitsmaß der Gesteine.

Diese Feststellungen über die Gleitbahn ermöglichen uns an der Hand der Schichtenlagerung auch die Frage nach der Art der Deckenbildung

Schub oder Überfaltung?

zu berühren.

Nicht jäh sich überstürzende, sondern ruhig gespannte Falten mit normaler Schichtenfolge sahen wir auf dem basalen Gebirge ruhen, nirgends treten in der Decke umgekehrt sich wiederholende Schichtglieder, nirgends Stirngewölbe auf. Einzig die verwickelten Verhältnisse am Lieders- und Vokenberg könnten im ersten Augenblick in anderem Sinne gedeutet werden, aber schon bei der Einzelbesprechung dieser Berge wurde auf die wichtigen Unterscheidungsmerkmale hingewiesen, welche den steilwandigen Aufschiebungen des

Dachsteinkalkes auf Lias gegenüber den „regionalen" Schubflächen des Gebietes zukommen. Der Hierlatzkalk fällt ferner diskordant gegen den flachgelagerten Dachsteinkalk ein, er stößt im südlichen Teil des Berges an einer rasch an Sprunghöhe abnehmenden saigeren Verwerfung am Dachsteinkalk ab und endlich ist der letztere am Kontakt nicht etwa den oberen Zonen, sondern tieferen angehörig, während die oberen putzenreicheren am Liedersberg ganz normalerweise gegen den Gipfel zu auftreten. Alle Einzelbeobachtungen sprechen also auch hier für flache Überschiebung des Dachsteinkalkes samt zugehörigem Lias auf basales Gebirge.

Wenn überhaupt von einem kleinen Gebiet aus solch allgemeinen Fragen nähergetreten werden darf, so möchten hier alle Kartierungsergebnisse für Massenverschiebung längs flach geneigter Zerreißungsebene sprechen. Auch an dieser Stelle kann die Übereinstimmung mit E. Suess hervorgehoben werden, der schreibt[1]): „Von den Sohlen dieser großen Bewegungen läßt sich jedoch dermalen kaum mehr sagen, als daß nichts auf einen Ursprung aus Faltung hinweist und daß sie wahrscheinlich unter einem flachen Winkel schräg aufsteigen, ja schon unter einem sanft ansteigenden Winkel entstanden sind[2])."

Bedeutung der Deckenbildung.

Im letzten Abschnitt des ersten Teiles dieser Abhandlung, der die Endergebnisse der faziellen Untersuchungen sammelte, wurde festgestellt, daß zwar im Osten unseres Gebietes ausgleichende Sedimententwicklung von bayrischer zu Berchtesgadner Fazies Platz greift, daß aber die letzten vermittelnden Glieder dieses Überganges fehlen, die Unterschiede beider Sedimentreihen zwar gemildert, nicht beseitigt seien.

Eine Überschiebung von Gebirgsteilen von fast rein Berchtesgadner Gesteinsausbildung auf einen Untergrund, der aus Schichten von vorwiegend bayrischem Gesteinscharakter besteht, führt allerdings eine Verzahnung von nicht zueinander passenden Stücken ehemalig getrennter Meeresabsätze herbei, aber die vorhandenen Übergangserscheinungen der Unterlage sind doch stark genug, um zu beweisen, daß die nun aufeinander ruhenden Rindenteile stets in nachbarlicher Beziehung standen. Solch innige Verwandtschaftsmerkmale können nicht als zufällige Wiederholungen zweier ferner Entstehungsbecken gedeutet werden, sie sprechen von vornherein gegen eine Ansicht, als wenn zwischen dem basalen bayrischen Gebirge und der Berchtesgadner Schubmasse weitere Decken mit fremder Fazies einzuschalten wären.

---

[1]) E. Suess, Antlitz der Erde, III. Bd., 2., pag 617.

[2]) Es ist bedauerlich, daß auch schon in allgemeinen Lehrbüchern der Geologie (vergl. E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, I., 3. Aufl., pag. 188, 733) der Begriff der Überfaltung auf die Ostalpen ohne weiteres ausgedehnt und Ausdrücke wie Überschiebung, Schubmasse als unrichtig bezeichnet werden.

Freilich, alles dies läßt keineswegs einen zwingenden Schluß auf kleine Verschiebungsweite der Schollen zu. Erst wenn weitere Detailkartierungen im Salzkammergut Anhaltspunkte über Zusammenhang und Richtung der Schubbewegung ergeben haben, kann an die Beantwortung dieser Frage getreten werden. Aus unserem Gebiete selbst sind natürlich keine einwandfreien Beobachtungen über die Herkunft der losgelösten Deckgesteine zu gewinnen. Zwar wäre die konstante östliche Neigungskomponente der Gleitbahn, die Zusammengehörigkeit der Deckgesteine mit jenen der östlich folgenden Plateaus (Reiteralp, Lattengebirge, Untersberg) recht verlockend für die Annahme einer östlichen Heimat der zugewanderten Schollen, doch birgt die Methode aus Bahnneigungen zumal nahe des Schubrandes innerhalb kleiner Gebiete auf ursprüngliche Bewegungsrichtung zu schließen, zu viel der Täuschungsmöglichkeit in sich, daß dieser Weg hier betreten werden möchte. Anderseits häufen sich auch heute schon, wo zusammenhängende Einzeluntersuchungen unter den neu gewonnenen Gesichtspunkten alpiner Tektonik im Salzkammergut noch anstehen, oft seit langem bekannte, aber ebenso verkannte Tatsachen, die für die weite Verbreitung tangentialen Massentransports auch in diesem Teile der Alpen sprechen.

Es ist das Verdienst E. Haugs[1]), die Großzügigkeit dieser Bewegungen hier als erster geahnt und versucht zu haben, sie unter einheitlichem Gesichtspunkte zusammenzufassen. Seine Ansichten lassen sich etwa folgend wiedergeben: Im Salzkammergut sind die nördlichen Kalkalpen zusammengesetzt aus fünf übereinander getürmten Überfaltungsdecken, deren jede einzelne durch besondere Faziesentwicklung der mesozoischen Schichtglieder ausgezeichnet ist, und zwar legen sich auf die basale bayrische eine Totengebirgs-, Salz-, Hallstätter- und Dachsteindecke. Jede derselben ist aus Überfaltung hervorgegangen, ihre Wurzeln sind im Süden zwischen Gailtaler Alpen und dem venezianischen Gebirgsrand zu suchen.

Haug geht in seiner Beweisführung von drei verschiedenen Beobachtungsreihen aus. Einmal seien die bisherigen Erklärungen der eigenartigen Verteilung der verschiedenen Triasglieder unzureichend; dann lägen an verschiedenen Punkten Spezialfälle vor, bei denen tektonische Überlagerung verschiedenartiger Gebirgsteile bekannt ist; endlich müßten die Überfaltungsphänomene der Westalpen gleiche Erscheinungen in den Ostalpen nach sich gezogen haben. Von der speziellen Beweisführung interessiert hier vor allem der dem Saalach-

[1]) Eine erste Mitteilung über seine im Anschluß an den Wiener Geologenkongreß 1903 unternommenen Exkursionen veröffentlichte Haug gemeinsam mit M. Lugeon 1904: Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées. Compt. rend. Ac. d. Sciences, Paris, t. 139, 1904, pag. 892. Ausführlicher behandelt dann seine Studie: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. de la soc. géol. de France, 4e série, tome VI, pag. 359, a. 1906, die Tektonik des Salzkammergutes. Von späteren Schriften sind zu nennen: Sur les nappes de charriage du Salzkammergut (environs d'Ischl et d'Aussee). Compt. rend. Ac. d. Sciences, Paris, 21. déc. 1908; Sur les nappes des Alpes orientales et leurs racines. Compt. rend. Ac. d. Sciences, Paris, 1. juin 1909; Les géosynclinaux de la chaine des Alpes pendant les temps secondaires. Compt. rend. Ac. d. Sciences, Paris, 14. juin 1909.

tal gewidmete Abschnitt. Haug glaubt zunächst einen vollkommen unvermittelten Fazieswechsel an beiden Ufern dieses Flusses feststellen zu können; dann erwähnt er ein östliches Herabbiegen der tektonischen Achsen der gesamten bayrischen Faltenzüge westlich der Saalach, das angeblich vom Hohenstaufen bis zu den Leoganger Steinbergen zu beobachten wäre. Endlich fiel ihm das Gegeneinanderstreichen der untersten Trias am westlichen Fuße der Reiteralm gegen jüngere Schichtglieder auf, das nicht durch einfache Verwerfung zu erklären sei. Hier läge vielmehr die örtlich steil nordöstlich geneigte Gleitbahn der höheren Werfener Decke auf bayrischem Dachsteinkalk vor. Bezüglich der zwei[1]) sich zwischenschaltenden Decken glaubt sich der Autor auf den Nachweis einiger „lambeaux des nappes" als Überbleibsel verwalzter Deckenteile beschränken zu dürfen und als solche werden besonders die nach ihm diskordant von Dolomit überlagerten Werfener der Schoberweißbachklamm und die Hallstätter Kalke des Unkener Kalvarienberges erwähnt.

Um solchen Anschauungen gerecht zu werden, muß man sich Art und Ziel der Forschungsmethoden Haugs vor Augen halten, der nicht aus der Fülle selbsterarbeiteten Tatsachenmaterials heraus seine Meinung rechtfertigen konnte, sondern den theoretischen Weg der Beweisführung einschlagen mußte, als welcher ihm das Fazieskriterium getreu seiner in den Westalpen gewonnenen Erfahrungen der richtige zu sein schien. Wer nur aber einmal unbefangenerweise einen Einblick in die äußerst verwickelten, so veränderlichen Verhältnisse der Sedimententwicklung im Salzkammergut getan hat, wird von vornherein einer solch einseitigen Art der Beweisführung Mißtrauen entgegenbringen und Haug selbst sah sich ja im Verlaufe seiner Untersuchungen gezwungen, bei der Charakterisierung seiner Decken bald recht auffällige Faziesgleichheiten, bald nicht minder eigenartige „Schichtlücken" konstatieren zu müssen.

Wie stellen sich nun unsere Kartierungsergebnisse zu solchen Hypothesen? Da ist zunächst festzustellen, daß die einzelnen für Deckenbildung im Saalachtal beweisenden Punkte verschiedentlich der Richtigstellung bedürfen. So halten sich die Faziskontraste nur streckenweise wirklich an den Saalachlauf, am Müllnerhorn, von Unken an überschreitet die Berchtesgadner Entwicklung das Westufer ebenso beträchtlich, wie sie gegen den Hirschbichl nach Ost zurückgedrängt wird. Wir sehen ferner in der Ausbildung des basalen Gebirges so viel Anklänge an Berchtesgadner Fazies, daß von einem „contact brusque" keinesfalls gesprochen werden kann. Am Westrand der Reiteralm liegt endlich in dem Saalachostbruche eine echte Sinkverwerfung vor und die Auffassung, als ob eine östliche Herabbeugung der gesamten bayrischen Faltenzüge gegen die Saalach zu vorläge, wird schon durch den Hinweis auf die Lagerung der Trias am Hochgseng, am Grubhörndl widerlegt.

Doch gehen wir gleich zum wichtigsten Punkt, zu den von Haug angenommenen vierfachen Überfaltungsdecken

[1]) Die Totengebirgsdecke kommt im westlichen Salzkammergut nach Haug selbst nicht vor.

über. Daß kein Anhalt für das Vorhandensein einer Überfaltungsmechanik vorhanden ist, daß vielmehr alle Beobachtungen für einfache Schubbewegung sprechen, wurde bereits betont. Aber ebensowenig konnte ich einen sicheren Beweis für die Selbständigkeit einer Salz- oder Hallstätter Decke finden.

Gewiß treten nicht eben selten Schubfetzen von Werfenern, Hallstätter Kalken und Dolomiten auf, die nicht in normaler Weise von den anderen Gliedern der Berchtesgadner Fazies überdeckt werden, aber die Erklärung dieser vereinzelten Vorkommnisse als abgerissene, mitgeschleifte und gelegentlich aufgepreßte Grundschollen erscheint doch viel natürlicher wie die Annahme, daß solche geringmächtige Streifen Reste selbständiger Decken seien. Doch auch direkte Beweise gegen die Haugsche Deckenzerspaltung lassen sich anführen.

Wie im einzelbeschreibenden tektonischen Abschnitt hervorgehoben wurde, konnte zwischen Werfener Schichten und Hierlatz für jedes Schichtglied der Schubmasse wenigstens eine Stelle namhaft gemacht werden, wo dasselbe in normalem Sedimentationskontakt an Dach und Sohle zu finden ist. So schalten sich, um nur einige der wichtigeren dieser normalen Schichtfugen in Erinnerung zu bringen, die Haug als „contact anormal" zu bezeichnen pflegt, zwischen Werfener und Ramsaudolomit dunkle, bituminöse, kalkige oder tonige Reichenhaller Dolomite als vermittelnde Glieder ein; so sind an zahllosen Stellen mit den karnischen Hallstätter Kalken lichtbunte Dolomite durch Gesteinsübergänge verknüpft, die anderseits am Vokenberg vollkommen normal von Dachsteinkalk bedeckt werden. So überlagern endlich die norischen Pedatakalke, ein Glied der Salzdecke Haugs, an der Hallensteineralp deutlich die karnischen Dolomite und Kalke der gewöhnlichen Hallstätter Serie.

Betrachten wir ferner von einzelnen Kartierungsergebnissen aus die Frage der vierfachen Deckenbildung[1]). Wie auffällig erscheint die Tatsache, daß nur an ganz wenigen Stellen (am Unkener Kalvarienberg und in der Unkenbergscholle) die Salzdecke zum Vorschein kommt, und zwar an ersterem nur als dünner Sohlbelag, an letzterer in recht erheblicher Mächtigkeit, während am Tälernalprücken und südlich im Wirmbachgebiet keine Spur der Werfener zu finden ist! Wie ist es möglich, daß im Tälernalpsattel die Ramsaudolomite, welche samt den unterlagernden Reichenhaller Dolomiten zweifellos der Dachsteindecke angehören müssen, von lichtbuntem karnischen Dolomit in fast untrennbarem Sedimentationskontakt überlagert sind, jenem so charakteristischen Dolomit, der mit karnischen Hallstätter Kalken in Wechsellagerung steht und doch auch wieder ganz normal vom Berchtesgadner Dachsteinkalk bedeckt wird? Warum fehlen der ganzen Saalachzone die flachen Schubkontakte von Berchtesgadner Dachsteinkalk oder Ramsaudolomit auf der Hallstätter Serie, wo doch diese Art von Trennungsflächen gegen die basale bayrische Unterlage sich so gut beobachtbar erhalten hat? Wie soll schließlich die

[1]) Die neuerdings von Wiener Geologen vertretene Ansicht, als ob die Hallstätter Decke unter die bayrische zu setzen sei, harmoniert in unserem Gebiet noch weniger wie jene Haugs mit den tatsächlichen Verhältnissen.

Tatsache verständlich sein, daß Decke 1 und 4, wie Haug selbst wohl schon bemerkte, gerade auch in unserem Gebiet sich außerordentlich in ihrer Fazies nähern, Decke 2 und 3 den abweichendsten Charakter haben? Auch Uhlig[1]), der überzeugte ostalpine Überfaltungstheoretiker, gibt zu bedenken: „Unbefriedigt bleibt aber vielleicht der Umstand, daß durch diese Aufstellung der Zusammenhang der doch nahe verwandten Faziesgebiete der Normalserie zerrissen erscheint, sofern die Dachsteindecke zu oberst, die bayrische zu unterst angeordnet und die fremdartige Hallstätter und salinare Serie dazwischen geschaltet wurde."

Die Aufnahmen im Gelände lehren auf Schritt und Tritt, daß das Fazieskriterium zur Erkennung tektonischer Schollenzusammengehörigkeit für sich allein betrachtet ungenügend, ja in vielen Fällen irreführend ist. Nur die Auffindung und Verfolgung des Schubrandausstrichs gibt Gewähr für die Annahme großer Massenverfrachtung, eine allerdings mühevolle und zeitrauhende, aber erfolgverheißende Untersuchungsmethode.

γ) Die Bruchsysteme des Gebietes und ihr gegenseitiges Altersverhältnis.

I. Sinkverwerfungen.

Von den Senkbrüchen des östlichen Gebietes lernten wir als wichtigsten den Saalachwestbruch kennen. Er setzt sich in seinem Verlauf von Melleck bis Lofer aus drei, wohl auch altersverschiedenen Sondersprüngen zusammen. Die relativ älteste, N 50 bis 60° O streichende Richtung des Lahntalwaldes, vielleicht im Gefolge der bayrischen Faltenzüge entstanden, wird an der Unterhagerwand von einer Anzahl N 20—30° O streichenden jüngeren Verschiebern abgeschnitten und findet erst an der Vordergföller Mühle gegen das Muldeninnere ihre Fortsetzung, und zwar mit gleichem Bewegungssinn (südliche Schollensenkung), aber abnehmender Sprunghöhe. Im weiteren Verlauf des leicht im Bogen geschwungenen Saalachwestbruches längs Friedersbach, Hornwiesmähder bis zum Lachfeldgraben ist stets der östliche, der Saalach zugewandte Krustenteil an steiler Bahn um gegen Süd zunehmende Beträge eingebrochen; dabei lassen die Verhältnisse vom Dietrichshorn bis zum Wirmbach wohl keinen Zweifel, daß diese Sinkbewegung erst im Gefolge der Deckenbildung eintrat, also jugendlichsten Alters ist.

Damit stimmt aufs beste überein, daß die östlichen, gleichgerichteten Nachbarn dieser Leitlinie, denen entsprechende Versenkbedeutung zukommt, auch deutlichst Decke und Basis zugleich durchfurchen und deshalb am Schubrand durch Verschiebung desselben kenntlich werden. Als wichtigere Sprünge dieser Art sei der Bruch genannt, der Gföllhörndl und Lerchkogel ins basale Neokom hat sinken lassen, dann der Sprung, welcher im östlichen Drittel des Tälernalprückens gegen die Vokenalp 1038 durchsetzt und in weiterem

[1]) Der Deckenbau in den Ostalpen. II. Bd. der geol. Ges. in Wien 1909, pag. 462 (487).

Verlauf bis nach Faistau zu verfolgen ist, schließlich die Verwerfung, die zwischen Wirmbach und Maurach Lias und Dachsteinkalk in Kontakt mit basalem Gebirge und karnischen Deckenresten bringt. Die beiden letztgenannten Störungen kreuzen und durchschneiden zum Teil zwei annnähernd senkrecht zu ihnen verlaufende Brüche, die bei etwas älterer Entstehung doch ebenfalls als steilwandige Senkverwerfer zu gelten haben. Sie sind ihrerseits offenbar wieder jüngeren Datums wie die randlichen Störungen des Vokenberges, da erstere deutlich am westlichen Saum des Berges als kräftige Verschieber auftreten. Wir erhalten somit die bedeutungsvolle Gewißheit, daß die eigenartigen, krummschaligen Bewegungsflächen des Vokenberges zu den relativ ältesten tektonischen Erscheinungen des Ostgebietes zu rechnen sind.

Junger Entstehung muß dagegen der nur teilweise gut erschlossene Bruch sein, welcher am Dietrichshörndl sich vom Saalachwestsprung abspaltet und im Bogen den Tälernalprücken umfährt, dabei Decke und Basis durchfurchend. In der Unkenbergscholle endlich liegt eine ganze Anzahl steilwandiger Senkbrüche vor, die zum geringen Teil älter, zum größeren wohl jünger wie die Schubbewegung sein mögen.

Gewissermaßen im Gegengewicht zu dem starken Einbruch der Saalachschollen lernten wir einige Zerrüttungszonen kennen, deren Gesteine ihre Umgebung tektonisch überragen. Als solche Aufpressungsstreifen sind einmal die Reichenhaller Dolomite und basalen Kieselkalke westlich des Vokenberges, dann die karnischen und basalen Sedimente zwischen letzterem und dem Brentnerberg (P. 930) zu nennen; auch an letzterem selbst mußte Heraushebung aus seiner Umgebung festgestellt werden. Man könnte sich diese Zonen recht gut durch eine Art von isostatischer Kompensationsbewegung gegenüber den ringsum versinkenden Schollenteilen entstanden denken.

Im Gegensatze zu der Häufigkeit größerer und kleinerer Sinkverwerfungen im Saalachgebiet treten diese in der Schüsselmulde kaum besonders hervor. Von einigermaßen bedeutenden wurden uns nur der nordsüdlich das Heutal übersetzende Bruch, die Ensmannalpverwerfung, der ostwestlich gerichtete Scheibelbergsprung und endlich die in flachem Bogen verlaufenden Störungen des Kammerkerkogels und Schönbichl-Grubhörndl bekannt. Die letztere dürfte, da sie mit der zum Saalachwestbruch gleichgerichteten Sprungrichtung vom Westrand des Grubhörndls in Wechselkombination steht, auch das jugendliche Alter jenes Bruches besitzen. Die allseitig von anderen jüngeren Störungen abgeschnittene Verschubfläche zwischen Strubpaßscholle und Lachfeldkopf ist dagegen wohl im Momente der Angliederung der Grubhörndlscholle an die Südkante entstanden. Ebenso wie diese bis jetzt genannten Brüche der Schüsselmulde besitzen die Schollenversenker zwischen letzterer und Fellhornplateau keine bedeutenderen Sprunghöhen; auch hier erweist sich die nordsüdliche Störungsrichtung als relativ jung. Viel ansehnlichere Förderhöhe muß aber dem Waidringer Bruch zukommen, der unser Gesamtgebiet von der Kalksteingruppe trennt; läßt sich ja der totale Verwerfungsbetrag

zwischen Rechensaueralp und Sonnenberg auf über 1000 *m* schätzen, die allerdings sicher auf mehrere die Dolomite durchsetzenden, parallelen Sprünge zu verteilen sind.

2. Verschieber.

Wie die zahlreichen und bedeutenden Senkbrüche für das Saalachgebiet, so sind mehr oder minder horizontal wirkende Verschieber nicht minder für weite Strecken der Muldung charakteristisch. Es sei hier nur auf allgemein verbreitete Merkmale derselben hingewiesen. Stets sind es an der Südkante geradlinig die Schichttafel durchschneidende, gewöhnlich steil westgeneigte Bahnen mit glattpolierter Fläche, deren Streifung meist nur geringe nördliche Neigung zeigt. Vom Schwarzberg bis zur Lofereralp überwiegt die tangentiale Schollenbewegung, während bei den ähnlich gerichteten Sprüngen des Rudersbaches und Brunnbachwaldes wie im Gebiet des Rotten- und Unkenbaches steilere Bewegungswinkel die Regel sind. Die Verschieber der Kuhsteinwand sind vielleicht nachträglich zum Teil von vertikalen Bewegungen benützt worden. Die Bedeutung dieser Blattverschiebungen, die von den jugendlichen Störungen des Saalachwestbruchsystems durchsetzt werden, liegt allein in ihrer Häufigkeit; daß die Schichtgrenzen der einzelnen Triasglieder am Urlkopf trotz nordöstlichen Fallens von 15—35° nur etwa 200 *m* tiefer liegen wie an der Steinplatte, ist allein in der Summierung der verschiebenden Sprünge begründet[1]).

Von ähnlichen Verwerfungen im Saalachgebiet sind zunächst jene des Lerchkogels zu erwähnen, da sie deutlichst vom Saalachwestbruch abgeschnitten werden. Anderseits müssen die verschiebenden Störungen am Voken- und Liedersberg zweifellos jünger wie die bauchigen Randbrüche der Berge sein; die Verschieber des Unkener Kalvarienberges setzen sogar sicherlich durch Decke und Basis hindurch. Doch nirgends gewinnen diese Bewegungen, die stets wenig von der nordsüdlichen Richtung abweichen, irgendwelche größere Bedeutung. Nicht ohne Interesse ist dagegen die Beobachtung, daß die verschiebenden Sprünge am Kniepaß, die durch bis zu 25° nordwestgeneigte Rutschstriemen gekennzeichnet sind, entschieden nordwestliche Streichrichtung einhalten; die Vermutung, als ob die abweichende Richtung dieser Brüche mit der Verbiegung der Sattelachsen in Zusammenhang stehen würde, möchte nicht unbegründet sein.

3. Steilschübe des Ostgebietes.

Auf eine letzte Art von Störungen muß zum Schlusse noch eingegangen werden in Gestalt der krummschaligen, gar oft das Aussehen von Überschiebungsebenen gewinnenden Bewegungsbahnen, die ebenso am Voken- und Liedersberg wie auch an der Nordseite des

[1]) E. Haug, getäuscht von den unrichtigen Angaben Gümbels, spricht von einer östlichen Muldenachsenbeugung zwischen Steinplatte und Lofer von 1200 *m*!

Roßbrandkopfes auftreten. Es drängt sich die Frage auf, ob die rasch von 90° bis gelegentlich zu 30° schwankende Neigung der bergeinwärts gerichteten Flächen, deren relativ hohes Alter im Vorhergehenden festgestellt wurde, eine primäre Erscheinung ist oder ob sekundäre Einflüsse bei der eigentümlichen Gestaltung dieser Gleitbahnen mitwirkten. Verschiedene Beobachtungen scheinen mir zugunsten letzterer Annahme zu sprechen. So ist es schwer verständlich, wie ein und dieselbe tektonische Trennungsfläche infolge der Einwirkung einer einzigen Kraft im Streichen so außerordentlich wechselnde Fallwinkel erhalten soll; handelt es sich ja nicht um das allgemein bekannte Versteilen oder Verflachen der Bahn gegen die Tiefe zu, sondern um seitlich aneinander gereihten Wechsel. Dann scheinen am südlichen Ende des Liedersberges diese bauchigen Flächen in saigere Senkverwerfung überzugehen, die nicht den Eindruck jüngerer Entstehung macht. Nehmen wir nun einmal für den Liedersberg eine relativ alte Absenkung von Liashierlatz gegen den Dachsteinkalk an und lassen wir durch spätere, ungleichmäßige und geringfügige Vorpressung der Dachsteinkalkmasse stellenweise die ursprünglichen Störungsebenen überkippen, so würde ein Bild entstehen, das große Ähnlichkeit mit dem heute vorhandenen aufweisen müßte. Als Auswirkung einer jüngeren, von Südost her wirkenden Schubkraft könnten diese eigenartigen Erscheinungen an allen drei Bergen eine einheitliche Erklärung finden. Mag der Deutungsversuch das Richtige getroffen haben oder nicht, jedenfalls steht das eine fest, daß diese Störungen von den flachen Gleitbahnen der Schubbewegung vollkommen getrennt zu halten sind, vielmehr echten Verwerfungen verwandt sein müssen.

V. Geschichtlicher Rückblick.

Sammeln wir die tektonischen Ergebnisse, indem wir versuchen, sie in ihrer natürlichen zeitlichen Folge vorüberziehen zu lassen, so müssen wir bis in den mittleren Lias zurückgehen, wo erstmals innerhalb der Schüsselmulde Merkmale akzentuierter Niveaustörungen in Gestalt von Brekzien und Konglomeraten vorliegen, die normalen, marinen Schichtgliedern eingeschaltet sind. Das rasche seitliche Auskeilen dieser Gesteine, die Gleichartigkeit der Sedimentation bereits in der folgenden Schichtstufe darf als Beweis für die rein örtliche Bedeutung dieser Krustenbewegung gelten.

Vorher wie nachher finden wir nur Anzeichen ruhig und langsam erfolgter „säkularer“ Schwankungen des Meeresbodens, bis in mittlerer Kreidezeit das ganze Gebiet mariner Überflutung dauernd entzogen wurde und damit jede beträchtlichere Sedimentation unterblieb.

In diese selbe Zeit dürfen wir den Beginn stärkerer tektonischer Kräfteentfaltung ansetzen. In weitgespanntem Bogen senkte sich zwischen Steinbach und Fieberbrunn eine flache

Muldung ein, deren Streichrichtung wir als westnordwest—ostsüdöstlich kennen gelernt haben. Erst nachdem dieses flache Wellental geformt war, verstärkte sich der Faltungsdruck, nun aus SO wirkend, immer mehr, gliederte im nördlichen Vorland Welle an Welle, wölbte den nordwestlichen Rand am Dürrnbachhorn auf und schickte sich an, auch ins Innere unseres Gebietes vorzudringen.

Aber die durch frühere Verbiegung spröder gewordenen Massen sperrten sich gegen die neue, unter schrägem Winkel einwirkende Runzelungskraft, nur kleine, rasch verklingende Faltenzüge vermochten sich am Sonntagshorn zu bilden, auch sie zerbarsten schon im Unkener Heutal.

Vielleicht zu gleicher Zeit entstanden im nachbarlichen Becken, dem späterhin die Berchtesgadner Schubmasse entgleiten sollte, Sattel an Sattel, in den randlichen Zonen wohl mit ziemlich starker Verbiegung und mäßiger Spannweite.

Teils gleichzeitig, teils im Gefolge dieser großen Aufstauchungen, die in unserem Teile der Nordalpen vielleicht im ältesten Tertiär schon ihren Höhepunkt erreichten, bildeten sich die älteren der vielen das Gebiet durchfurchenden Störungslinien. Das nördliche Stück des Saalachwestbruches im Lahntalwald bei Vordergföll, die Hochgsengbrüche, ein Teil der Störungen des Unkener Heutals, die älteren Verwerfungen des Ostgebietes, als welche wir vor allem die bauchigen Ränder von Voken-, Liedersberg- und Roßbrandkopf erkannten, sind hierher zu rechnen. Doch auch die zahllosen Verschieber der Schüsselmulde mögen gar nicht viel später entstanden sein und die Angliederung der horstartig emporragenden Scholle des Grubhörndls konnte schon in dieser Zeit erfolgen.

Im mittleren Tertiär verstärkte sich der Schrumpfungskrampf der Erdrinde so sehr, daß sich aus dem Inneren aufsteigende, wenig geneigte Zerreißungsflächen bildeten, die zu Gleitbahnen sich überwälzender Gebirgsteile wurden. Die randlichen Zonen des Berchtesgadner Sedimentationsbeckens wanderten ein gutes Stück über die ehemals angrenzenden Teile des bayrischen Gebietes herüber — zur Schärfung der Kontraste beider Sedimententwicklungen.

Die schwer niederdrückende neue Last erheischte auch neuen Massenausgleich: längs tief einschneidender, meist vertikaler Klitschflächen sackten sich die Schollen zusammen, bis wieder Gleichgewicht von Schwerkraft und Schollenunterstützung gewonnen war. Wir sehen so die großen, in leichten Bögen geschwungenen Störungen des mittleren und südlichen Teiles vom Saalachwestbruch samt seinen östlichen Nachbarn entstehen, kleine und kleinste Entlastungssprünge durchpflügten Decke und Unterlage. Auch die Schüsselmulde wurde von solchen jüngeren Sinkbewegungen erfaßt; der das Heutal in nordsüdlicher Richtung querende Sprung, die bogenförmig verlaufenden Brüche der Lofereralp, des Kammerkerkogels müssen hier genannt werden und gleiches Alter wird wohl auch für die kleinen Schollenversenker des Schwarzlofergrabens bis zum Grünwaldkaser und zur Steingaßkapelle anzunehmen sein.

Gegen das Ende der Tertiärzeit verklangen die letzten dieser tektonischen Bewegungen. Aber wenn auch die Erschütterungen

zur Ruhe kamen, die Zerstörungskraft der Erosion war angeregt zu verstärktem Wirken, unaufhörlich führten Sonne, Wasser und Wind ihren Angriffskrieg gegen die kaum durch Vegetation geschützten Gesteine, bis gewaltige Schuttmassen den höheren Gebirgssteilen entführt waren, ein kräftiges Relief entstand. Da trat im Diluvium die ausschürfende Macht des bewegten Gletschereises hinzu, die verschütteten Talungen wurden ausgeräumt und tiefer eingeschnitten, so daß die schon fast erlahmende Erosion neu belebt noch heute unermüdlich wirken kann.

E. Baustein, Bauplan, Erosion und Relief.

I. Der Formenschatz des Gebietes. — II. Bedeutung der Tektonik für die Modellierung. — III. Die Glazialzeit als gleichwichtiger Faktor der Reliefbildung. — IV. Postglaziale Formwandlung. — V. Einfluß des Baumaterials. — VI. Morphologische Würdigung des Heutals.

I. Der Formenschatz des Gebietes.

Die zahlreich aneinandergereihten, meist begrünten Bergesrücken der bayrischen Alpen im Nord, die massigen Klötze der Berchtesgadner Plateaus mit ihren gigantisch übereinandergetürmten Kalkbänken im Ost, die vielfach gebrochenen bleichen Formen und zackigen Kämme des Kaisergebirges im Südwest rahmen unser Gebiet, das sich kaum minder starker Gegensätze der Linie zu erfreuen hat, das, wenn auch in bescheidenerem Maße, jene wuchtigen Kontraste in sich vereint — auch in diesem Sinne also ein Gebiet vermittelnden Überganges.

Schroff und wildzerklüftet stürzt die Nordflanke hinab, von unwirtlichen, engen Tälern durchfurcht, die in stetem Kampfe liegen mit der zuschüttenden Tätigkeit der Gehängeerosion. Bizarre Kämme, brüchige Wände, steile Runsen kennzeichnen das Bild. Doch südwärts wölbt sich die randliche Gipfelkette in mäßiger Steile zu saftigen Almböden herab, gerundete Schwellen führen von einer dichtbewachsenen Bachrinne zur anderen und in der Tiefe liegt die weite Ebene des Unkener Heutales. In wechselvollem Rhythmus reiht sich jetzt mit allmählicher Steigung gegen Süd wieder Rücken an Rücken bis zum jenseitigen, wenig niedrigeren Muldenrand. Doch wie anders zeigt sich dieser von Süd! Glatte, helle Wände formen in 100 bis 200 *m* tiefem, meist senkrechtem Absturz einen ununterbrochenen Gürtel, von dem aus das bewaldete Gehänge sich rasch zu Tal senkt. Aber gegen das östliche Ende zu schiebt sich auch im unteren Teil immer mehr nackter, steiler Fels ein, immer deutlicher wird die Ähnlichkeit mit den randlichen Mauern der großen östlichen Plateaus.

Noch ein anderes Bild lenkt unseren Blick auf sich. Die welligen Züge der mittleren Muldenzone scheinen gegen Ost nicht mehr im ruhigen Gleichmaß der Form; eine Reihe von isolierten,

gipfelgerundeten Kuppen drängt sich aneinander, unvermittelt zeigen sich dunkle, jähe Wände da und dort an ihren Flanken. Erst hinter jenen auffallenden Gestalten hat sich die Saalach ihr Bett graben können und strömt dann in leichten Windungen durch den weiten Unkener Kessel.

Zwei Kräfte sind es vornehmlich, die solche Formenfülle aus dem vorhandenen Baumaterial geschaffen haben: Tektonik und Erosion. Hat uns der vorige Abschnitt gezeigt, wie vielgestaltig die gebirgsbildenden Bewegungen den ideellen Schichtenbau verändert haben, so wollen wir nun im heutigen Relief den Anteil der beiden Faktoren wieder zu erkennen suchen.

II. Bedeutung der Tektonik für die Formgestaltung.

Es sind zunächst die Rinnen der Gewässer, welche den Zusammenhang von Tektonik und Relief bekunden. Im Norden, Osten, Süden und Westen trennen mehr oder minder tief gefurchte Talzüge unser Gebiet von den angrenzenden Gebirgsgruppen ab und für jedes dieser Täler läßt sich nachweisen, daß es an tektonischen Störungslinien geknüpft ist. Freilich darf dies nun nicht so verstanden werden, als ob der Bach oder Fluß sich in seinem ganzen Verlauf streng an das Streichen des Bruches halten müßte. Es kann gerade die Saalach als gutes Beispiel dafür dienen, wie ein Fluß bei aller Willkür der einzelnen Wegstrecken im großen ganzen angewiesen ist, tektonische Tiefenzonen zu benützen. Sahen wir doch fast ohne Ausnahme vom Saalachwestbruch her die östlichen Gebirgsteile immer mehr versenkt und in der am stärksten eingebrochenen Maurach-Vokenbergscholle, schon nahe dem östlichen Randbruch des Sinkstreifens liegt auch das Bett des Flusses. Der große Talzug des Weit- und Lödensees, die natürliche Abgrenzung unseres Gebietes im Nord, befindet sich genau in der Verlängerung des den Seekopfsattel durchziehenden Sprunges, der Schwarzloferbach ist ganz auf die Schollenversenkungen zwischen Kammerker und Fellhorn angewiesen, die Waidringer Störung, welcher das Strubtal folgt, lernten wir als eine sogar mit recht beträchtlicher Sprunghöhe begabte Verwerfung kennen. Von weiteren Beispielen solcher Abhängigkeit des Wasserlaufes sei nur noch auf die eigenartige Wirkung des nordsüdlich gerichteten Bruches hingewiesen, der das Heutal im östlichen Drittel quert. Gerade an der Stelle, wo jener den Talboden erreicht, befindet sich der schön ausgebildete Trichter, in dem das Wasser glucksend versinkt und genau am Ausstrich des Sprunges westlich vom Hammerlgut dringt eine starke Quelle jenseits des sperrenden Riegels der Plattenmahd zutage.

Nicht nur die Störungslinien, auch die Faltungswellen selbst beeinflußten den Lauf der Rinnsale abweisend oder begünstigend. So sehen wir die große, allseitig aufgebogene Schüsselmulde des Gebietes fast durchweg einheitlich zum zentral eingefurchten Unken-

bach entwässert und dieser benützt die östliche Depression des Muldenbordes bei seiner weiteren Wanderung der Saalach zu. Die geringe Sattelwölbung des Kuhsteinwaldes bildet die Wasserscheide von Heutal zu Vordergföll, die Antikline des Achberg—Tälernalprückens gibt sich auch heute noch als solche in Gestalt eines langgestreckten Bergzuges mit flachem Scheitel und steilen Flanken zu erkennen.

Von nicht geringerer Bedeutung für das landschaftliche Bild ist endlich die Deckenbildung geworden. Der Ausstrich des Schubrandes verleiht am Nordufer des Wirmbachs mit seinen schroffen Wänden, die aus den sanft geböschten Hängen der Unterlage aufragen, der Gegend ihr eigenartiges Gepräge; Lerchkogel, Gföllhörndl, die Mauern des Liedersberges und der Pfannhauswand bis zum Unkener Kalvarienberg erscheinen auch dem Auge des Laien als fremdes Formelement inmitten der weichlinigen Kuppen und Rücken der Jura und Kreidegesteine ihrer Umgebung und ihres Untergrundes. Zahllos sind endlich die Quellen, die dem Schubrand entströmen; es seien nur jene des Unkener Kalvarienberges, des Sodergutes, des nordwestlichen Saumes vom Tälernalprücken erwähnt, um die Bedeutung des Schollenverschubs auch in dieser Hinsicht zu kennzeichnen.

III. Die Glazialzeit als reliefschaffender Faktor.

Daß neben den gebirgsbildenden Kräften auch glaziale Tätigkeit zur Formgestaltung ganz wesentliches beitrug, dafür legen in unserem Gebiet nicht wenig Erscheinungen Zeugnis ab. Wohl haben die großen, die Gruppe begrenzenden Talzüge tektonischer Anregung ihre Entstehung verdankt, aber ihr jetziges Aussehen ist vorzüglich ein Ergebnis der Ausräumung und Vertiefung durch die gewaltigen vorbeigleitenden Eisströme der Diluvialzeit. Sowohl das Tal des unteren Fischbaches und Schwarzloferbaches, des Griesbaches wie Strubbaches, vor allem aber der Saalach mit ihren ebenfalls im Unterlauf vom Gletscher einst überwölbten Zuflüssen des Unkenbaches und Steinbaches sind alle um 50 bis 150 *m* gegenüber jenen Erosionsrinnen übertieft, die nicht als Gletscherstraßen dienten. Nicht ohne Grund ist der Unkenbach an der Schliefbachalm bereits bis auf 900 *m* in breiter Mulde eingesenkt, während im östlich folgenden Bachstück so starke Verengung eintritt, daß der Bach durch kaum meterbreite Schluchten sich zwängen muß; waren ja vom Rottenbachtal und Rudersbachwald heraus die nicht unbeträchtlichen Gletscherzungen des Kammerker- und Fußtalferners vorgestoßen, während der östliche Teil des Unkenbaches bis zum Friederwirt keine solche Unterstützung durch glaziale Auskolkung erfuhr.

Die breiten Niederungen von Winkelmoos und dem Unkener Heutal haben für das Auge des Kundigen das Charakteristische glazialer Verschleifungsformen an sich; typische Rundhöcker sind mehrfach entwickelt. Auf die eigenartigen Trockentalzüge zwischen Voken-, Lieders-, Brentner- und Prechlersberg, die ganz überwiegend

glazialer Entstehung sein müssen, konnte schon im stratigraphischen Teil (siehe „Diluvium") hingewiesen werden.

Auch in den höheren Gebirgsteilen ist glaziale Formung wohl erhalten. Die weite Firnmulde der Lofereralp mit dem sanft geböschten, allseitig abgeschliffenen Rücken des Schönbichls ist ebenso wie der weichlinige Kamm des Scheibelberges, Schwarzberges, der Unkenbergmähder ein Zeuge diluvialer Bearbeitung. Die Anfänge der Karbildung am Dürrnbachhorn—Sonntagshornzug können um so eher hier beigezogen werden, als die Nischen des Sonntaghorns heute noch Reste kleiner Endmoränenwälle aufweisen.

Endlich darf des überkleidenden Eigenmaterials der Gletscher nicht vergessen werden, das nach ihrem Abschmelzen längs der benützten Wege liegen blieb und zur Auspolsterung von Unebenheiten diente. Ein Blick auf die Karte lehrt ja schon, welch weite Strecken des Gebietes auch heute noch von Moränen verhüllt sind.

IV. Postglaziale Formwandlung.

Der nacheiszeitlichen Erosion fällt vor allem die Aufgabe zu, die nun dem glazialen Gestaltungsgesetz gehorchenden Formen in solche überzuführen, wie sie fluviatilen Modellierungskräften entsprechen. Übersteilung an den Borden der großen Gletscherstraßen müssen abgeflacht, Gefällsbrüche durchsägt, neu entstandene Hindernisse der alten Talzüge beseitigt, vertiefte Mulden dem Flußnetz eingefügt werden. Die große Menge leicht beweglichen Moränenmaterials unterliegt schnell dem Angriff der beutegierigen Gewässer, die Geschiebe werden fortgeführt, um an Stellen geschwächter Transportkraft wieder abgelagert zu werden. Gewaltige Felsmassen, ihrer Unterstützung und des eisigen Kittes beraubt, stürzen zu Tal; alles arbeitet mit an demselben fernen Endziel postglazialer Reliefwandlung: Ausgleichung von Hoch und Tief im Gebirge.

V. Einfluß des Baumaterials.

Ein wichtiger Faktor für die Herausbildung des Formenschatzes wurde bisher übergangen: die Bedeutung der verschiedenartigen Gesteine selbst. Wenn diese auch gegenüber jenen erstgenannten Kräften nicht so vornehmlich in Erscheinung tritt, so verdient sie doch keinesfalls, vergessen zu werden. Man braucht sich ja nur die eigenartige Linienführung am Aufbau der Südkante (vergl. Textfigur 5) in Erinnerung zu rufen, um starke Beweise für den formbestimmenden Einfluß des petrographischen Charakters der Bausteine zu erhalten. Wenn man von Waidring das Strubtal hinabwandert, sieht man die Faziesänderung der norischen Stufe von dünnplattigem, dolomitischem Gestein zu dickbankigen, reinen Kalken Schritt für Schritt vor sich gehen; denn immer mächtiger treten

jähe Wände aus dem steiler werdenden Gehänge hervor, bis unter dem Url- und Lachfeldkopf ein fast völlig geschlossener Felsgürtel abweisend aufragt.

Aber auch schon in der Waidringer Gegend und am Hochgseng neigen die obernorischen Kalke zur Bildung von kleinen, jedoch oft lange aushaltenden Wandstufen. Einmal ist dies auf den Wechsel von dolomitischen, dünner geschichteten Partien mit zäheren, reineren Kalkbänken zurückzuführen. Kommt dann noch wie in der Furche des Schwarzlofergrabens eine Menge von Sinkstörungen hinzu, so ist die beste Bedingnis für die Bildung zahlreichster Wandgürtel und Engen gegeben, die mehrfach in der Gegend vom Volksmund bezeichnende Namen wie „Wandlwald", „Steingasse" erhalten haben.

Im Gegensatze dazu bewahren die rhätischen Schichten, soweit sie wenigstens als Kössener Mergel entwickelt sind, auch hier ihre altbekannte Eigenschaft als weide- und wasserreicher Horizont. Schwarzlofer-, Winkelmoos-, Dürrnbach-, Finsterbach-, Wildalp, Ramstattmähder, die Almen am Lannersbach, Hochalp und Ensmannalp seien nur als wirtschaftlich bedeutungsvolle Beispiele genannt. Fast stets ist das Auftreten der Kössener von Verflachung des Hanges begleitet und selbst da, wo die tonärmeren rhätischen Kalke wie am Sonnenberg das Übergewicht bekommen, durchzieht in einer Höhe von 1300—1500 *m* ein allerdings gegen Ost sich verschmälerndes Band grüner Wiesen den felsigen Abfall. Erst wenn die Fazies des bunten Rhäts auftritt, verliert sich dies markante morphologische Erkennungszeichen.

Einen eigenen, stets wiederkehrenden Formenschatz besitzen die oberrhätischen Riffkalke. Der natürliche Sedimentrand wird gemäß der Abwitterung nach großen, das massige Gestein durchsetzenden Klüften in der Regel von steilen, wenig gegliederten Wänden gebildet, wie sie in zusammenhängender Flucht von Steinplatte zum Urlkopf und fast rings um den Kuhsteinwald auftreten. (Vergl. Textfiguren 16 und 17 des 1. Teiles dieser Abhandlung.) Die stark zerschrundete Oberfläche der Schichtplatte weist hinwieder hervorragend schöne Karrenbildung mit all ihren typischen Begleitformen auf; ganz langsam nur vermag Gestrüpp und Humus, allmählich an Höhe gewinnend, die tiefgenagten Rillen und Trichter zu überkleiden. Wo dagegen die Erosion besonders kräftig einsetzt oder schon die gesamte Platte durchnagt hat, wie an der Perchtalp, da brechen gewaltige Blöcke des schimmernden Kalkes ab oder türmen sich nach Art mächtiger Bergsturzmassen übereinander.

Ähnliche Verwitterungsformen sind nur dem Dachsteinkalk der Berchtesgadner Decke zu eigen; die schweren, von abschüssigen Wandgürteln umzogenen Bergformen des Prechlers-, Lieders- und Vokenbergs stehen dabei in schroffem Gegensatz zu den zersplitterten, schuttbedeckten, zackigen Gipfeln des Gföllhörndls und Lerckkogels, die aus den oolithischen Dachsteinkalken erbaut, weit mehr an die Linienführung des Wettersteinkalkes gemahnen.

Neben Riffkalk und Berchtesgadner Dachsteinkalk sind in kaum geringerem Grad die obernorischen Übergangskalke der Karrenwitterung verfallen, wo immer flache Lagerung gegeben ist.

Besonders schön nehmen sich die Karrenfelder in den norisch-rhätischen Grenzkalken aus, die dann ob ihrer lebhaft bunten Färbung ein eigenartiges Bild gewähren.

Die geringe Schichtneigung hat in Verbindung mit zahlreichen Brüchen ferner innerhalb der Kössener Kalke der Schwarzlofer- und Möseralp zur Bildung dolinenartiger Einsenkungen geführt.

Die Sedimente des unteren und mittleren Jura sind im allgemeinen zu gering mächtig, um sich besonders auffälliger Formen zu erfreuen; für sie sind die intensiven und rasch wechselnden Färbungen viel charakteristischer. Dagegen zeichnen sich die Gesteine des obersten Jura wie jene des Neokoms durch ihre Neigung, sanfte Rücken und begrünte Hänge zu bilden, aus. Legt sich auf diese an Stellen flacher Lagerung noch eine mehr oder minder mächtige Moränendecke auf, so sind die günstigsten Bodenbedingungen zur Entstehung von Mooren gegeben, wie sie auch reichlich an der Lofereralp, am Schwarzwald wie an den Hintergföller Mähdern und zwischen Möseralp und Winkelmoos vorhanden sind.

VI. Das Unkener Heutal.

Als besonders schönes Beispiel für das Zusammenwirken aller der erwähnten reliefbildenden Kräfte soll das Unkener Heutal noch etwas eingehender gewürdigt werden. Beim Vorstoß der bayrischen Faltung gegen das Innengebiet der alten Mulde waren die Schollen unter dem Widerstand der verstarrten Massen zerbrochen und dabei sanken auch die Schichten eine Strecke weit im Südwesten eines Bruches ein, der wesentlich die Richtung des heutigen Talzuges bestimmte. Nochmals lockerte in etwas jüngerer Zeit ein kreuzender, nordsüdlich streichender Sprung das Gefüge, so daß die erosiven Kräfte der späteren Tertiärzeit genug der Angriffspunkte für ihre ausfurchende Tätigkeit fanden (vergl. Textfigur 1). Zwei den Quellenhorizonten der Kössener entstammende Bäche brachten die Sammelwässer vom Dürrnbachhorn und Sonntagshorn zu Tal und flossen dann wohl einstmals gegen den Unkenbach ab.

Die Glazialzeit führte eine vollständige Umgestaltung dieser Verhältnisse herbei. Der über den Tälernalprücken und Lieders-Prechlersberg überquellende Saalachgletscher fand bei den wenig festen, dünnschichtigen Sedimenten der Borde nur geringen Widerstand, grub sich daher, einmal über den härteren Riffkalk des Gföller Riegels gelangt, tief in den Untergrund ein und schuf sich hier eine geräumige Durchzugsstraße. Er zwängte sich aber auch mit vermehrter Wucht nach Norden, vielleicht einer alten Kammdepression folgend, durch und weitete das heutige Fischbachtal aus, nach den überall deutlichst vorhandenen Spuren zu schließen, die er hier, vor allem in der auffälligen Rundung der Fischbachschneid, hinterlassen hat.

Beim Abschmelzen des Eises blieben vor dem Engpaß im nordwestlichen Teile des Heutales beträchtliche Moränenreste

liegen, die erst von den zu neuem Leben erweckten Seitenbächen durchfressen werden mußten, ehe die frisch geschaffene nördliche Bresche zum Abfluß der Gewässer benützt werden konnte. Heute noch ist der Gegensatz zwischen den träge sich windenden Bachstrecken im Heutal und den jäh hinabstürzenden Fluten an den Staubbachwasserfällen ein großer, doch unaufhaltsam schreitet die rückwärts einschneidende Energie des fallenden Wassers gegen das Talinnere vor.

Ganz anders gestalteten sich die Verhältnisse im südöstlichen Abschnitt des Heutals. Der Gletscher hatte zu sehr das ursprüngliche Bett vertieft, eine Schwelle im Südost gegen den Unkenbach war entstanden, die den Gewässern nach dieser Richtung den Abzug versperrte; aber auch im nordwestlichen Teil verriegelten Moränen den Ablauf zum Fischbachtal, so daß wohl anfangs ein Stausee sich bildete, der allmählich der Vertorfung anheimfiel. Heute entwindet sich in zahllosen Mäandern ein kleiner Bach in östlicher Richtung dem Hochmoor, um in geräumigem Trichter an der Kreuzungsstelle mit dem nordsüdlich streichenden Quersprung zu versickern. Der östliche Teil des Heutals endlich ist ganz für sich abgeschlossen; er verengt sich beständig durch herabrollende Bergsturztrümmer und so erhöht sich auch jetzt noch der trennende Riegel gegen Vordergföll.

F. Ergebnisse und neue Aufgaben.

Das kartierte Gebiet hat sich in stratigraphischer wie tektonischer Beziehung als äußerst reich an neuen Befunden gezeigt, die wohl als Ausgangspunkt für die Erforschung einer Anzahl interessanter Fragen, wie sie die nachbarlichen Gruppen in großer Fülle bergen, dienen möchten.

So hat zwar die Südkante und der nordöstliche Teil der Gruppe Faziesübergänge in der mittleren und oberen Trias aufgewiesen; dieselben in der unteren Trias zu finden, scheint eine dankenswerte Aufgabe, die in der Kalksteingruppe und am Südrand der Leoganger Steinberge zu verfolgen wäre. Die Gliederung der karnischen und norischen Sedimente der Waidringer Gegend wird auch für die bisher kaum beachtete Nordseite der Loferer Steinberge nicht ohne Bedeutung sein und ihre Anwendung hier vielleicht manches Neue bringen. Vor allem aber ist es die Tatsache der Deckenbildung, die im östlichen Teil unserer Gruppe so unabweisbar sich aufdrängt und nun dringend ihre Verfolgung in die anstoßenden Gebiete erheischt. Das Neokom des Kirchentals, die kreideumringte Trias des Gerhardsteins und Hochkranzes, das Wiederauftauchen der eigenartigen lichtbunten karnischen Dolomite an weit entlegenen Punkten des Saalachtales verraten heute schon einen innigen Zusammenhang dieser Erscheinungen mit unseren Kartierungsergebnissen. Eine Reihe lösenswerter Probleme harrt der Erforschung.

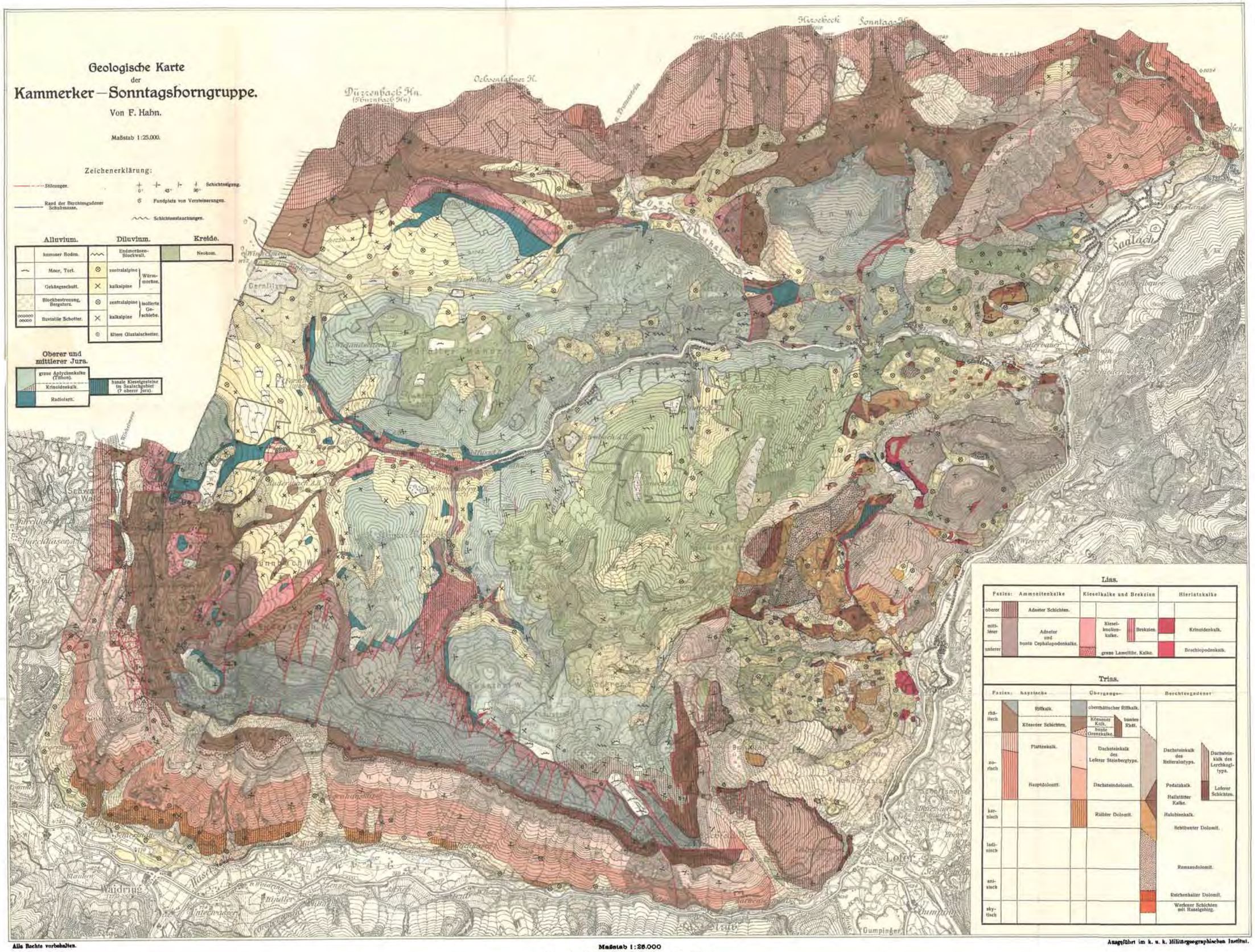
Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
D. Tektonisches Bild	637	[1]
I. Allgemeine Zergliederung in tektonische Einheiten	637	[1]
II. Die Schüsselmulde des basalen Gebirges bis zum Saalachwestbruch	638	[2]
1. Nordostrand (Hochgseng und Sonntagshorn)	638	[2]
2. Nordwestrand (Dürrnbachhorn)	642	[6]
3. Westrand (Scheibelberg, Schwarzlofergraben, Kammerker)	644	[8]
4. Südrand (Sonnenberg)	647	[11]
5. Südostecke (Strubpaß, Lachfeldkopf, Grubhörndl)	651	[15]
6. Muldenkern	654	[18]
7. Zusammenfassung	656	[20]
III. Das Saalachgebiet mit seinen Randbrüchen und der Deckenbildung	657	[21]
α) Die tektonischen Grundzüge des Saalachgebietes	657	[21]
β) Randbrüche	658	[22]
γ) Die Berchtesgadener Überschiebung	663	[27]
1. Schichtentwicklung in Basis und Decke	663	[27]
2. Schubrandausstrich	665	[29]
3. Einzelbesprechung der Saalachsenkzone	666	[30]
a) Unkener Kalvarienberg	666	[30]
Unkenbergscholle	668	[32]
b) Tälernalp—Sodervokenscholle	672	[36]
c) Prechler—Lieders—Vokenberg	677	[41]
d) Loderbichlscholle	683	[47]
e) Basales Gebirge von Faistau und der Postalp (P. 1207) mit Gföllhörndl, Lerchkogel und kleineren Schubinseln	685	[49]
IV. Allgemeine Bedeutung der tektonischen Einzelerscheinungen	690	[54]
α) Faltungsphasen im basalen und Deckgebirge	690	[54]
β) Die Berchtesgadner Überschiebung	693	[57]
Die Gleitbahn des Massentransports	693	[57]
Schub oder Überfaltung	694	[58]
Bedeutung der Deckenbildung	695	[59]
γ) Die Bruchsysteme des Gebietes und ihr gegenseitiges Altersverhältnis	699	[63]
1. Sinkverwerfungen	699	[63]
2. Verschieber	701	[65]
3. Steilschübe des Ostgebietes	701	[65]
V. Geschichtlicher Rückblick	702	[66]

	Seite	
E. Baustein, Bauplan, Erosion und Relief	704	[68]
I. Der Formenschatz des Gebietes	704	[69]
II. Bedeutung der Tektonik für die Formgestaltung	705	[69]
III. Die Glazialzeit als reliefschaffender Faktor	706	[70]
IV. Postglaziale Formwandlung	707	[71]
V. Einfluß des Baumaterials	707	[71]
VI. Das Unkener Heutal	709	[73]
F. Ergebnisse und neue Aufgaben	710	[74]

Verzeichnis der Textbilder.

		Seite	
Fig. 1.	Profil durch den Nordosthang des Unkener Heutales nach Vordergföll (M. 1:25.000)	641	[5]
Fig. 2.	Skizze vom Schneidergut in Vordergföll	641	[5]
Fig. 3.	Profil durch den Scheibelberg (M. 1:25.000)	644	[8]
Fig. 4.	Profil durch die Kammerker-Steinplatte (M. 1:25.000)	646	[10]
Fig. 5.	Skizze vom Url- und Lachfeldkopf von Süd	648	[12]
Fig. 6.	Profil Urlkopf—Grubhörndl—Gföllhörndl (M. 1:25.000)	653	[17]
Fig. 7.	Skizze vom Unkenbach am westlichen Klammausgang	655	[19]
Fig. 8.	Profil Schönbichl—Schwarzeck (M. 1:25.000)	656	[20]
Fig. 9.	Skizze vom Saalachwestbruch unter der Hölzelalm	660	[24]
Fig. 10.	Skizze der Lachfeldgasse vom hinteren Loferertal	662	[26]
Fig. 11.	Profilskizze vom Unkener Kalvarienberg	667	[31]
Fig. 12.	Skizze vom Roßbrandkopf (wiederholte Fig. 2 des ersten Teiles)	669	[33]
Fig. 12a.	Profilskizze durch die Nordseite des Roßbrandkopfs	669	[33]
Fig. 13.	Skizze des Hügelchens westlich P. 621 am Unkener Pfannhaus	671	[35]
Fig. 14.	Profil Tälernalp—Wirmbach (M. 1:25.000)	673	[37]
Fig. 15.	Skizze vom Kessel der Bräugföllalm	687	[51]
Fig. 16.	Profil Lerchkogl—Lofer (M. 1:25.000)	689	[53]

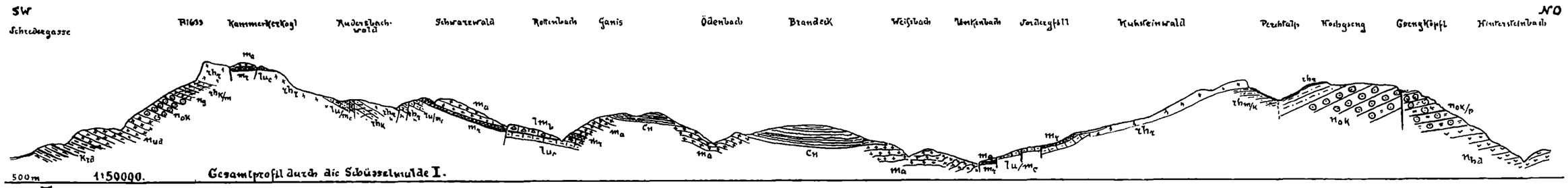


Alle Rechte vorbehalten.

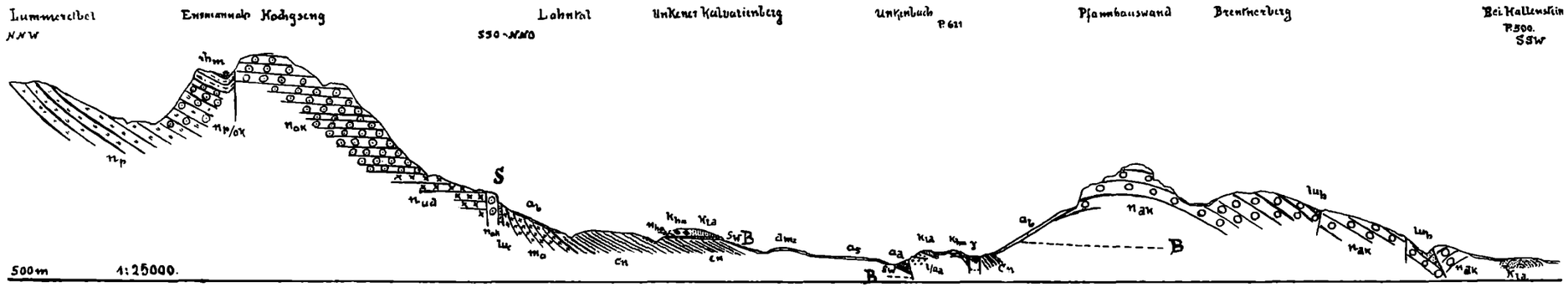
Maßstab 1:25.000

Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institut.

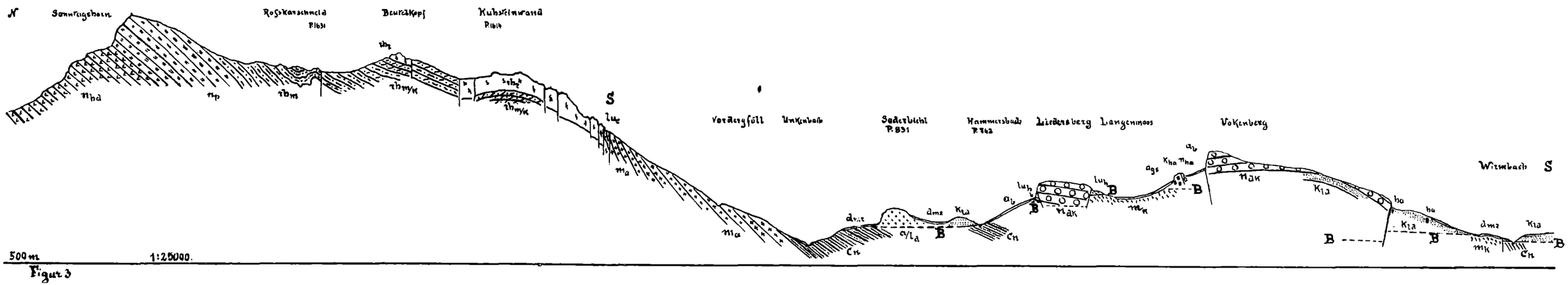
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



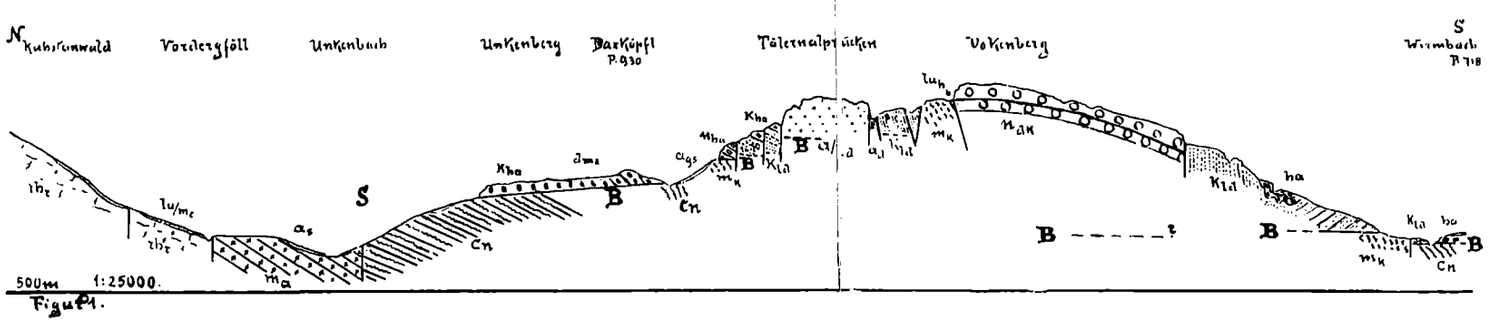
Figur 1.



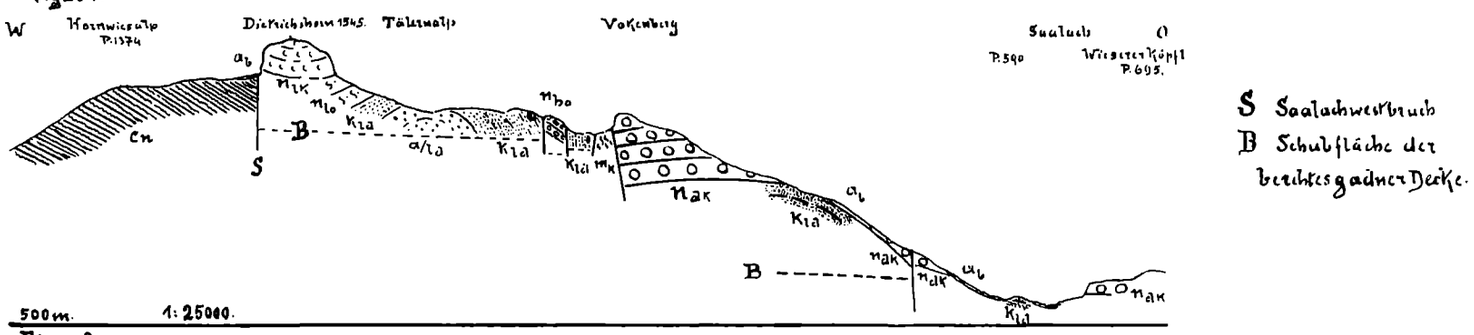
Figur 2.



Figur 3



Figur 1.



Figur 2.

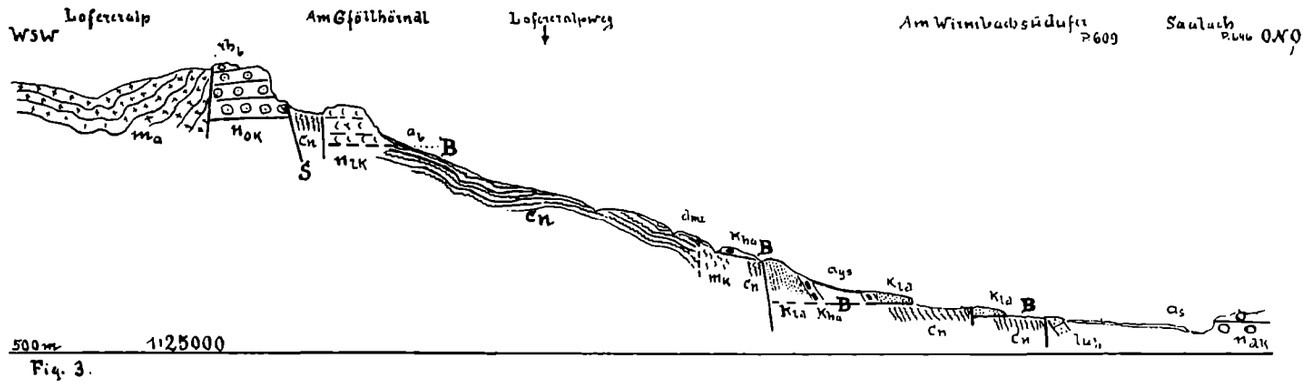


Fig. 3.

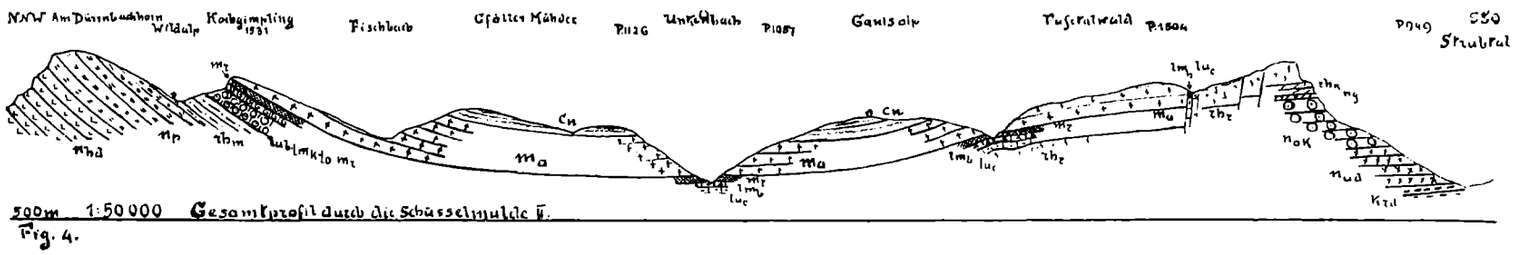


Fig. 4.

Zeichenerklärung.

Alluvium: a_m Moor. a_{gs} Gehängeschutt. a_b Bergsturz. a_s Fluviatile Schotter.

Diluvium: $d_{mz/k}$ Zentral(Kalk)alpine Moräne.

Kreide.	c_n	Neokom				
Jura	$m_{a(k)}$	Graue Aptychenkalke (mit Krinoidenkalklagen)	m_r	Radiolarit.	m_k	Basalkieselgesteine im Saalachgebiet. (Oberer Jura).

Lias.

Fazies:	Ammonitenkalke.		Kieselkalke u. Brekzien				Hierlatzkalke.	
oberer	l_o	Adneterschichten.						
mittlerer	l_u/m_c	Adneter und Bunte Cephalopodenkalke.	l_m/u_k	Kieselknollenkalke.	l_{m_b}	Brekzie.	l_{m_h}	Krinoideenkalk
unterer			l_{u_l}	Graue Lamellibranchiatenkalke.			l_{u_h}	Brachiopodenkalk

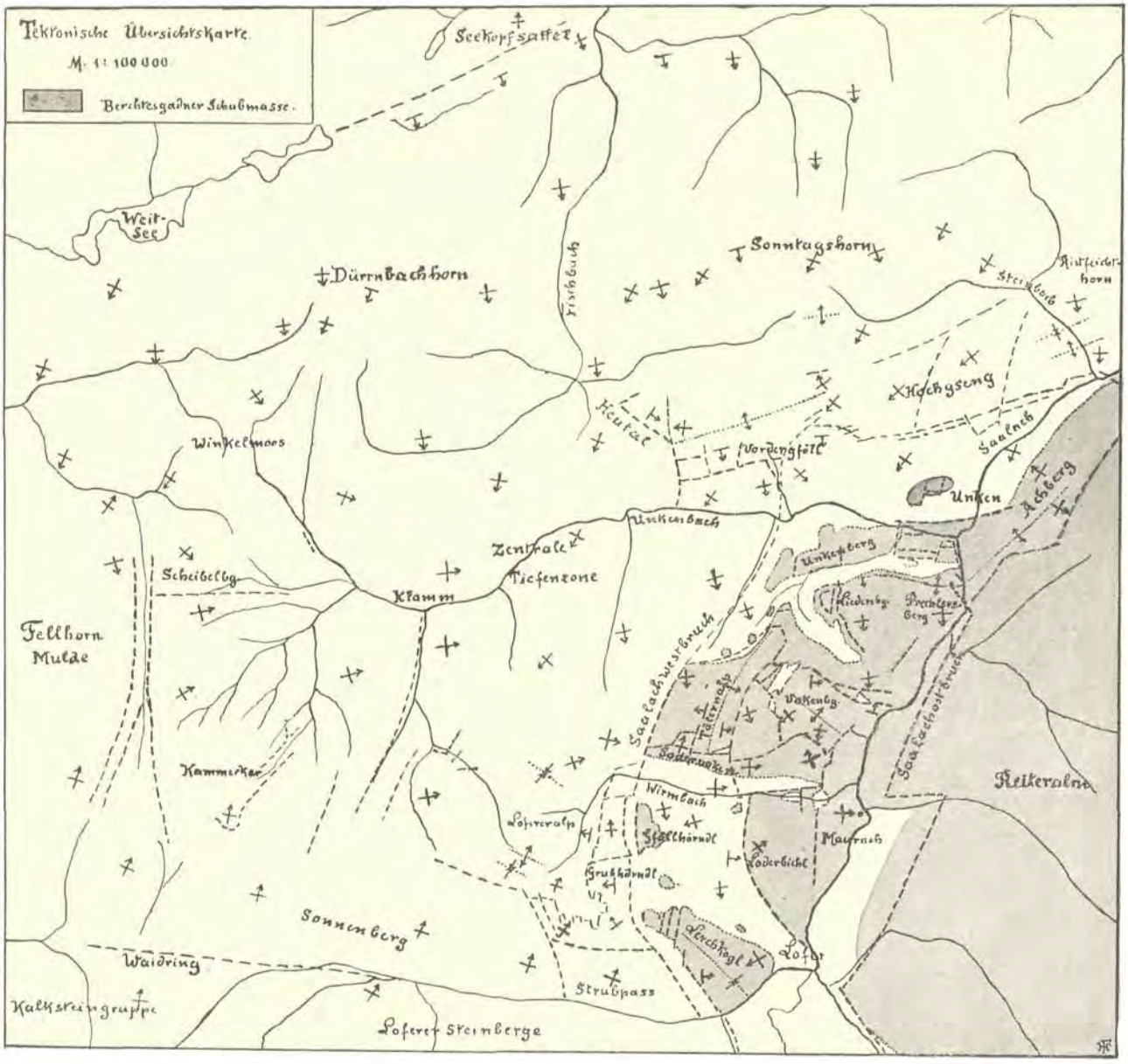
Trias.

Fazies:	bayrische.		Übergangs		berchtesgadner.	
Rhätisch	r_{h_r} / r_{h_m}	Riffkalk.	r_{h_r}	Oberrhätischer Riffkalk.		
		Kössener Schichten	r_{h_k}	Kössener Kalk. / Bunte Grenzkalke.	r_{h_b}	Buntes Rhät.
Norisch	n_p	Plattenkalk.	n_{ok}	Dachsteinkalk des Loferer Steinberg-typ.	n_{dk}	Dachsteinkalk des Reiteralm typ.
	n_{hd}	Hauptdolomit.	n_{ud}	Dachsteindolomit		Pedatakalke.
						Hallstätterkalk.
Karnisch			K_{rd}	Raibler Dolomit.	K_{ld}	Halobienkalke.
						Lichtbunter Dolomit.
Ladinisch					a/l_d	Ramsaudolomit.
Anisisch.					a_d	Reichenhallerdolomit
Skytisch.					$S_{w(y)}$	Werfnerschichten mit Haselgebirg

n_{lk} Dachsteinkalk des Lerchkogl typ.

Loferer Schichten

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumofskygasse 23.

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1907—1909

von C. v. John und C. F. Eichleiter.

Die im folgenden gegebene Zusammenstellung enthält die seit der letzten Veröffentlichung der Arbeiten des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt in dem Jahrbuche 1907, LVII. Bd., 1. und 2. Heft, also in den Jahren 1907, 1908 und 1909 durchgeführten Analysen.

Die hier veröffentlichten Untersuchungen bilden natürlich nur einen kleinen Teil der vielen in unserem chemischen Laboratorium für technische Zwecke ausgeführten Analysen, da wir hier nur solche vollständige oder partielle Untersuchungen aufgenommen haben, die sich auf Materialien beziehen, deren Fundorte oder eventuelle Erzeugungsstätten uns bekanntgegeben wurden oder die in anderer Hinsicht ein gewisses Interesse für den Praktiker bieten dürften.

Ein anderer Teil von Analysen, die in unserem chemischen Laboratorium ausgeführt wurden, fast durchweg Gesteins- und Mineralanalysen, welche wissenschaftlichen Zwecken dienten, sind entweder bereits an anderer Stelle veröffentlicht worden oder werden in nächster Zeit dazu gelangen.

Bezüglich der Namen der Fundorte mußten wir uns in manchen Fällen ganz auf die Angaben der Einsender verlassen, welche oft Lokalitäten nennen, die in keinem Ortslexikon auffindbar sind, weil es sich da meistens um einzelne Gehöfte, Berglehnen, Gräben und dergleichen handelt, so daß wir nicht imstande sind, solche Angaben zu kontrollieren und somit auch keine Verantwortung für die Schreibweise solcher Fundorte übernehmen können.

Da die im folgenden angeführten Untersuchungen für Parteien vorgenommen wurden und daher der Umfang derselben von den jeweiligen Wünschen der Parteien abhängig war, ist es begründet, daß nicht immer vollständige Analysen vorliegen, sondern häufig nur auf einzelne Bestandteile geprüft wurde.

Unserer Gepflogenheit, die vollständigen Analysen und partiellen Untersuchungen in entsprechende Gruppen einzuteilen, wurde auch hier Rechnung getragen, und zwar in folgender Weise:

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Zu den Tabellen, welche die Resultate dieser Analysen enthalten, wäre folgendes zu bemerken:

Die untersuchten Kohlen wurden nach Ländern und innerhalb dieser Abteilungen nach geologischen Formationen geordnet. Am Schluß dieser einzelnen Abteilungen haben wir noch die Ergebnisse einiger Brikett- und Koksproben angefügt, weil die geringe Anzahl derselben eine Zusammenfassung in eigene Gruppen nicht lohnte.

Bei der Schwefelbestimmung wurde stets der Gesamtschwefel nach der Methode von Eschka und außerdem der Schwefelgehalt in der Asche bestimmt. Die Differenz der bei diesen beiden Bestimmungen erhaltenen Resultate, welche die Zahl für den beim Verbrennen der Kohle entweichenden sogenannten schädlichen Schwefel angibt, wurde stets in die Elementaranalyse eingestellt.

Die Berechnung des Brennwertes (Kalorien) geschah durchweg nach der Formel:

$$\frac{8080C+34500\left(H-\frac{O}{8}\right)+2500S-\left(H_2O+9\frac{O}{8}\right)637}{100}$$

wobei C, H, O, S und H_2O die Prozente von Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, verbrennlichen Schwefel und Wasser bedeuten.

II. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Auch in dieser Gruppe sind die angeführten Kohlen nach Ländern und geologischen Formationen geordnet.

Die Rubrik für den Schwefelgehalt mußte auch diesmal aus dem Grunde entfallen, weil ebenfalls bei keiner derartigen Analyse eine Schwefelbestimmung verlangt worden war.

Wir können es abermals nicht unterlassen, unseren Standpunkt in bezug auf die Berthiersche Probe ganz ausdrücklich festzustellen. Wir sind uns selbstverständlich vollständig klar darüber, daß die Bestimmung der Wärmeeinheiten nach dieser Methode mit prinzipiellen Fehlern behaftet ist und deshalb die in dieser Weise gefundenen Brennwerte im allgemeinen und ganz besonders bei wasserstoffreichen Kohlen zu nieder ausfallen. Wir betonen also nochmals, daß wir der Methode von Berthier absolut keinen wissenschaftlichen Wert beimessen und dieselbe nur als Notbehelf in gewissen praktischen Fällen betrachten. Die genaueren Gründe, warum wir die Ausführung solcher Untersuchungen vorläufig noch immer nicht verweigern können, haben wir in einer unserer früheren Zusammenstellungen deutlich auseinandergesetzt und müssen dorthin verweisen [1]).

[1]) Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1901—1903, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., Bd. LIII, Heft 3, pag. 483.

III. Graphite.

IV. Erze:

a) Silber- und goldhältige Erze.

Hier wäre zu bemerken, daß in dieser Unterabteilung die verschiedensten Erze, welche ihrer Natur nach eigentlich in eine der nachfolgenden Unterabteilungen gehören würden, zusammengefaßt wurden, weil bei ihnen die Bestimmung der Edelmetalle zur Durchführung kam. Es fanden hier auch edelmetallführende Quarze und Gesteine Aufnahme.

b) Bleierze,
c) Kupfererze,
d) Wismuterze,
e) Zinnerze,
f) Antimonerze,
g) Arsenerze,
h) Eisenerze,
i) Manganerze,
k) Chromerze,
l) Zinkerze,
m) Uranerze,
n) Schwefelerze.

V. Kalke, Dolomite, Magnesite und Mergel.

VI. Tone und Quarzite.

VII. Wässer.

VIII. Mineralien.

IX. Diverse Materialien.

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	$C^0/_0$	$H^0/_0$	$O+N$ $^0/_0$	$S^0/_0$ verbrennlich	H_2O $^0/_0$	Asche $^0/_0$	$S^0/_0$ in der Asche	Gesamt-$S^0/_0$	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
	Österreich												
	Lana, Böhmen .	Karbon	62·15	3·32	10·18	0·95	13·55	9·85	0·51	1·46	5249	4922	Eichleiter
Englisch-böhmische Steinkohlengewerkschaft in Lana	Lana, Gewasch. Stückk.		62·10	3·71	11·73	1·01	16·75	4·70	0·10	1·11	5625	5129	
	Lana, „ Nußk. I		60·05	3·80	10·34	1·31	16·35	8·15	0·12	1·43	5573	4784	
	Lana, „ Nußk. II		57·82	3·53	10·39	1·51	15·45	11·25	0·25	1·76	5323	4945	
	Lana, „ Mittelk.		60·54	3·73	10·99	0·89	14·35	9·50	0·53	1·47	5558	5060	
	Lana, „ Griesk. I		57·95	3·21	11·40	0·74	15·85	10·85	0·12	0·86	5132	4715	
	Lana, Grieskohle II .		55·94	2·82	12·08	0·91	14·55	13·70	0·14	1·05	4816	4324	
	Lana, Grieskohle III		55·91	2·56	11·49	1·19	16·00	12·85	0·21	1·40	4749	4439	
	Lana, Staubkohle		46·15	2·83	12·83	0·64	12·30	25·25	0·48	1·12	3999	3795	
Landesausschuß v. Niederösterreich . . .	Tuschkau b. Pilsen (Freischurf)		77·97	4·71	10·43	0·64	1·50	4·75	0·27	0·93	7408	6348	
Österr. Berg- u. Hüttenwerksgesellschaft, Bergdirektion Teschen	Peterswald, Albrechtschacht		75·25	4·63	14·74	0·63	3·00	1·75	0·09	0·72	6934	6325	
	Karwin, Gabrielenzeche . .		78·71	4·32	10·01	0·61	1·55	4·50	0·13	0·74	7434	6532	
	Karwin, Hoheneggerschacht		77·94	4·27	10·43	1·01	2·25	4·10	0·09	1·10	7259	6371	
Steinkohlengewerkschaft Brzeszcze	Brzeszcze, Galizien		67·15	4·12	11·33	2·60	7·95	6·80	0·07	2·67	6300	5520	
	Brzeszcze, „ III Flöz		69·73	4·30	11·53	2·14	6·35	5·95	0·12	2·26	6551	5474	
	Brzeszcze, „ III Flöz		66·55	4·33	12·01	1·21	8·00	7·90	0·07	1·28	6248	5474	
	Brzeszcze, „ IV Flöz		70·42	4·56	11·55	0·67	5·60	7·20	0·17	0·84	6665	5819	
	Brzeszcze, VI Flöz Oberbank		71·59	4·29	12·66	0·76	5·90	4·80	0·05	0·81	6610	5957	
	Brzeszcze, VI Flöz Unterbank		64·42	4·04	12·94	0·60	6·40	11·60	0·07	0·67	5908	5474	
	Brzeszcze V Flöz		69·55	4·15	11·50	0·45	6·50	7·85	0·11	0·56	6442	5750	
	Brzeszcze, II Horizont, Flöz *B*		72·71	4·05	11·93	0·81	6·30	4·20	0·13	0·94	6653	5957	
	Brzeszcze, II Horizont, Flöz *D*		67·69	4·32	10·53	0·71	6·45	10·30	0·14	0·85	6409	5497	
	Andreasschacht, II Horizont, Flöz *E*		66·00	4·21	10·83	0·71	6·10	12·15	0·21	0·92	6235	5267	
	Andreasschacht, II Horizont, Flöz *F*		69·05	4·25	11·21	1·06	6·40	8·00	0·08	1·14	6470	5566	
	Brzeszcze, Bohrloch XIII, Flöz I		64·12	3·83	13·70	0·55	8·25	9·55	0·11	0·66	5775	5117	
	Brzeszcze, Bohrloch XIV		65·95	4·21	13·27	0·52	4·30	11·75	0·11	0·63	6099	5451	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	$C^0/_0$	$H^0/_0$	$O+N$ $^0/_0$	$S^0/_0$ verbrennlich	H_2O $^0/_0$	Asche $^0/_0$	$S^0/_0$ in der Asche	Gesamt-$S^0/_0$	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Société Anonyme miniere et industr.	Domsgrube Sobieskischacht, Henri-Flöz	Karbon	63·41	4·10	13·65	0·94	10·80	7·10	0·53	1·47	5805	5221	Eichleiter
S. Ostersetzer, Jaworzno	Jaworzno, Förderkohle . . .	„	47·05	3·57	22·24	1·19	14·15	11·80	1·35	2·54	3855	3565	„
Gräfl. Potockische Berg- und Hüttenwerke in Siersza	Kwaczała, Bohrloch Nr. II, Galizien		59·51	3·62	15·14	1·93	11·85	7·95	0·83	2·26	5270	5060	
	Kwaczała, Bohrloch Nr. II, III. Flöz		62·32	3·63	13·99	0·76	15·15	4·15	0·28	1·04	5506	5612	
	Kwaczała Bohrloch 540 *m* tief		50·73	3·32	13·40	2·55	12·20	17·80	0·34	2·80	4555	4278	
F. Heß in Krzesowice .	Kwaczała, Bohrloch Nr. III, Galizien .		65·46	3·96	15·78	0·50	8·80	5·50	0·02	0·52	5819	5313	
Gräfl. Potockische Berg- u. Hüttenw. in Siersza	Siersza, Adamflöz .		49·64	2·34	11·02	4·20	16·41	16·39	0·44	4·64	4246	4554	„
Galizische Montanwerke, Siersza	Siersza { Arthurschacht . .		64·36	4·02	14·84	0·83	12·75	3·20	0·35	1·18	5779	5318	Hackl
	{ Christinenschacht .		70·14	4·56	11·52	0·03	10·60	3·15	0·34	0·37	6594	5642	„
	Siersza, Christinengrube, Adamflöz		58·74	3·88	13·32	0·61	18·55	4·90	0·72	1·33	5311	4784	Eichleiter
	Siersza, Christinengr., Andreasflöz	„	59·48	3·95	13·07	0·65	18·60	4·25	0·05	0·70	5411	4853	
F. Krätschmer, Wien	Skutsch, Böhmen	Kreide	61·53	4·33	5·37	6·22	9·65	12·90	0·08	6·30	6270	4780	
Braunkohlenbergbau Sonnberg	Sonnberg bei Treibach, Kärnten	Eocän	52·22	3·93	12·43	3·82	16·50	11·10	1·06	4·88	4942	4416	
Trifailer Kohlengewerkschaft, Wien	Arsa, Istrien	Eocän (Kosina-Sch.)	61·64	4·05	9·47	7·59	2·05	15·20	2·16	9·95	6080	5152	
Kohlengewerkschaft „Mte. Promina", Triest . .	Siverić, Unterflöz	Eocän	48·22	3·46	16·70	4·22	16·30	11·10	1·49	5·71	4251	3979	
F. v. Mayr-Melnhof, Wien	Chodau, Böhmen, Gaskohle .	Oligocän	53·02	5·18	11·40	2·25	20·00	8·15	0·28	2·53	5424	4370	
A. Grosse, Chodau .	Grünlas b. Neusattel, Böhmen, Anna-Tiefbau		63·27	6·68	14·07	2·03	6·50	7·45	0·42	2·45	6718	5037	
Ing. Maurer-Löffler, Graz	Hrastowetz, Untersteiermark . .		82·82	4·05	5·33	1·40	0·06	5·80	0·33	1·73	7851	7475	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	O+N %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Eibiswalder Glanzkohlen gewerkschaft, Graz .	Eibiswald gewasch. Nußkohle .	Oligocän	64·69	4·63	15·73	0·71	10·70	3·50	0·24	0·99	6079	5290	Eichleiter
Magnetindustrie-Gesellschaft, Neuberg	Eibiswald, Charlotte-Marie-Sch.		56·92	3·85	15·56	1·17	13·10	9·40	0·27	1·44	5089	4669	
E. Ritter v. Jenstein .	Groß-Lipoglau bei Gonobitz, Untersteiermark		54·82	4·17	11·88	2·68	2·35	24·10	0·60	3·48	5320	4649	
J. Knappe, Triebschitz	Püllna, Böhmen, Freischurf I .	Miocän	48·08	3·15	15·83	4·54	17·05	11·00	0·78	5·38	4281	3818	
Püllnaer Kohlengewerkschaft	Nemelkau, Parz. K.-Z. 108/2		46·20	4·20	14·56	0·94	17·90	16·20	0·24	1·18	4370	3680	
	Püllna, Parz. K.-Z. 308 . .		47·99	3·93	14·53	0·70	18·95	13·90	0·39	1·09	4398	3726	„
	Nemelkau, Parz. K.-Z. 344		48·93	3·83	16·03	0·71	25·65	4·85	0·18	0·89	4325	3864	Hackl
F. J. Tott, Aussig .	Würschen, Böhmen		52·26	4·10	16·64	0·50	20·65	5·85	0·42	0·92	4681	4020	
	Püllna, Böhmen . .		49·15	3·94	20·36	0·80	16·20	9·55	0·25	1·05	4222	3944	
	Nemelkau, Böhmen I .		47·73	3·92	15·33	0·72	14·70	17·60	0·35	1·07	4361	3758	
	„ „ II		45·44	3·43	17·87	1·81	15·45	16·00	0·32	2·13	3904	3703	
	Skyritz, Böhmen .		51·93	4·01	17·16	1·50	17·90	7·50	0·44	1·94	4638	4055	
A. Schwarz, Budweis	Račic bei Wodnian, Böhmen (grubenfeucht)		32·18	2·77	14·63	2·32	43·20	4·90	0·35	2·67	2602	2737	Eichleiter
Braunkohlenwerke Saxon-Bohemia . .	Milsau, Böhmen		38·56	2·81	13·02	1·01	29·25	15·35	0·45	1·46	3264	3105	
Bergdirektion Türmitz, Böhmen	Türmitz, Maria-Antoniaschacht		44·70	3·59	15·79	0·25	26·67	9·00	0·40	0·65	3894	3864	
Mürztaler Kohlengewerkschaft, Au .	Parschlug, Steiermark		60·54	4·41	17·25	4·00	8·50	5·30	0·26	4·26	5590	5221	
F. Krätschmer, Wien Maschinenfabrik, Andritz bei Graz	Weinitzen, Steiermark		32·21	2·46	12·60	1·38	33·80	17·55	1·07	2·45	2635	2737	
			38·86	2·86	17·89	0·84	22·30	17·25	1·37	2·21	3105	3174	
K. k. priv. Südbahngesellschaft, Wien	Gaiseregg, Steiermark		53·62	3·70	13·61	2·52	16·85	9·70	0·34	2·86	4881	4209	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
J. Schneider, Wien	Babenberg bei Grobelno, Untersteiermark	Miocän	54·57	3·79	16·86	1·78	16·10	6·95	0·54	2·27	4809	4393	Eichleiter
J. Vollmayer, Kohlberg	Arlberg, Untersteiermark		73·64	4·75	13·84	1·37	1·25	5·15	0·20	1·57	6919	6750	
Johannestaler Kohlengewerkschaft Karmel, Unterkrain	Karmel, ∫ Fortunaschacht		53·87	4·62	14·97	0·29	20·85	5·90	0·29	0·58	5028	3956	
	Krain \ Marienschacht		51·11	2·95	16·68	1·31	22·30	5·64	0·56	1·87	4198	4370	
	Straßberg, Krain		47·37	3·07	16·06	1·05	25·85	6·60	0·89	1·94	3940	4002	
E. Werner, Wien	Zöbern bei Aspang, N.-Ö.		67·09	4·14	13·53	0·74	7·30	7·20	0·63	1·37	6141	5658	
Landesausschuß von Niederösterreich	Wiesfleck bei Thomasberg, N.-Ö. Freischurf		61·36	4·53	18·89	1·32	9·70	4·20	0·29	1·61	5541	5037	
A. Bärnreither, Parz, Oberösterreich	Welhotten, Böhmen	?	49·34	3·44	7·64	6·83	15·25	17·50	0·36	7·19	5858	4393	
Nebesky & Co., Prag	Schwaz, Florentini - Maria-Schacht	Neogen	50·18	2·86	17·66	0·40	26·45	2·95	0·31	0·71	3821	3933	
Verwaltung des Ellyschacht	Ellyschacht bei Eisenberg bei Seestadtl, Böhmen		59·75	4·84	12·17	1·04	19·10	3·10	0·15	1·19	5790	4692	
Bergverwaltung des Henriettenschacht	Dux, Henriettenschacht		47·84	3·54	13·25	0·37	33·25	1·75	0·17	0·54	4217	3669	Hackl
Direktion des Johann-Tiefbauschacht	Brüx, Johann-Tiefbauschacht		46·36	3·39	14·45	0·70	30·65	4·45	0·52	1·22	4010	3910	Eichleiter
Verkaufsbureau, Aussig	„ Tegetthoffschacht		56·21	4·80	18·17	0·27	17·60	3·45	0·25	0·52	5007	4393	„
O. Reißl, Wien	Morawess b. Brüx, Parzelle 272 (Bohrprobe)		57·16	4·54	17·13	1·52	12·00	7·65	0·42	1·94	5385	4646	
Magnesitindustrie-Gesellschaft, Neuberg	Frischglückgrube (Neusattel-Ellbogener Revier)		34·99	2·63	10·71	0·62	37·70	13·35	0·42	1·04	2971	2829	
Falkenau-Egerer, Bergbau-Gesellschaft, Eger	Janessen, Poldischacht		56 51	5·52	12·01	2·36	18·25	5·35	0·38	2·74	5810	4462	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	$C^0/_0$	$H^0/_0$	$O+N$ $^0/_0$	$S^0/_0$ verbrennlich	H_2O $^0/_0$	Asche $^0/_0$	$S^0/_0$ in der Asche	Gesamt-$S^0/_0$	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Joh. Konopatsch jr., Wien	Kosów, Galizien (Schurfbau)	Neogen	59·86	4·12	20·79	0·53	11·15	3·50	0·41	0·99	5156	4692	Eichleiter
	Wierzbowce, Galizien (Schurfbau)		54·68	3·77	20·46	1·39	12·80	6·90	0·47	1·86	4642	4485	„
G. Ritt. v. Gojan, Wien	Riwnia	Bukowina	57·46	4·37	21·02	1·55	12·25	3·35	0·41	1·96	5053	4676	John
	Lukawitz	Bukowina	49·90	3·52	15·95	2·28	13·80	14·55	0·57	2·85	4113	4060	„
Trifailer Kohlengewerkschaft, Wien	Reichenburg, Steiermark, I. Ausbiß		39·65	2·66	13·72	3·72	25·95	14·30	0·82	4·54	3357	3450	Eichleiter
	Reichenburg, II. Flöz		48·22	3·11	14·69	1·38	23·20	9·40	1·09	2·47	4116	4209	„
E. Ritt. v. Jenstein, Wien	Döschno	Untersteiermark	70·58	5·26	11·98	1·25	2·10	8·85	0·21	1·46	6931	5842	
	Laporje	Untersteiermark	53·78	4·21	20·80	0·46	15·55	5·20	0·55	1·01	4664	4416	
	Ober-Feistritz	Untersteierm.	48·95	3·90	23·29	0·61	13·05	10·20	0·50	1·11	4062	3910	
	Ober-Losnitz	Untersteierm.	45·96	3·56	16·74	4·13	14·40	15·20	0·68	4·81	4114	3657	
	Slogonadorf bei Augenbach, Untersteiermark		47·90	5·00	23·35	0·99	20·05	2·71	0·30	1·29	3918	4040	John
	Gladomes bei Ober-Losnitz, Untersteiermark		49·42	4·55	16·94	1·44	20·20	7·45	0·80	2·24	4617	4318	
	Köstendorf bei Ober-Losnitz Untersteiermark		49·09	3·64	22·47	0·65	13·15	11·00	0·60	1·25	4025	4048	Eichleiter
Kohlenbergbau Wirtachtobel	Wirtachtobel, Vorarlberg		56·18	3·87	13·57	3·83	10·60	11·95	1·30	5·13	5223	4623	
G. Vaglienti in Primiero	Ospedaletto, Val Sugana, Schurfkohle	Neogen II. Mediterranst.	50·07	3·74	17·42	2·32	16·80	9·65	1·68	4·00	4410	4117	
R. Richter, Dresden	Briquette aus Gödinger Kohle	—	51·74	4·24	21·83	0·39	12·70	9·10	0·85	1·24	4474	4140	
Falkenau-Egerer Bergbau-Gesellschaft, Eger	Briquette aus Kohle der von Littmitz Katharinazeche	—	56·65	4·50	17·50	2·80	9·90	8·65	0·25	3·05	5256	4577	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	$C^0/_0$	$H^0/_0$	$O+N$ $^0/_0$	$S^0/_0$ verbrennlich	H_2O $^0/_0$	Asche $^0/_0$	$S^0/_0$ in der Asche	Gesamt-$S^0/_0$	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Braunkohlenbergb., Hilfe Gottes-Zeche, Dubnian, Mähren	Briquettes aus Dubnianer Kohle	—	43·49	3·35	18·54	0·92	19·55	14·15	1·23	2·15	3625	3404	Eichleiter
Österr. Berg- u. Hüttenwerk-Ges., Bergdir. Teschen	Koks aus Kohle vom Hoheneggerschacht bei Karwin	—	84·52	0·33	3·55	1·05	0·60	9·95	0·04	1·09	6826	6785	
S. Ostersetzer, Jaworzno	Briquette I/II aus Jaworznoer Kohle	—	39·55	2·90	17·72	1·58	12·40	25·85	2·71	4·29	3275	3151	
	„ III aus Jaworznoer Kohle	—	40·80	2·42	19·29	1·14	12·40	23·95	2·72	3·86	3111	3243	
Ungarn.													
K. k. priv. Südbahngesellschaft, Wien	Szabolc I	Lias	65·29	3·95	6·74	2·97	1·75	19·30	0·09	3·06	6363	5428	„ „
	„ II (Staubkohle)	„	65·36	3·86	4·67	2·26	1·85	22·00	0·08	2·34	6424	5244	
M. Popovici, Kronstadt	Szyltal I	Oligocän	65·98	4·36	9·13	2·18	3·30	15·10	0·24	2·42	6407	5482	John
	„ II	„	70·56	5·23	10·97	1·14	5·90	6·20	0·25	1·39	6945	5976	„
Kohlenwerke Vinica	Ladanje dolnje, Kroatien	Neogen	45·87	3·36	17·05	0·02	25·20	8·50	1·25	1·27	3847	3611	Eichleiter
J. Fodroczy, Agram	Marija-Bistrica, Schurfkohle	?	45·14	3·36	14·57	2·43	18·35	16·15	1·25	3·68	4063	3580	
B. Reitter-Landa, Wien	Virovitica, Slawonien	Neogen	23·78	1·97	8·22	1·83	51·30	12·90	1·07	2·90	1906	1794	
Dr. M. Ascher, Wien	Pakrac, Slawonien		56·19	4·21	21·36	1·31	14·30	2·60	0·20	1·54	4903	4577	
K. k. priv. Südbahngesellschaft, Wien	Briquettes (Boulette) aus Szabolcer Kohle	—	66·52	3·81	5·26	2·11	1·90	20·40	0·08	2·19	6468	5336	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche%	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
	Bosnien u. Herzegowina												
Wiener Bankverein, Wien	Banjaluka	Miocän	50·13	3·46	14·69	1·47	16·50	13·75	0·29	1·76	4436	4094	Eichleiter
Bosn.-herz. Montanbureau, Wien	Benjamingrube, Bosnien	„	44·31	3·84	22·58	0·26	21·16	7·86	0·56	0·83	3642	3220	Hackl
	Breza, Stollen I, Stückkohle	Miocän ?	54·82	3·61	14·72	3·05	13·80	10·00	0·51	3·56	4923	4347	Eichleiter
	Dolna-Tuzla, Neuschacht Ost	Miocän	44·21	3·49	18·00	0·25	25·17	6·90	0·53	0·78	3704	3450	„
	„ „ „ West	„	48·91	3·56	19·56	0·22	26·05	0·70	0·48	0·70	3687	3473	„
R. Zásteřa, Wien	Foča, Bosnien	„	55·69	4·05	17·97	1·89	6·25	4·15	0·63	2·52	4936	4485	
Bosn.-herz. Montanbureau, Wien	Kakanj-Doboj I	„	64·90	4·53	15·27	1·40	7·60	6·30	0·18	1·58	6025	5359	
	Kakanj-Doboj II	„	57·95	4·03	13·33	1·69	7·80	15·15	0·21	1·90	5411	5129	
	Kakanj-Doboj Nußkohle	„	51·60	3·02	14·69	0·59	7·75	22·35	1·20	1·79	4437	4025	„
	Kakanj-Doboj Grieskohle	„	52·52	3·70	12·55	0·93	8·45	21·85	0·94	1·87	4858	4168	„
	Kakanj-Doboj Bohrloch I Hangendflöz		52·87	3·64	13·52	1·93	4·06	23·98	1·23	3·16	4870	4554	John
	Kakanj-Doboj Bohrloch I Liegendflöz		51·23	3·42	13·63	1·12	4·50	26·10	0·92	2·04	4695	4324	„
	Kakanj-Doboj, Bohrloch II		49·74	3·60	11·98	0·98	5·50	28·80	1·04	2·02	4679	4209	Eichleiter
Handels- und Transport-Akt.-Ges., Wien	Prevest-Maljesno, Bosnien		57·76	4·41	18·73	0·85	11·70	6·55	0·77	1·62	5194	4611	Hackl
Bosn.-herz. Montanbureau, Wien	Sutiščica		57·55	3·71	15·89	0·95	16·70	5·20	0·51	1·46	5051	4738	Eichleiter
	Zenica II. Liegendflöz, Bohrprobe		47·21	3·62	15·00	3·72	10·50	19·95	1·19	4·91	4033	3933	
	Ausland												
K. k. priv. Südbahngesellschaft, Wien	Cardiff I *a* (Admiralitätskohle)	Karbon	85·58	3·92	8·70	1·00	0·60	5·20	0·05	1·05	8103	7360	
	Newcastle	„	81·14	4·88	8·69	0·89	2·15	2·85	0·07	0·96	7842	6762	
J. Singer, Wien	Mittel-Lazisk, Margarete-Grube, Emmaflöz, Ob.-Schl.		78·99	4·14	4·26	1·06	4·70	11·85	0·29	1·35	7190	5405	

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	$C^0/_0$	$H^0/_0$	$O+N$ $^0/_0$	$S^0/_0$ verbrennlich	H_2O $^0/_0$	Asche $^0/_0$	$S^0/_0$ in der Asche	Gesamt-$S^0/_0$	Kalorien	
											Berechnet	nach Berthier
K. k. priv. Südbahngesellschaft, Wien	Merlenbach, Lothringen	Karbon	74·89	5·05	10·57	1·09	2·75	5·65	0·82	1·41	7272	5819
	Spittel, Lothringen I	„	70·80	4·40	12·18	0·92	4·00	7·70	0·46	1·38	6635	5704
	Spittel, Lothringen II	„	66·98	4·16	9·27	1·19	3·40	15·00	0·25	1·44	6734	5267
Hlawatsch & Isbary, Wien	Pachow, Annagrube, Preußen		65·41	4·04	8·58	0·77	4·00	19·20	0·39	1·16	6081	5290
L. Katz in Wien	Ripnik, Donnersmarkgrube, Pr.-Schl.		70·53	4·43	16·41	0·58	6·45	1·60	0·14	0·72	6376	5780
J. Jokl, Wien	Sosnowice, Rußland, Milowitzer Grube		63·70	3·74	13·39	0·97	7·80	10·40	0·30	1·27	5740	5536
F. Krätschmer, Wien	Boljevac, Serbien, Kleinkohle gewaschen	Lias	64·67	3·30	3·78	3·25	0·95	24·05	1·33	4·58	6250	5267
Handels- und Transport-Akt.-Ges., Wien	Jarando Hauptflöz	Kreide	65·13	4·18	5·95	5·99	1·00	17·75	0·32	6·31	6550	5152
	Serbien Stollen IV	„	61·04	4·17	7·49	4·85	1·70	20·75	0·11	4·95	6103	4807
Brüder Münch, Paracin, Serbien	Radenko, Serbien	Tertiär	33·82	2·81	13·07	0·65	21·35	28·25	0·71	1·36	2843	2806
J. Rotter, Wien	Comanesti, Rumänien		60·14	4·49	17·65	1·72	10·60	5·40	0·87	2·59	5495	4783
Société charbonage du District Bacau	Vermesti, Rumänien	?	58·15	4·56	18·93	0·31	11·90	6·15	0·58	0·89	5250	4761

Analytiker
Eichleiter
„ „
Hackl
Eichleiter

II. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Kalorien nach Berthier
	Österreich.				
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Pilsen	Lihn, Hilfschacht .	Karbon	6·70	11·85	5589
	„ „ .	„	6·95	9·35	5612
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Prag .	Lana, Lauraschacht	„	14·10	6·80	5014
K. u. k. Intendanz des 9. Korps, Leitmeritz .	Schatzlar, Elisabethschacht, Würfelk. .	„	2·65	2·95	6394
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Pilsen . .	Preheischen b. Nürschan, Zieglersch.	„	10·50	7·65	5566
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Linz	Nürschan, Pankratzzeche	„	8·15	13·85	5359
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Pilsen .	„ „	„	8·15	8·35	5658
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Innsbruck .	Nürschan	„	6·25	19·65	4853
K. k. Revierbergamt, Brünn	Zbeschau bei Segen-Gottes: I. Flöz. 5. Sohle nördl. Gr. I	„	0·65	14·70	6118
	Zbeschau bei Segen-Gottes: „ „ „ „ II	„	1·05	6·40	6647
	Zbeschau bei Segen-Gottes: „ „ „ südl. Victor	„	0·60	9·80	6440
	Zbeschau bei Segen-Gottes: II. Flöz. „ nördl. vom Heinrichschacht	„	0·60	18·35	5888
K. u. k. Intendanz des I. Korps, Krakau	Brzeszcze, Galizien	„	8·45	7·10	5421
Jaworznoer Steinkohlengewerkschaft . .	Jaworzno, Jacek-Rudolfzeche	„	20·65	5·20	4600
Bergbau- u. Industriegesellschaft, Krakau	Domsgrube bei Jaworzno . . .	„	13·95	6·60	4899
K. u. k. Intendanz des 9. Korps, Josefstadt	Triebschitz, Washingtonschacht .	Oligocän	34·10	6·20	3556
Falkenau-Egerer Bergbaugesellschaft . .	Littmitz, Katharinagrube, Gaskohle	„	31·85	4·80	3680
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Graz	Eibiswald, Charlotte-Marieschacht . .	„	12·00	5·10	5129
	Petschounig bei Cilli, Constantiaschacht	„	19·75	5·05	4416
K. u. k. Intendanz des 9 Korps, Leitmeritz	Niedergeorgental, Guidoschacht II	Miocän	30·15	3·35	4025
	„ „		29·64	7·25	3864
	„ „ .		25·90	5·60	4160
K. u. k. Intendanz des 9. Korps, Josefstadt	Deutsch-Kralup, Braunkohlengew. „Elsa“		34·00	4·20	3643
	Bilin, Fügnerschacht		28·75	4·75	3800
Neubeschert-Glückzeche, Töplitz	Friedrichschacht bei Eichwald		27·65	8·30	3634

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Kalorien nach *Berthier*
	Österreich.				
K. u. k. Intendanz des 9. Korps, Leitmeritz	Brüx, Juliusschacht	Neogen	28·05	3·10	4006
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Brünn	„ „	„	23·50	5·20	4324
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Prag	Schallan, Maximilianschacht	„	34·95	3·95	3881
K. k. Landwehrkommando, Leitmeritz	„ „	„	30·45	3·90	3554
Betriebsleitung der Georgzeche	Eidlitz bei Komotau, Georgsfeld I	„	32·20	4·70	4042
	Eidlitz bei Komotau, Georgsfeld II	„	33·60	4·50	3726
Falkenau-Egerer Bergbaugesellschaft	Zieditz, Georg-Josefigrube, Gaskohle	„	12·55	13·70	4270
K. u. k. Intendanz des 9. Korps, Leitmeritz	Wohontsch, Franz-Josefstollen	„	30·40	3·00	3818
K. u. k. Intendanz des 9. Korps, Josefstadt	Modlan, Christinengewerkschaft	„	26·34	2·65	4007
K. k. Landwehrkommando, Leitmeritz	Seestadtl, Hedwigschacht	„	28·45	8·85	3784
	Ungarn.				
K. u. k. Militär-Stationskommando, Gyöngyös	Salgó-Tarján, Karlschacht	Neogen	7·85	20·05	4391
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin, Nyiregihaza	„ „ „	„	9·65	26·30	3935
K. u. k. Intendanz des 4. Korps, Budapest	„ „ „	„	9·45	5·75	5330
	„ „ „	„	8·20	17·85	4407
	„ „ „	„	13·80	11·70	4278
Franz Wach, Wien	Nadrag	„	20·60	16·90	3450
K. u. k. Intendanz des 4. Korps, Budapest	Solymár	?	16·25	13·65	3887
	Golubovec	Neogen	11·90	27·10	3680
A. Nowak, Graz	Vinice, Kroatien (Schurfbau)	?	33·90	8·20	3013
	Ausland.				
B. Maisel, London	Plewna, Bulgarien	?	0·80	15·55	6256

III. Graphite.

Graphit von Raabs in Niederösterreich, eingesendet von E. Kann in Wien:

		Prozente	
Kohlenstoff		52·11	
Asche	Kieselsäure	32·20	44·00
	Tonerde	8·18	
	Eisenoxyd	1·66	
	Kalk, Magnesia und Alkalien (Diff.)	1·96	
Schwefel		0·27	
Wasser bis 100° C		0·80	
Wasser über 100° C (Diff.)		2·82	
	Summe	100·00	

John.

Graphitischer Schiefer von Schlowitz bei Rakonitz in Böhmen, eingesendet von J. Michalek in Rakonitz:

	Prozente
Kohlenstoff	6·69
Asche	90·55
Wasser bis 100° C	1·65
Wasser über 100° C (Diff.)	1·11
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphitschiefer aus dem Velebitgebirge in Kroatien, eingesendet von M. Schneidmesser in Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	33·52
Asche	59·00
Wasser bis 100° C	2·90
Wasser über 100° C (Diff.)	4·85
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphit von Bruck a. d. M., Steiermark, eingesendet von A. Alscher in Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	26·52
Asche	65·40
Wasser bis 100° C	2·00
Wasser über 100° C (Diff.)	6·08
Summe	100·00

Der vorliegende Graphit enthält außerdem 0·12% Schwefel.

John.

Graphit von Aflenz in Steiermark, eingesendet von Bernfeld & Rosenberg in Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	26·69
Asche	66·55
Wasser bis 100° C	2·45
Wasser über 100° C (Diff.)	4·31
Summe	100·00

Eichleiter.

Graphite von Stuben in Südböhmen, eingesendet von der Graphitgewerkschaft dortselbst:

	I.	II.
	Prozente	
Kohlenstoff	33·10	34·59
Asche	61·60	63·70
Wasser bis 100° C	2·45	1·00
Wasser über 100° C (Diff.)	2·85	0·71
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphite von Stuben in Böhmen, eingesendet von obiger Gewerkschaft:

	P. I.	P. II.	*SIH*	*SIW*
	Prozente			
Kohlenstoff	49·04	18·63	26·13	36·75

Eichleiter.

Graphitproben von Bruck a. d. Mur, eingesendet von F. Ludwig in Wien:

	Prozente	
	Rohgraphit	Schlämmprobe
Kohlenstoff	12·03	22·80
Asche	84·30	70·75
Wasser bis 100° C	0·55	1·10
Wasser über 100° C (Diff.)	3·02	5·35
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Graphitschiefer von Bellinzona in der Schweiz, übergeben von Dr. F. Kossmat in Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	26·37
Asche	70·60
Wasser bis 100° C	0·60
Wasser über 100° C (Diff.)	2·43
Summe	100·00

John.

Graphite von Müglitz in Mähren, eingesendet von Geßner Pohl & Co. in Müglitz:

	I.	II.
	Prozente	
Kohlenstoff	40·35	34·50
Asche . . .	55·70	60·00
Wasser bis 100° C. . .	1·95	2·60
Wasser über 100° C (Diff.)	2·00	2·90
Summe	100·00	100·00

John.

Graphit von Baradna in Ungarn, eingesendet von Desiderius Vitez in Wien:

	Sarolta-Stollen
	Prozente
Kohlenstoff	22·17
Asche	73·15
Wasser bis 100° C . .	0·45
Wasser über 100° C (Diff.)	4·23
Summe	100·00

Eichleiter.

IV. Erze.

a) Silber- und goldhältige Erze.

Bleiglanz von Tachau in Böhmen, eingesendet von A. Ebert in Wien:

	Prozente	
Blei .	77·37	
Silber	0·01	John.

Bleiglanz vom Monte della Galina, Gem. Meano, bei Lavis in Südtirol, eingesendet von A. v. Hoffingott in Trient:

	Prozente
Blei .	46·06
Silber	0·1049

Eichleiter.

Bleiglanz von Fol Maden, Vilajet Trapezunt, Sandjak Gümüschane in Kleinasien, übergeben von Dr. F. Kossmat in Wien:

	Prozente		
	Blei	Silber	
Efkiar, Hauptgang	57·10	0·106	
Efkiar, Nebengang . .	71·03	0·022	
Topuk, nördlicher Gang	76·15	0·033	John.

Bleiglanz von Gorno—Temleno, im Bezirk Küstendil in Bulgarien, eingesendet von A. Gugig in Wien:

	Prozente	
Blei	59·42	
Silber	0·0111	Eichleiter.

Bleiglanz von Gorno—Temleno in Bulgarien, eingesendet von B. Maisel in London:

	Prozente	
Blei	64·27	
Kupfer	1·76	
Silber	0·01376	Eichleiter.

Bleiglanz von Teltsch in Mähren, eingesendet von Dr. H. Friedrich in Prag:

	Prozente	
Gold	0·00001	
Silber	0·12500	Eichleiter.

Bleiglanze von Vrba in Bosnien, eingesendet von der Handels- und Transport-Aktiengesellschaft in Wien:

	I.	II.	
	Prozente		
Blei	3·93	18·58	
Nickel	0·17	Spur	
Silber	0·00714	0·0182	Hackl.

Bleiglanz aus der St. Eliaszeche bei Hurr in Böhmen, eingesendet von der Rudolfstädter Erzbergbau-Gesellschaft in Budweis:

	Prozente	
Blei	13·93	
Kupfer	0·24	
Zink	0·23	
Silber	1·037	John.

Bleiglanz mit Galmei aus der St. Eliaszeche bei Hurr in Böhmen, eingesendet von der Rudolfstädter Erzbergbau-Gesellschaft in Budweis:

	Prozente
Blei	40·69
Zink	18·29
Silber	0·04384
Gold	0·00001

Eichleiter.

Bleiglanz von Lakatnik bei Sofia, Bulgarien, eingesendet von A. Gugig in Wien:

	Prozente	
Blei .	71·43	
Silber	0·01360	
		Eichleiter.

Bleiglanz von Lakatnik bei Sofia in Bulgarien, eingesendet von Dr. J. Winternitz in Wien:

	Prozente	
Blei	77·17	
Zink .	4·56	
Silber	0·013	
Gold .	Spur	John.

Gemenge von Schwefelkies, Zinkblende und Bleiglanz vom Silberloch bei Birkfeld in Obersteiermark, eingesendet von E. Augenfeld in Wien:

	Prozente	
Silber	0·0058	
Zink	21·44	
Blei . .	3·55	
Schwefel	22·27	Eichleiter.

Schwefelkies von Gorno—Temleno in Bulgarien, eingesendet von A. Gugig in Wien:

	Prozente	
Kupfer	1·19	
Silber	0·01896	
Gold	0·00004	Eichleiter.

Kupferkies von Czikkovabánya in Ungarn, eingesendet von H. Stern in Budapest:

	Prozente	
Kupfer .	28·74	
Schwefel	30·56	
Silber	0·0123	
Gold .	0·0003	John.

Arsenkiese von Gagcanica und Lipacina in Bosnien, eingesendet von der Handels- und Transportgesellschaft in Wien:

	Gagcanica	Lipacina	
	Prozente		
Zink	1·91	1·68	
Nickel	0·15	0·118	
Kobalt	0·155	—	
Silber	0·00020	0·00892	
Gold	0·00027	0·00020	Hackl.

Galmei von Lakatnik bei Sofia in Bulgarien, eingesendet von Dr. J. Winternitz in Wien:

	Prozente
Zink	50·86
Silber	0·0046

John.

Quarz mit Bleiglanz und etwas Kupferkies von Guttwasser bei Teltsch in Mähren, eingesendet von J. Bambas in Přibram:

	I.	II.	III.	IV.
	Prozente			
Gold .	0·00004	0·00003	0·01665	0·00003
Silber	Spur	0·00989	0·03083	0·02379
Blei .	—	—	16·79	—
Kupfer	—	—	0·62	—

John.

Quarz mit Schwefelkies von Neustift im Stubaital, Tirol, eingesendet von Gebr. Hofer in Neustift:

	Prozente
Gold	Unwägbare Spuren
Silber	0·00040
Eisen .	19·67
Schwefel	13·54

Daraus berechnet sich der Gehalt an Schwefelkies in diesem Gestein mit 25·39 %. John.

Quarzbohrproben von Bernetzreith bei Tachau in Böhmen, eingesendet von Ebert & Steppes in Wien:

	I.	II.	III.	IV.	V.
	Prozente				
Gold	0·00002	Spur	0·0001	Spur	0·00001

Eichleiter.

Quarz von Marling in Tirol, eingesendet von J. Mazohl in Marling:

	Prozente
Gold	0·00001
Silber	0·00018

John.

Goldhältige Gesteine von Kassejowitz in Böhmen, eingesendet von Karl Häusler in Teplitz:

	Prozente Gold
Aloisiaschächter-Abteufen	0·00010
Aloisiaschacht, Westort	0·00006
Jakobischacht, Südwestort III. Lauf I	0·00002
„ „ „ „ II	0·00265
Jakobischächter I. Abteufen III. Lauf	0·00008

John.

b) Bleierze.

Bleiglanz von Schleinitzen bei Oberdrauburg in Kärnten, eingesendet von Ing. Maurer-Löffler in Graz[1]):

	Prozente	
Blei	56·69	John.

Bleiglanz von Gorno—Temleno in Bulgarien, eingesendet von Dr. A. Lieberbauer in Wien:

	Prozente	
Blei	62·06	John.

c) Kupfererze.

Malachitführendes Gestein von Cospoli bei Konstantinopel, eingesendet von Dr. G. Horsetzky in Wien:

	Prozente	
Kupfer	3·87	
Eisen	3·37	
Blei	0·15	John.

Malachitführendes Gestein von Plivnice bei Lassovo in Serbien, eingesendet von F. Krätschmer in Wien:

	Prozente	
Kupfer	1·95	Eichleiter.

Kupferkieshältige Gesteine von Tolisnica in Serbien, eingesendet von der Handels- und Transport-Gesellschaft in Wien:

	Prozente Kupfer	
Feldort . . .	11·42	
Unterbaustollen I	0·80	
Unterbaustollen II	0·12	
		Eichleiter.

Amphibolit mit kupferhältigem Schwefelkies von St. Johann in Tirol, eingesendet von Dr. A. Tschinkel in Wien:

	Prozente	
Kupfer	0·96	Eichleiter.

Azuritführendes Gestein von Gorno—Temleno in Bulgarien, eingesendet von B. Maisel in London:

	Prozente	
Kupfer	7·30	Eichleiter.

[1]) Lagerstättenbeschreibung siehe: O. Sußmann, Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1901.

Kupferkiese von Lakatnik in Bulgarien, eingesendet von M. Bornstein in Wien:

	I.	II.	
	Prozente		
Kupfer	6·07	17·96	John.

Kupferkieshältiges Gestein von Nemet-Bogsan in Krassa-Szörenyer Komitat in Ungarn, eingesendet von S. Rosenbaum in Wien:

	Prozente	
Kupfer	6·83	John.

Kupferkieshältiges Gestein von Groß-Fragant in Kärnten, eingesendet von L. St. Rainer in Wien:

	Prozente	
Kupfer	6·64	John.

d) Wismuterze.

Wismuterze von Schönficht bei Schlaggenwald in Böhmen, eingesendet von Herrn Dr. F. Kossmat in Wien:

	Prozente Wismut	
Nr. I	12·39	
Nr. II	25·14	
Nr. III	0·13	
Nr. IV	7·45	John.

e) Zinnerze.

Zinnsteinhältige Granite von Lauterbach in Böhmen, übergeben von Herrn Dr. F. Kossmat in Wien:

	Prozente		
	Zinnoxyd	Zinn	
Nr. I	0·32	0·25	
Nr. II	0·19	0·15	
Nr. III	0·16	0·13	John.

Zinnsteinhältiges Gestein von Frühbuß bei Neudeck in Böhmen, eingesendet von Karl Häusler in Teplitz-Schönau:

	Prozente	
Zinn	8·42	Eichleiter.

f) Antimonerze.

Antimonit von Bulsa in Südungarn, eingesendet von A. Tintner in Wien:

	Prozente	
Antimon	65·95	John.

Antimonit von Karpfen (Korpona) in Ungarn, eingesendet von V. v. Lzuniogh in Karpfen:

	Prozente	
Antimon	68·20	John.

g) Arsenerze.

Realgar mit Gangart aus der Umgebung von Boli, Provinz Kastanioni, Kleinasien:

	Prozente	
Arsen .	49·44	
Schwefel	19·69	
Kohlensaures Eisenoxydul	6·81	4·23 Eisenoxydul 2·58 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	2·32	1·30 Kalk 1·02 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	1·32	0·63 Magnesia 0·69 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	20·46	
Wasser	0·50	
Summe	100·54	Eichleiter.

Arsenkies von Pakrac in Slawonien, eingesendet von Dr. M. Ascher in Wien:

	Prozente	
Arsen .	31·46	
Schwefel	13·44	
Eisen	27·03	John.

Arsenkies von Michelbach in Tirol, eingesendet von Dr. A. Tschinkel in Wien:

	Prozente	
Arsen	30·80	Eichleiter.

h) Eisenerze.

Roteisensteine von Kupferberg und Oberhals in Böhmen, eingesendet von der Bergverwaltung Oberdorf bei Komotau:

	Prozente	
	Eisenoxyd	Eisen
Kupferberg, Geschiebfeldzeche	86·60	60·63
Oberhals, Wenzelzeche	81·20	56·78
		Eichleiter.

Roteisenstein von Plana in Serbien (Tagbau), eingesendet von der Handels- und Transport-Aktiengesellschaft in Wien:

	Prozente	
Eisenoxyd	79·30	entsprechend 55·52 Eisen
Phosphor	0·02	Eichleiter.

Brauneisenstein aus der Umgebung von Trebitsch in Mähren, eingesendet von Frau Karoline Hartmann in Wien:

	Prozente		
	Eisenoxyd	Eisen	Mangan
Kralohof	58·80	41·17	—
Borovina I .	81·00	56·71	—
Borovina II	34·00	23·80	22·48

Eichleiter.

Brauneisenstein von Szilvásvárad im Borsoder Komitat, Ungarn, eingesendet von der C. Ritt. v. Wesselyschen Zentralkanzlei in Wien:

	Prozente	
Eisenoxyd	22·70	entsprechend 15·89 Eisen
Tonerde	1·30	
Kieselsäure .	64·70	
Wasser .	9·60	
Summe	98·30	

Der Rest auf hundert ist Kalk, Magnesia, Schwefel und Phosphor. John.

Brauneisenstein von Kirchberg a. d. Pielach, N.-Ö., eingesendet von F. Schmall in Kirchberg a. d. P.:

	Prozente	
Eisenoxyd	80·30	entsprechend 56·22 Eisen

Eichleiter.

Brauneisenstein von Tschernembl in Krain, eingesendet von A. Hickl in Wien:

	Prozente	
Eisenoxyd	49·10	entsprechend 34·38 Eisen

Eichleiter.

Brauneisensteine aus der Umgebung von Pegnitz in Bayern, eingesendet von Hofrat F. Poech in Wien:

	Heinrichzeche bei Staffelstein	Johannes II bei Oberlangheim
	Prozente	
Eisenoxyd	69·10	61·32
Tonerde	3·74	5·86
Kalk . .	0·80	0·40
Magnesia	0·25	0·12
Kieselsäure	11·26	19·48
Phosphor	0·51	0·11
Schwefel	—	—
Kohlensäure .	1·84	1·33
Wasser bis 100° C	2·98	1·80
Wasser über 100° C . .	9·74	9·17
Summe	100·22	99·59

Eichleiter.

Magneteisensteine von Suwa-Ruda in Serbien, eingesendet von der Handels- und Transport-Aktiengesellschaft in Wien:

	I.	II.
	Prozente	
Eisenoxyd . .	83·00	96·80
Entsprechendes Eisen	58·11	67·78
Phosphor	0·07	0·01

Eichleiter.

Magneteisensteine von Proßnitz und Sorgental in Böhmen, eingesendet von der Bergverwaltung Oberdorf:

	Prozente	
	Eisenoxyd	Eisen
Proßnitz, Überscharzeche	67·00	46·91
Sorgental, Engelsburg .	96·20	67·35

Eichleiter.

Eisenglimmer von Rettenbach bei Neuberg in Steiermark, eingesendet von der Magnesitindustriegesellschaft in Neuberg:

	Prozente	
Eisenoxyd	87·10	entsprechend 60·98 Eisen

Eichleiter.

Spateisenstein von Grodischtsch in Schlesien, eingesendet vom k. k. Revierbergamt in Mährisch-Ostrau:

	Prozente	
Kohlensaures Eisenoxydul	51·87	32·20 Eisen 19·67 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	19·50	10·92 Kalk 8·58 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	9·07	4·32 Magnesia 4·75 Kohlensäure
Eisenoxyd	1·00	
Tonerde	1·24	
In Säure unlösliche Bestandteile	15·80	
Wasser .	1·97	
Summe	100·45	

Der Gesamtgehalt an Eisen des vorliegenden Erzes beträgt 29·22%. Eichleiter.

Eisenerz von Slogow bei Rzeszow in Galizien, eingesendet von C. Wurmbrand in Czernowitz:

	Prozente	
Eisenoxyd	45·20	entsprechend 31·64 Eisen

Hackl.

Eisenerze von Crnany und Gocanica in Bosnien, eingesendet von der Handels- und Transport-Aktiengesellschaft in Wien:

	Crnany	Gocanica	
	Prozente		
Kieselsäure	7·38	8·01	
Eisenoxyd	79·28	88·09	
Tonerde	0·87	0·39	
Mangan	—	0·022	
Kalk .	—	1·29	
Magnesia .	0·19	0·40	
Schwefel	0·17	0·059	
Phosphor	0·134	0·503	Hackl.

Beauxitartiges Eisenerz von Seitz bei St. Michael in Obersteiermark, eingesendet von Fr. Haid in Payerbach:

	Prozente		
Eisenoxyd	46·80	entsprechend 32·76 Eisen	
Tonerde .	26·20		
Kieselsäure	5·80		
Glühverlust .	20·00		
Summe	98·80		

Das vorliegende Eisenerz enthält außerdem noch etwas Kalk und Spuren von Magnesia. John.

Manganhältiges Eisenerz von Schönficht bei Schlaggenwald in Böhmen, übergeben von Dr. F. Kossmat in Wien:

	Prozente		Prozente	
Eisenoxyd	22·80	entsprechend	15·96 Eisen	
Mangan			15·35	John.

Manganhältige Eisenerze von Ujradna in Ungarn, eingesendet von F. Schember in Wien:

	Freischurfgruppe IV			
	Ausbiß *A.*	Ausbiß *B.*	Valea Marii	
Eisen .	15·89	12·53	11·06	
Mangan	16·99	12·76	32·08	
Kieselsäure .	36·68	48·90	19·30	John.

Manganhältige Eisenerze von Gorni-Dubac in Serbien, eingesendet von der Handels- und Transport-Aktiengesellschaft in Wien:

	Ausbiß I	Ausbiß II	
	Prozente		
Eisenoxyd . .	65·00	—	
Entsprechendes Eisen	45·51	—	
Mangan	—	9·03	
Phosphor	0·05	0·07	
			Eichleiter.

Chromhältige Bohnerze von Balvan und Saovina in Serbien, eingesendet von Brüder Münch in Paracin, Serbien:

	Balvan			Saovina	
	I	II	III	I	II
Eisenoxyd	53·00	68·30	75·50	57·50	78·30
Chromoxyd	2·50	0·46	4·20	1·98	3·50
Kieselsäure	16·14	—	—	18·20	—
Schwefel .	0·01	—	—	0·04	
Phosphor .	0·05	—	—	0·05	

Eichleiter.

i) Manganerze.

Eisenhältiges Manganerz von Radosire in Serbien, eingesendet von der Handels- und Transport-Aktiengesellschaft in Wien:

	Prozente	
Mangan .	30·94	
Phosphor	0·05	Eichleiter.

k) Chromerze.

Chromeisenstein von Balvan in Serbien, eingesendet von Brüder Münch in Paracin, Serbien:

	Prozente	
Chromoxyd	20·80	
Eisenoxyd	10·40	Eichleiter.

Chromeisenstein von Semenjevo in Serbien, von obgenannten Einsendern:

	Prozente	
Chromoxyd	35·10	
Eisenoxyd	20·00	Eichleiter.

Chromeisensteine von Čestigai und Bistrica in Serbien, eingesendet von Brüder Münch in Paracin, Serbien:

	Čestigai	Bistrica
	Prozente	
Chromoxyd	43·70	34·80
Eisenoxyd	25·60	29·22

Eichleiter.

l) Zinkerze.

Zinkerze aus der Umgebung von Oberdrauburg, eingesendet von Ing. Maurer-Löffler in Graz[1]):

[1]) Lagerstättenbeschreibung siehe: O. Sussmann, Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1901.

	Galmei von Kolm b. Dellach	Zinkblende von Schleinitzen	Zinkblende von Oberpirkach
		Prozente	
Zink	34·83	25·79	6·59
			John.

Zinkblende vom Johannschacht in Bennisch in Österr.-Schlesien, eingesendet von k. k. Revier-Bergamt in Mährisch-Ostrau:

	Prozente	
Zink .	36·99	Eichleiter.

m) Uranerze.

Uranerze von Schönficht bei Schlaggenwald in Böhmen, eingesendet von Dr. F. Kossmat in Wien:

	Prozente		
	Uran	Kupfer	
Nr. I	5·33	0·84	
Nr. II.	37·98	2·00	
Nr. III	6·45	1·52	
Nr. IV	22·21	0·58	John.

Kupferuranithältige Erze von Schönficht bei Schlaggenwald in Böhmen, eingesendet vom k. k. Revierbergamt in Falkenau in Böhmen:

	Prozente		
	Uran	Kupfer	
Nr. I	4·67	2·74	
Nr. II	5·43	0·32	
Nr. III	4·90	0·56	
Nr. IV	8·06	2·44	Eichleiter.

n) Schwefelerze.

Schwefelkies von Castell Lastua in Dalmatien, eingesendet von M. Lilles in Wien:

	Prozente	
Schwefel	46·19	John.

Schwefelkies von Felsöbánya, Ungarn, eingesendet von der Schwefelsäurefabrik in Szabatka:

	I	II	
	Prozente		
Schwefel	39·15	36·94	Eichleiter.

Markasit von Schlaiten in Tirol, eingesendet von Dr. A. Tschinkel in Wien:

	Prozente	
Schwefel	36·56	Eichleiter.

Schwefelkies von Tekerö in Ungarn, eingesendet von E. Schönhauser in Budapest:

	Prozente	
Schwefel	44·83	Eichleiter.

Schwefelkies von Ober-Pirkach bei Oberdrauburg in Kärnten, eingesendet von Ing. Maurer-Löffler in Graz[1]):

	Prozente	
Schwefel	40·83	John.

Schwefelkies von Küstendil und Gorno-Temleno in Bulgarien, eingesendet von A. Gugig in Wien:

	Küstendil	Gorno-Temleno	
	Prozente		
Schwefel	29·42	31·62	
			Eichleiter.

Schwefelkiese von verschiedenen Fundorten, eingesendet von der oberungarischen Berg- und Hüttenwerks-Aktiengesellschaft in Budapest:

	Prozente Schwefel	
Schmöllnitz	von 45·71	bis 48·34
Jakobeni	40·56	„ 44·99
Alvacza	„ 42·79	„ 45·84
Soborsin	„ 40·59	„ 41·91
Zernest	42·99	
Kenesd	43·13	
Zalatna	42·36	
Zsolna	46·25	
		John, Eichleiter.

Schwefelkiese von Felsöbánya in Ungarn, eingesendet von der Szabatkaer Schwefelsäure- und Kunstdüngerfabrik:

	I	II	
	Prozente		
Schwefel	99·15	36·94	
			Eichleiter.

V. Kalke, Dolomite, Magnesite und Mergel.

Kalkstein aus der Umgebung von Neutra in Ungarn, eingesendet von Jos. Morton in Neutra:

[1]) Lagerstättenbeschreibung siehe: O. Sußmann, Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1901.

		Prozente	
Kohlensaurer Kalk	98·60	55·22	Kalk
		43·38	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·84	0·40	Magnesia
		0·44	Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·23		
In Säure unlösliche Bestandteile .	0·29		
Summe	99·96		John.

Kalkstein von Apatfalva in Ungarn, eingesendet von der C. Ritter v. Wesselyschen Zentralkanzlei in Wien:

		Prozente	
Kohlensaurer Kalk	99·30	55·61	Kalk
		43·69	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·71	0·34	Magnesia
		0·37	Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde .	0·09		
In Säure unlösliche Bestandteile .	0·17		
Summe	100·27		John.

Kalkstein von Kotouč bei Stramberg in Mähren, eingesendet von P. Kahanek in Stramberg:

		Prozente	
Kohlensaurer Kalk	99·20	55·55	Kalk
		43·65	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·38	0·18	Magnesia
		0·20	Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·32		
In Säure unlösliche Bestandteile .	0·12		
Summe	100·02		John.

Kalksteine aus den Baron Springerschen Steinbrüchen in Bogoszló in Ungarn, eingesendet vom Forstamt Csejthe im Neutraer Kom., Ungarn:

Nr. I.

		Prozente	
Kohlensaurer Kalk	99·28	55·60	Kalk
		43·68	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·19	0·09	Magnesia
		0·10	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	0·37	0·23	Eisenoxydul
		0·14	Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	0·38		
Summe	100·22		Eichleiter.

Nr. II.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	98·40	55·10 Kalk 43·30 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·23	0·11 Magnesia 0·12 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	0·80	0·50 Eisenoxydul 0·30 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	0·56	
Summe	99·99	Eichleiter.

Nr. III.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	97·14	54·40 Kalk 42·74 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·21	0·10 Magnesia 0·11 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	1·20	0·77 Eisenoxydul 0·43 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile .	1·26	
Summe	99·81	Eichleiter.

Trias-Kalkstein von Teodo bei Cattaro, eingesendet von Hrn. k. u. k. Hauptmann Guttenbrunner in Teodo:

	Prozente	
	Kohlensaurer Kalk	In Säure unlösliche Bestandteile
I. Dichter Kalkstein .	98·80	0·34
II. Schiefriger Kalkstein	97·00	1·64

John.

Dolomitsande von Roholec bei Stein in Krain, eingesendet von A. Radesich in Triest:

	Weiße Sorte	Gelbe Sorte
	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	34·35	33·28
Eisenoxyd und Tonerde	1·18	2·90
In Säure unlösliche Bestandteile	0·70	3·08
Kohlensaurer Kalk (Diff.)	63·77	60·74
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Dolomit von St. Lorenzen im Paltental in Steiermark, eingesendet vom dortigen Gemeindeamt:

	Prozente		
Kohlensaurer Kalk	49·86	27·92	Kalk
		21·94	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	46·12	21·96	Magnesia
		24·16	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	2·84	1·76	Eisenoxydul
		1·08	Kohlensäure
Graphitische Teile	0·10		
In Säure unlösliche Bestandteile .	1·48		
Summe	100·40		John.

Magnesit von St. Michael ob Leoben in Steiermark, eingesendet von F. Reiter in Leoben:

	Prozente		
Kohlensaure Magnesia	83·32	39·92	Magnesia
		43·90	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	12·28	6·88	Kalk
		5·40	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	2·77	1·72	Eisenoxydul
		1·05	Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	1·29		
Summe	100·16		Eichleiter.

Magnesit von Neuberg in Steiermark, eingesendet von der Magnesitindustrie-Gesellschaft in Neuberg:

	Prozente		
Kohlensaure Magnesia	86·16	41·03	Magnesia
		45·13	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	4·75	2·70	Kalk
		2·13	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	6·70	4·16	Eisenoxydul
		2·54	Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	2·20		
Summe	99·81		John.

Gebrannter Magnesit von Neuberg in Steiermark, eingesendet von obiger Firma:

	Prozente	
Magnesia	79·25	
Kalk	7·90	
Eisenoxyd	9·86	
In Säure unlösliche Bestandteile .	3·18	
Summe	100·19	John.

Magnesit von Prank bei St. Lorenzen in Obersteiermark, eingesendet von J. Wabin in Ebenfurth:

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	93·81	44·67 Magnesia 49·14 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	1·79	1·00 Kalk 0·79 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	1·31	0·81 Eisenoxydul 0·50 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	3·30	
Summe	100·21	John.

Magnesit von St. Stephan ob Leoben in Steiermark, eingesendet von K. Kladrubsky in Wien:

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	92·27	43·94 Magnesia 48·33 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	3·56	2·00 Kalk 1·56 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	2·61	1·61 Eisenoxydul 0·99 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile	3·00	
Summe	101·44	

Ein kleiner Teil von Magnesia ist an Wasser gebunden, weshalb die auf Karbonate berechnete Analyse weiter als gewöhnlich über 100 hinausgeht. John.

Mergel von Auersperg und Rob in Krain, eingesendet von dem Leo Graf Auerspergschen Forstamt in Hammerstiel in Krain:

	Prozente In Säure unlösliche Teile	
Auersperg	55·34	
Rob	59·40	Eichleiter.

Zementmergel vom Sonntagsberg bei Waidhofen a. d. Y., eingesendet von J. Würth & Co. in Wien:

	Franz-Stollen	Josefi-Stollen	Gerstlöd-Stollen
		Prozente	
In Säure unlösliche Bestandteile	17·74	24·14	24·90

Eine durchgeführte Brennprobe ergab bei allen drei Mustern gutbindende Zemente. John.

Mergel von Putnok im Gömörer, eingesendet von der C. Ritt. v. Wesselyschen Zentralkanzlei in Wien:

		Prozente
In Säure unlöslicher Teil 55·90	Kieselsäure	47·16
	Tonerde	7·50
	Kalk	0·14
	Magnesia und Alkalien (Diff.)	1·10
In Säure löslicher Teil 36·96	Kieselsäure	0·40
	Tonerde	5·01
	Kohlensaures Eisenoxydul	5·37
	Kohlensaurer Kalk	17·40
	Kohlensaure Magnesia	8·78
	Wasser und Alkalien (Diff.)	7·14
	Summe	100·00

John.

VI. Tone und Quarzite.

Ton aus der Umgebung von Stampfen bei Preßburg eingesendet von Samuel Wertheim in Stampfen:

	Prozente
Kieselsäure	48·78
Tonerde	13·56
Eisenoxyd	5·66
Kalk	8·44
Magnesia	2·68
Kali	2·72
Natron	1·43
Schwefelsäure	2·40
Glühverlust (Kohlensäure und Wasser)	14·40
Summe	100·05

Eichleiter.

Ton von Putzendorf bei Mährisch-Trübau, eingesendet von F. Brislinger in Mähr.-Trübau:

	Prozente
Kieselsäure	42·02
Tonerde	33·25
Eisenoxyd	1·05
Kalk	0·62
Magnesia	0·14
Alkalien	Spuren
Wasser und kohlige Substanz (Glühverl.)	23·04
Summe	100·12

John.

Tone aus der Umgebung von Gottschee in Krain, eingesendet von F. Schember in Wien:

	I	II	III
		Prozente	
Kieselsäure	71·07	63·30	68·27
Tonerde .	15·55	20·24	14·23
Eisenoxyd	2·61	3·06	6·85
Kalk	0·99	1·10	0·73
Magnesia	0·04	0·10	0·24
Kali .	0·08	1·80	1·06
Natron	1·94	0·50	0·78
Phosphorsäure	0·61	0·30	0·40
Wasser bis 100° C .	3·10	3·00	2·76
Wasser über 100° C	4·50	6·58	5·40
Summe	100·49	99·98	100·72

Eichleiter.

Kaolin von Szilvásvárad im Borsoder Komitat in Ungarn, eingesendet von der C. Ritter v. Wesselyschen Zentralkanzlei in Wien:

	Prozente
Kieselsäure	71·26
Tonerde	16·70
Eisenoxyd	1·50
Wasser	5·56

Außerdem enthält der vorliegende Kaolin noch kleine Mengen von Kalk, Magnesia und Alkalien, welche Bestandteile nicht quantitativ bestimmt wurden. John.

Quarzit von Fröschnitz bei Steinhaus am Semmering, eingesendet von Hrn. M. Weinstein in Wien:

	Prozente
Kieselsäure	98·66
Eisenoxyd .	1·30
Summe	99·96

Der vorliegende Quarzit enthält außerdem noch ganz geringe Spuren von Tonerde, Kalk und Magnesia. Eichleiter.

Quarzite, teilweise in Tonschiefer übergehend aus Krain, eingesendet von der gräfl. Auerspergschen Forstverwaltung Hammerstiel:

Fundorte:	Prozente Tonerde
Morobitz .	3·64
Obermösel	19·20
Topol I .	1·00
Topol II .	8·02
Perbische-Töplitz	23·12
Hönigstein	22·76
Weisenstein	22·08

John, Eichleiter.

VII. Wässer.

Thermalwasser von Mannersdorf am Leithagebirge in Niederösterreich, eingesendet von Cornides & Co. in Wien:

Das Wasser hat Sommer und Winter eine konstante Temperatur von 18° C.

Die Quellen enthalten außer Kohlensäure und geringen Mengen von Eisen, Phosphorsäure und Tonerde.

	Ursprungsquelle	Artesische Brunnenquelle
	Milligramme im Liter	
Kali	7·4	9·4
Natron	170·3	73·2
Kalk .	437·2	439·0
Magnesia .	157·4	148·4
Chlor . .	6·4	5·4
Schwefelsäure	813·6	758·8
Kieselsäure	24·0	20·8
Trockenrückstand bei 100° C	1748·0	1640·0

Beide Wässer sind also Gips-Bittersalz-Glaubersalzwässer.

John.

Wasser aus einem Bohrloch bei der Villa Chaudoir bei Pitten in Niederösterreich, eingesendet von G. Chaudoir in Wien.

Das Wasser enthält kohlensauren Kalk, kohlensaure Magnesia, etwas Schwefelsäure, Chlor und Alkalien sowie Spuren von Kieselsäure, Eisen und Tonerde. Die Summe der festen Bestandteile beträgt 310 Milligramme im Liter, die Härte 13·9 deutsche Grade.

An schädlichen Stoffen enthält das Wasser, außer Spuren von Salpetersäure, nur verschwindende Spuren von salpetriger Säure und organischer Substanz, ist aber frei von Ammoniak, so daß das Wasser als gutes Trinkwasser empfohlen werden konnte. Eichleiter.

VIII. Mineralien.

Beauxit von Nazares im oberen Sanntal in Krain, eingesendet von der Schalltaler Kohlengewerkschaft in Wöllan:

	Prozente
Kieselsäure	17·66
Tonerde	44·50
Eisenoxyd .	17·05
Manganoxydul	4·16
Glühverlust	14·22
Summe	97·59

Der vorliegende Beauxit enthält außerdem noch etwas Kalk, Magnesia und Alkalien. John.

Beauxit von Jasenice im Velebitgebirge, eingesendet von M. Alfier in Zara:

	Prozente	
Tonerde	47·00	
Eisenoxyd	23·80	
Kalk	0·10	
Kieselsäure	6·52	
Glühverlust	22·74	
Summe	100·16	Eichleiter.

Beauxit von „Auf dem Dol" im Feistritztal bei Stein in Krain, eingesendet von dem Obgenannten:

	Prozente	
Kieselsäure	8·70	
Titansäure	2·20	
Tonerde	60·04	
Eisenoxyd	13·70	
Kalk . .	0·25	
Magnesia .	Spur	
Glühverlust	14·80	
Summe	99·69	John.

Beauxit von Visnada bei Montona in Istrien, eingesendet von A. Polley in Triest:

	Prozente	
Kieselsäure	2·20	
Titansäure .	2·40	
Tonerde	55·25	
Eisenoxyd .	26·56	
Glühverlust	13·70	
Summe	100·11	Eichleiter.

Beauxit von erdiger Beschaffenheit vom Berge Kopa im Feistritztal bei Stein in Krain, eingesendet von A. Radesich in Triest:

	Prozente	
Kieselsäure	7·76	
Titansäure	2·44	
Tonerde	62·32	
Eisenoxyd .	12·30	
Glühverlust	15·55	
Summe	100·37	Eichleiter.

Beauxit von dem Abhange des Berges Kopa im Feistritztal bei Stein in Krain, eingesendet von A. Radesich in Triest:

	Prozente
Kieselsäure	8·40
Titansäure	8·16
Tonerde .	36·10
Eisenoxyd	26·14
Kalk .	9·65
Magnesia	Spur
Glühverlust (Wasser und Kohlensäure) .	11·75
Summe	100·20

John.

Ankerit von Rettenbach bei Neuberg in Steiermark, eingesendet von der Magnesit-Industriegesellschaft in Neuberg:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	48·03	26·90 Kalk 21·13 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	15·12	7·20 Magnesia 7·92 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	33·19	20·60 Eisenoxydul 12·59 Kohlensäure
In Säure unlösliche Bestandteile . .	4·00	
Summe	100·34	

Eichleiter.

Simonyit aus dem Salzbergwerk in Hallstatt, eingesendet von der dortigen k. k. Salinenverwaltung:

	Prozente
Natron	18·88
Kali .	0·21
Magnesia .	11·61
Schwefelsäure	46·79
Chlor	1·52
In Wasser unlösliche tonig-eisenschüssige Teile	0·11
Wasser	21·22
Summe	100·39

Daraus berechnet sich nach Abzug des dem Chlor entsprechenden Chlornatrium und Chlorkalium die Formel zu $Na_2 SO_4 + Mg SO_4 + 4 H_2 O$, welche Formel genau der des Simonyit entspricht.

Dieselbe Formel hat auch der Blödit. Der Simonyit gibt jedoch nur einen Teil seines Wassers bei 100° C ab, das übrige Wasser erst über 200° C, während der Blödit das ganze Wasser schon bei 100° C verliert.

John.

Schwerspat von Storo in Südtirol, eingesendet von L. Ritt. v. Hertberg in Wien:

	Prozente	
Schwefelsaurer Baryt	99·20	65·14 Bariumoxyd 34·06 Schwefelsäure

John.

IX. Diverse.

Ockerartige Farberde von Gabernigg in Südsteiermark, eingesendet von E. Ritt. v. Jenstein in Wien:

	Prozente
Kieselsäure	59·80
Tonerde	18·40
Eisenoxyd	13·14
Kali	1·87
Natron . .	0·42
Glühverlust .	6·26
Summe	99·89

Eichleiter.

Schwefel vom Lake Charles in Louisiana, V. St. v. N.-A., durch überhitztes Wasser aus dem Begleitgestein ausgeschmolzen, eingesendet von der Tordaer Zellulosefabrik-Aktiengesellschaft in Torda:

	Prozente
Schwefel	99·45
Arsen	—
Selen	kaum nachweisbare Spur

Eichleiter.

Die Messungen der Erdwärme bei Stubičke Toplice in den Jahren 1909 und 1910.

Von **Christian Freiherr von Steeb**, k. u. k. Feldzeugmeister d. R.

Mit drei Tafeln (Nr. XXVII [I], XXVIII [II] und XXIX [III]).

Einleitung.

Vom Thermalbade Stubičke Toplice (Stubica-Töplitz) in Kroatien sind die geologischen und hydrographischen Verhältnisse, sowie die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Quellen in dieser Zeitschrift bereits besprochen worden[1]). Es wurde dort auch erwähnt, daß die vielen, 40—64° C warmen Quellen meist 1—2 *m* unter der Erdoberfläche und — mit einer Ausnahme — in einer Ebene liegen, welche gegen Ostnordost unter 1 : 100 fällt. Um die horizontale Ausdehnung dieser Schichte heißen Wassers zu ermitteln, beantragte ich, an vielen Punkten in der Umgebung der Thermen, unter möglichst gleichen Verhältnissen, besonders aber in ein und derselben Tiefe, die Erdtemperatur zu messen.

Für den Vorgang bei dieser Untersuchung war kein Beispiel bekannt. Die Beobachtungen von Homén[2]), dann von verschiedenen meteorologischen Anstalten über die Bodenwärme beziehen sich nur auf die Modifikationen, welche dieselbe an ein und demselben Punkte im Laufe der Zeit, oder bei veränderter Tiefe erfährt. Letzteren Zweck verfolgen auch die vielfachen Wärmemessungen in tiefen Bohrlöchern.

Mehr Analogie mit meiner Aufgabe zeigte eine Studie, welche über die Ausdehnung des Thermalgebietes von Baden bei Wien gemacht wurde[3]). Professor J. Jellinek ermittelte im Juli 1872 die

[1]) Hofrat Dr. Gorjanović-Kramberger, Feldzeugmeister Baron Steeb, Mag. d. Ph. Melkus: Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse der Therme Stubičke Toplice in Kroatien und deren chemisch-physikalische Eigenschaften. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910. Bd. LX, 1. Heft.)

[2]) Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig 1897.

[3]) Karrer Felix, Geologie der Franz Josefs-Hochquellenwasserleitung, Wien 1877, pag. 209—216 und Tafel XIII. (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. IX.)

Wassertemperatur von 484 Brunnen in Baden. Hierzu wurden zuerst etwa 50 Liter Wasser geschöpft und dann das Thermometer solange in das ausfließende Wasser gehalten, bis sich sein Stand nicht mehr änderte. Die Tiefe und der Wasserstand der Brunnen konnte meistens nicht erhoben werden. Auf Grund dieser Daten hat Professor Eduard Suess Isothermen auf einer Karte 1:5760 entworfen.

Für Stubičke Toplice war dieses Verfahren nicht benützbar. Einesteils fehlte dort die notwendige Anzahl von Brunnen und dann sollte die Erdwärme in ein und derselben Tiefe ermittelt werden. Es mußte also ein besonderes Meßverfahren zur Anwendung kommen. Dieses sowie die zugehörigen Instrumente sind im Nachfolgenden beschrieben. Die dabei in Betracht kommenden Beobachtungen der Erdtemperatur erfolgten Mitte Mai und Mitte September 1909, dann Mitte Oktober 1910. Von einem Teile der ersteren Messungen ist das Schlußresultat in der früheren Publikation insofern mitgeteilt worden, als in einem Plane 1:2000 die Isothermen 0·5 *m* unter der Erdoberfläche eingezeichnet sind. Wie diese Kurven erhalten wurden, dann andere bei diesen Messungen im Mai 1909 gewonnene Daten, sollen hier zur Besprechung gelangen. Dasselbe gilt von den Erhebungen im September 1909 und Oktober 1910. Bei denselben handelte es sich einesteils darum, die Veränderungen zu ermitteln, welche die Erdtemperaturen seit den früheren Messungen erfahren haben und andernteils festzustellen, in welcher Weise die Bodentemperatur mit der Entfernung von der Wärmequelle — dem Thermalwasser — abnimmt.

Bei den Messungen im Mai 1909 und Oktober 1910, dann bei der Wahl und Prüfung der Instrumente hat Prof. Dr. Stefan Škreb, Assistent am Agramer meteorologischen Observatorium, mitgewirkt. Ich bin ihm dafür viel Dank schuldig.

Das Manuskript der vorliegenden Abhandlung war — soweit es die Messungen vom Jahre 1909 betrifft — bereits im Sommer 1910 vollendet, im darauffolgenden Herbste gesetzt und die Steine der Beilagen Nr. XXVII und XXVIII fertig gestellt.

Die Resultate der Untersuchungen im Oktober 1910 konnten daher nur so verwertet werden, daß in dem bestehenden Letternsatze, sowie in den vorhandenen Drucksteinen tunlichst wenig Änderungen eintreten. Dies möge einige Widersprüche im Texte und in den Tafeln entschuldigen.

Meßverfahren und Instrumente.

Die Wahl der Tiefe, in welcher die Bodentemperaturen zu beobachten, ist im vorliegenden Falle von besonderer Bedeutung. Es handelt sich darum, den Einfluß des Thermalwassers auf die Bodenwärme zu ermitteln und letztere hängt auch von der stets wechselnden Energie der Sonne ab. Die Wärmeschwankungen, welche dieselbe hervorruft, werden mit der zunehmenden Tiefe geringer, bis endlich

etwa 2 *m* unter der Erdoberfläche die Bodentemperatur konstant bleibt. Bis zu dieser Tiefe kann bei Stubičke Toplice nicht gegangen werden, da das heiße Wasser stellenweise kaum 1·5 *m* unter der Erdoberfläche liegt und das Eindringen in diese Thermalschichte aus verschiedenen Gründen nicht ratsam erscheint.

Bei einer größeren Beobachtungstiefe werden die Arbeiten für das Einführen des Thermometers zeitraubender, die Messungen dauern länger, stärkere Veränderungen während derselben in der Witterung und daher auch in der Bodentemperatur erscheinen wahrscheinlicher.

Diese Erwägungen führten dazu, für die Messungen in der Mitte Mai 1909 in erster Linie die Beobachtungstiefe von 1·0 *m* und in zweiter Linie jene von 0·5 *m* in Aussicht zu nehmen.

Den Einfluß der Sonne auf diese Beobachtungen kann man nach den Bodentemperatur-Messungen beurteilen, welche das Agramer meteorologische Observatorium 1898 und 1899, im dortigen botanischen Garten, vorgenommen hat. Der Boden besteht an jener Stelle, ähnlich wie bei Stubičke Toplice, aus Lehm, mit Sand und Schotter gemengt. Die Ablesung der Thermometer geschah bei der Tiefe von 0·5 *m* dreimal im Tage, um 7 Uhr früh, dann um 2 und 9 Uhr nachmittag. Bei der Tiefe von 1·0 *m* wurde nur einmal, um 2 Uhr nachmittag, abgelesen.

Nachfolgende Tabelle gibt die für den vorliegenden Fall wichtigsten Resultate dieser Agramer Bodentemperatur-Messungen. Die Beobachtungen vom Jahre 1899 sind unvollständig.

Zeit		Beobachtungstiefe	Boden-		Luft-		
			Temperatur in Agram, Grade C.				
			Größter Unterschied der Tagesmittel		Monatsmittel	Maximum	Minimum
			im ganzen Monat	aufeinander folgender Tage			
1898	Mai	0·5 *m*	3·7	0·9	15·5	27·7	6·8
		1·0 *m*	3·5	0·3			
1899		0·5 *m*	4·3	0·5	14·5	27·6	1·6
		1·0 *m*	3·6	0·4			
1898	September	0·5 *m*	3·5	0·8	15·5	30·5	2·8
		1·0 *m*	2·4	0·8			
1899		0·5 *m*	3·2	0·6	15·4	31·0	5·9
		1·0 *m*	1·7	0·5 ?			

Nachdem die beabsichtigten Bodentemperatur-Messungen bei beständigem Wetter vorgenommen werden und höchstens drei bis vier Tage dauern, so dürfte der Einfluß der wechselnden Energie der Sonne bedeutend geringere Unterschiede der Erdwärme hervorrufen, als die obenstehenden Maximalwerte. Im Laufe eines Tages können diese Differenzen kaum einige Zehntel Grad erreichen.

Starke Witterungsänderungen am Ende der Arbeitszeit kommen nicht in Betracht. Nach Dr. Theodor Homén[1]) benötigen nämlich Temperaturmaxima, beziehungsweise Minima bis sie im Sandboden die Tiefe von 0·6 *m* erreichen im Mittel fast 20, beziehungsweise 17 Stunden.

Um beurteilen zu können, welcher Teil der Erdwärme dem Einflusse der Thermen zuzuschreiben sei, wurde an einem Punkte die Bodentemperatur gemessen, welcher voraussichtlich außer der Wirkungssphäre der heißen Wasserschichte liegt. Dieser „neutrale Punkt" (Nr. 1) befindet sich zirka 250 *m* südsüdwestlich vom Badegebäude (Maximilianeum) und kaum einen Meter höher als dieses.

Bei allen Messungen wurde vor Beginn der Arbeit, bei den Messungen Mitte September 1909, dann am 12. Oktober 1910 außerdem am Schlusse der Beobachtungen die Bodentemperatur am neutralen Punkte ermittelt. In letzteren Fällen ergab sich dadurch direkt die Veränderung der Erdwärme durch den Einfluß der Sonne während der Arbeitszeit.

Die am neutralen Punkte beobachteten Temperaturen sind folgende:

		in 0·5 *m* Tiefe	in 1·0 *m* Tiefe
1909			
am 12. Mai	um 3h 15′ nm.	10·1° C	10·2° C
11. September	8h 30′ vm.	15·7° C[2])	15·6° C
17. „	9h —′ vm.	15·7° C	
„ 21. Oktober	9h —′ vm.	13·8° C	13·7° C
1910			
am 12. Oktober	um 7h 45′ vm.	13·3° C	13·6° C
„ „	5h 6′ nm.	13·2° C	—
„ 13. Oktober	9h 15′ vm.	13·4° C	13·8° C

Mitte September 1909 scheint die Bodentemperatur ganz konstant geblieben zu sein.

Zwischen dem 17. September und 21. Oktober 1909 war eine Kälte- und Regenperiode, welche die starke Abnahme der Erdwärme erklären dürfte.

---

[1]) Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig, 1897.

[2]) 4·5 *km* östlich Stubičke Toplice und etwa 50 *m* höher als dieses, in der nächsten Nähe des Schlosses Golubovec, wurden am 6. und 7. September 1909 in 0·5 *m* Tiefe die Bodentemperaturen: 17·5, 17·4 und 16·0° C gemessen.

Am 12. und 13. Oktober 1910 zeigen die Erdtemperaturen nur unbedeutende Schwankungen.

Die Temperaturen in 0·5 *m* und 1·0 *m* Tiefe, zur gleichen Zeit beobachtet, sind beinahe stets dieselben, es können daher auch die Wärmeschwankungen in diesen Tiefen nicht sehr verschieden sein. Bei beständigem Wetter bietet somit das Messen in 1·0 *m* Tiefe nicht wesentliche Vorteile, gegen die Beobachtungen in 0·5 *m* Tiefe.

Wie konstant bei solcher Witterung die Bodentemperatur ist, ergab sich am 13. Oktober 1910. Ein Thermometer blieb an diesem Tage (bei Punkt Nr. 56) von $11^h\,15'$ vm. bis $2^h\,50'$ nm., mit dem Quecksilberreservoir in 50 *cm* Tiefe, in der Erde. An der herausstehenden Skala wurde beiläufig alle Halbestunden abgelesen und stets dasselbe Resultat: 17·4° C erhalten, nur einmal — zu mittag — ergab sich: 17·3° C (vergl. pag. 774).

Für die Temperaturmessungen in 1 *m* Tiefe stand anfangs nur ein „Stockthermometer" zur Verfügung, welches die Gebrüder Bergmann in Mellenbach (Thüringen) geliefert hatten. Dasselbe steckt in einer 1·57 *m* langen, 19 *mm* weiten Messinghülse. Oben schließt ein etwa 10 *mm* weiteres Messingrohr an. Durch einen Schlitz desselben ist die Skala sichtbar. Dieselbe reicht von Null bis 60° C. Die Grade sind etwa 5 *mm* lang und nicht unterteilt.

Das untere Ende des Thermometers ist 1·62 *m* vom Nullpunkte der Skala entfernt. Die Hülse ist hier mehrfach durchlocht und endet mit einer 4 *cm* hohen, konischen Spiralfeder. Der obere Durchmesser derselben mißt 27 *mm*. Diese Verdickung (um 8 *mm*) bietet bei der beabsichtigten Verwendung des Instruments manche Schwierigkeiten.

Wird mit einem Vorschlagspflock in der Erde ein Loch erzeugt, so läßt sich das Thermometer wegen dieser Spiralfeder kaum einführen und kann mit der Erde nicht in innige Berührung treten.

Es wurde deshalb ein eisernes Gasrohr von 32 *mm* Durchmesser und 5 *mm* Wandstärke in den Boden getrieben und in dasselbe das Thermometer gesteckt. Dieses Gasrohr war unten geschlossen und mit einer Spitze versehen. Oben befand sich am Rohr eine Verstärkung und ein Ring, welcher das Herausziehen erleichterte. Bis zu dieser Verstärkung wurde das Rohr in die Erde geschlagen. Der Boden des Rohres befand sich dann 1·04 *m* und das Quecksilberreservoir des eingeführten Thermometers etwa 1·00 *m* unter der Erdoberfläche. Um die Wärmeleitung zwischen Thermometer und Eisenrohr, beziehungsweise Erdboden, zu befördern, wurde in das Rohr etwa 0·3 *l* Wasser gegossen.

Vor Beginn der Feldarbeit ermittelte Dr. Škreb die Zeit, welche erforderlich sein dürfte, damit das Thermometer die Temperatur des Bodens annehme, ferner die Richtigkeit der Temperaturangaben, besonders mit Rücksicht auf die Wärmeleitung des oberen Thermometerteiles. Wurde das Thermometer in Wasser von 15 bis 100 *cm* Höhe und Temperaturen von 0—40° C getaucht, so kam die Quecksilbersäule in zwei bis fünf Minuten zum Stillstande. Stellte man das Eisenrohr mit eingeführtem Thermometer in Wasser von 30 *cm* Höhe und

einer von der Lufttemperatur sehr abweichenden Wärme, so erreichte die Quecksilbersäule in etwa 15 Minuten ihren endgültigen Stand. Es erschien somit ausreichend, wenn das Thermometer vor dem Ablesen 30 Minuten im Rohr war. Dies genügte um so mehr, als mit zwei Eisenrohren gearbeitet wurde, dieselben somit mindestens 30 Minuten im Boden steckten, bevor das Thermometer hineinkam. Das Eisenrohr und das Wasser in demselben hatten daher Zeit die Erdtemperatur anzunehmen.

Um den Einfluß des herausragenden Thermometerteiles zu prüfen, wurde bei 17° C Lufttemperatur das Thermometer 30 *cm* in ein Wasser getaucht, dessen Temperatur nach und nach von Null bis 50° C verändert worden ist. Das Thermometer zeigte bei 25° C die Wassertemperatur richtig, bei geringerer Wasserwärme war eine negative Korrektur erforderlich, welche gleichmäßig wachsend bei nullgradigem Wasser — 0·7° C erreichte. Bei Wassertemperaturen über 25° C erschien ebenfalls eine gleichmäßig ansteigende, aber positive Korrektur notwendig. Bei 50° C Wasserwärme betrug dieselbe + 0·4° C.

In Wasser von 40° C Wärme 1 *m* tief eingetaucht, zeigte das Thermometer die Temperatur bis auf 0·1° C genau, obwohl die Luft einmal 18° C und das anderemal 8° C hatte.

Das Bergmannsche Stocktermometer dürfte daher, in Verbindung mit dem wassergefüllten Eisenrohr angewendet, immerhin geeignet sein, Erdtemperaturen auf etwa 0·5° C genau zu ermitteln.

Heinrich Kappeller in Wien V/1 lieferte kurz vor Beginn der Feldarbeit im April 1909 auch ein langes Thermometer.

Dieses Instrument steckt in einem Eisenrohr von 2·5 *cm* Durchmesser. Unten sitzt an demselben eine 4·5 *cm* lange Schraube mit drei Windungen. Die oberste derselben hat denselben Durchmesser wie die Thermometerhülse. Diese Schraube soll ermöglichen, das Thermometer in den Boden zu schrauben. Auf 1·39 *m* vom unteren Ende des Thermometers ragt aus dem Eisenrohr ein sechseckiges Prisma. Dieses kann man mit einem Schlüssel umfassen, wenn man das Instrument in den Boden bohren will. Der Gebrauch dieses Schlüssels erscheint nicht notwendig. Es ist am zweckmäßigsten, das Thermometer direkt mit den Händen nach abwärts zu drücken und zu drehen. Das Einschrauben gelingt übrigens nur bei günstiger Bodenbeschaffenheit auf 25—40 *cm* Tiefe.

Ober jenem sechseckigen Prisma ist das Eisenrohr geschlitzt, so daß man die Skala sieht. Der Nullpunkt derselben liegt 1·45 *m* vom unteren Thermometerende entfernt. Die Teilung reicht von 0—65° C. Die einzelnen Grade sind zirka 4 *mm* lang und in 0·2° geteilt. Das Kappeller'sche Thermometer ist etwas träger als das Bergmann'sche, weil es, statt in einer durchlöcherten Messinghülse, in einem geschlossenen Eisenrohr steckt. Trotzdem genügt aber für ersteres auch eine Expositionsdauer von 30 Minuten.

Es war ursprünglich beabsichtigt, das Kappeller-Thermometer, wie das Bergmann'sche, mit dem Eisenrohr anzuwenden. Gegen den Gebrauch des Eisenrohres ergaben sich jedoch manche Bedenken.

Die Erdwärme mußte zwei Metallschichten und eine Wasserschichte durchdringen um auf das Thermometer zu wirken. Wenn auch in der Praxis die Genauigkeit solcher Messungen nicht bedeutend beeinflußt schien, so wurde doch im Mai 1909 das Eisenrohr alsbald nur benützt, um für das Kappeller'sche Thermometer das Loch vorzuschlagen. Das Rohr wurde dann herausgezogen und in das etwa 4 *cm* weite Loch das Thermometer eingeführt und noch mehrere Zentimeter eingeschraubt Der untere Teil des Thermometers stand also in inniger Berührung mit dem Erdreiche. Die Quecksilbersäule gelangte schon in 20 bis 25 Minuten zur Ruhe.

Solche Messungen, mit dem Kappeller ohne Rohr, scheinen bei Bodentemperaturen unter 15° C etwas zu große und bei Bodentemperaturen über 15° C etwas zu kleine Resultate zu ergeben.

Bei den Beobachtungen im September 1909 und Oktober 1910 gelangte das Bergmann'sche Thermometer nicht zur Anwendung, es wurde nur das Kappeller'sche Instrument, und zwar ohne Eisenrohr benützt. Zum Vorschlagen des Loches diente eine 1·75 *m* lange Eisenstange, deren Durchmesser nur unbedeutend größer war als jener des Thermometers (2·5 *cm*). Das Hineinschrauben wurde bis auf 40 *cm* angewendet. In dieser Weise sind mit dem Kappeller Temperaturen bis in 1·25 *m* Tiefe gemessen worden.

Dieses „lange" Kappeller-Thermometer, welches bisher bei allen Erdtemperatur-Messungen nächst Stubičke Toplice verwendet wurde, ist Eigentum des Agramer meteorologischen Observatoriums.

Bei den Messungen am 13. Oktober 1910 kamen noch zwei andere von Heinrich Kappeller gelieferte Thermometer in Anwendung, welche Eigentum des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Agramer Forstakademie sind.

Bei diesen Instrumenten ist die Hülse im oberen Teil aus Messing, im unteren Teil aus Eisen. Dieser letztere, ein Eisenrohr von 2 *cm* Durchmesser, endet mit einer Erdschraube.

Bei dem einen, dem „mittellangen" Kappeller-Thermometer, war das Eisenrohr 107 *cm* lang, so daß bis 100 *cm* Tiefe gemessen werden konnte. Die Skala reichte von −10° bis +42° C und war in 0·1° geteilt.

Das andere, das „kleine" Kappeller-Thermometer, hatte ein Eisenrohr von nur 41 *cm* Länge, so daß es noch knapp bis 50 *cm* Tiefe zu brauchen war. Die Skala reichte von −5° bis 31° C und war auch in 0·1° geteilt.

Diese „mittellangen" und „kurzen" Kappeller-Thermometer sind dadurch, daß die Hülsen aus zwei Teilen bestehen, zerbrechlich und nicht so widerstandsfähig wie das „lange" Kappeller-Thermometer.

Bei den langen Thermometern ist es ein großer Vorteil, daß die Skala beständig beobachtet werden kann; dagegen erscheint die Wirkung des Thermometerteiles, welcher über die zu messende Erdschichte ragt, bedenklich. Derselbe leitet nämlich die Temperatur

der oberen Erdschichten sowie der Luft anders als die Erde zum Quecksilberreservoir des Thermometers. Dieser Nachteil läßt sich nur durch die Anwendung kurzer, „träger" Thermometer vermeiden.

Um solche herzustellen, wurden die gewöhnlichen Erdboden-Thermometer von R. Fuess in Steglitz bei Berlin benützt. Die Skala derselben reicht von — 10° bis + 30° C. Jeder Grad etwa 6 *mm* lang, ist in Zehntel geteilt. Durch Einschieben dieser Thermometer in unten geschlossene Messingrohre von 1 *mm* Wandstärke, 2 *cm* Durchmesser und 45 *cm* Länge, dann Umhüllen der Quecksilberkugel mit Korkmehl oder Parafin wurden die Instrumente „träge". Brachte man sie aus einer Luft von + 2° C in Wasser von + 31° C, so vergingen 30 Minuten, bis die Quecksilbersäule zum Stillstand kam.

Ein Thermometer derselben Art rasch aus Wasser von 32° C in Luft von 1·4° C versetzt, änderte während der ersten $3^3/_4$ Minuten nicht seinen Stand.

Zur Anwendung dieser kurzen, trägen Thermometer wurde mittels eines eisernen Vorschlagpflockes ein Loch in der Erde erzeugt, welches einen nur wenig größeren Durchmesser als das Thermometer hatte. Dieses wurde in das Loch gesteckt, fest an die Sohle desselben gepreßt und sodann das Loch oben zusammengetreten. Nachdem das Thermometer mindestens 45 Minuten in der Erde war, wurde es mittels eines an der Hülse befestigten Drahtes herausgezogen und rasch abgelesen. Letzteres erfordert erfahrungsgemäs weniger als eine Minute.

Bei den Messungen Mitte Mai 1909 wurden die trägen Fuess-Thermometer nur in der Tiefe von 0·5 *m* gebraucht. Im September 1909 und Oktober 1910 kamen diese Instrumente bis 1 *m* Tiefe zur Verwendung. Zum Hineinschieben diente eine Holzstange mit demselben Durchmesser wie das Thermometer. Marken an ersterer ließen erkennen, wann das Instrument die richtige Tiefe erreicht hatte.

Um die Temperatur der Erdoberfläche zu messen, wurde ein Stück der Rasendecke aufgehoben und das träge Thermometer darunter gelegt. Die Messung erfolgte also eigentlich in der Tiefe von 5 bis 8 *cm*.

Fuess-Luft-Thermometer, welche nicht träge gemacht waren, wurden im Oktober 1910 auch verwendet, um in obiger Art die Temperatur der Erdoberfläche zu messen. Dieselben Instrmente kamen einigemal ebenfalls in Verwendung, um die Bodenwärme in 25 *cm* Tiefe zu ermitteln. In diesem Falle wurde die Ablesung am herausstehenden Teile der Skala gemacht.

Die in der eben angegebenen Weise ermittelten Bodentemperaturen überraschten oft durch ihre gesetzmäßigen Veränderungen bei Beobachtungen auf verschiedenen Punkten, oder durch ihre Übereinstimmung bei wiederholten Messungen auf ein und derselben Stelle. Nach diesen Erfahrungen könnte man meinen, diese Erdtemperaturen seien bis auf einige Zehntelgrade genau. Und doch entspricht der

Stand des Thermometers nicht der Erdwärme an der beabsichtigten Stelle, sondern ist die Resultierende des gesamten Einflusses der Boden- und der Lufttemperatur auf dieses Instrument.

Diese Wärmeleitung von Stellen, wo man nicht beobachten will, läßt sich nicht hindern. Wären in die Metallhülsen auch Isolierschichten eingeschaltet, so würden doch die Luft, der Quecksilberfaden und das Glasrohr jene störenden Einflüsse vermitteln. Dieselben kommen aber um so weniger zur Geltung, je kürzer das Thermometer und je größer das Quecksilber-Reservoir desselben. Dies spricht für die Anwendung der „trägen" Thermometer. Machen die Bodenbeschaffenheit oder die Beobachtungstiefe dies unmöglich, so greife man zum „langen" Kappeller-Thermometer.

Zwischen Thermometer und Erdboden soll eine innige Berührung stattfinden. Die Löcher dürfen daher nicht zu tief geschlagen werden. Um das Thermometer in die richtige Lage zu bringen, soll jedenfalls noch ein starkes Hineindrücken, beziehungsweise Hineinbohren erforderlich sein. Nach unten verjüngte, konische Thermometer sind unzweckmäßig, da sie die Bohrlochwand nicht genügend berühren.

Abweichungen von der beabsichtigten Tiefenstellung des Instruments machen sich bald fühlbar. Am 12. Oktober 1910 ergab die Messung auf Punkt III in 20 *cm* Tiefe 22·2° C, in 25 *cm* Tiefe 22·5° C.

Auch im horizontalen Sinne soll man vom Beobachtungspunkte sich nicht über 0·5 *m* entfernen. Am 13. Oktober 1910 wurde in 50 *cm* Tiefe, beim Punkte *A*, 28·7° C und 0·5 *m* davon entfernt 28·9° C gemessen.

Für das Einführen des Thermometers sind nur neu erzeugte Löcher zu verwenden. Bei solchen, die bereits einige Zeit bestehen, macht sich die vermehrte Wärmeausstrahlung fühlbar.

Die Isothermen in ihrem horizontalen Verlaufe.

In der Mitte Mai 1909.

(Hierzu Tafel Nr. XXVII [I].)

Die meteorologischen Verhältnisse in Stubičke Toplice während der Messungen — das ist vom Mittag des 12. bis Mittag des 15. Mai 1909 — zeigt die auf pag. 760 befindliche Tabelle. Die Lufttemperaturen wurden mit einem Aßmann'schen Aspirationsthermometer ermittelt. Der am Agramer Observatorium registrierte Barometerstand dürfte auch für Stubičke Toplice Geltung besitzen.

Wenn sich auch die Lufttemperaturen zwischen 20·8 und 10·0° C bewegen, so sind dieselben doch im allgemeinen recht gleichmäßig. Der kältere Vormittag des 15. Mai dürfte erst am nächsten Tag die Bodentemperatur beeinflußt haben. Tatsächlich ergab die Messung bei ein und demselben Punkte (Nr. 23) in 0·5 *m* Tiefe, am Morgen

Zu pag. 759.

Beobachtungszeit				Lufttemperatur Grade C		Luftdruck, Tagesmittel in Agram *mm*	Bewölkung, Niederschlag
12.	Mai 1909	Nachmittag	2h 25′ 3h 30′ 4h 15′ 5h 10′ 6h 40′	19·5 19·0 18·3 17·2 14·8	Der tägliche Gang der Temperatur scheint jenem in Agram ähnlich zu sein, nur sind die Temperaturen in Stubicke Toplice um 5 bis 8 Grade geringer.	753·1	Ganz heiter
13.		Vormittag	7h 15′ 8h 47′ 9h 50′ 11h 10′	11·1 16·4 17·6 20·1		746·8	Heiter
		Nachmittag	3h 0′ 4h 15′	18·2 15·5			Bewölkt. 5h 48′ fernes Gewitter, 7h einige Regentropfen
14.		Vormittag	7h 30′ 10h 25′ 11h 40′	15·7 16·9 18·8		744·2	Bis 11h ganz bewölkt, später zeitweise Sonne
		Nachmittag	2h 15′ 3h 45′	20·8 20·2			1h 55′—3h 2′ fernes Gewitter, dann Ausheiterung
15.		Vormittag	7h 40′ 8h 40′ 10h 10′ 12h 10′	10·0 10·3 13·6 15·6		748·4	Bewölkt, zeitweise Sonne, mittags kalter NE-Wind

des 13. Mai bei 16·4° C Lufttemperatur 13·4° C und am Morgen des 15. Mai bei 10·0° C Lufttemperatur 13·8° C.

Die Arbeitsleistung bestand in den Bodentemperatur-Messungen auf 110 Punkten in 26 Arbeitsstunden. Darunter waren in 0·5 *m* Tiefe mit dem kurzen Fuess-Thermometer 112 Messungen, in 1·0 *m* Tiefe mit dem Bergmann-Thermometer im Eisenrohr 17 Messungen, mit dem Kappeller-Thermometer im Eisenrohr 9 und ohne Eisenrohr 21 Messungen.

Trotzdem die Fuess-Thermometer 45 Minuten und die langen Thermometer nur 30 Minuten in der Erde blieben, ging die Arbeit mit ersteren viel rascher vor sich, da vier Exemplare dieser Instrumente vorhanden waren und die Herstellung des Loches in der Erde weit leichter war, als das Eintreiben des 1 *m* langen Eisenrohres. Es wurde daher schon bald während der Arbeit hauptsächlich nur in 0·5 *m* Tiefe die Bodentemperatur gemessen.

Bei der Arbeit selbst ergab sich naturgemäß folgende Teilung: geodätische Festlegung des Punktes, auf dem beobachtet werden sollte und Einführen sowie Ablesen der Thermometer. Letzteres besorgte Dr. Škreb.

Die Resultate der Messungen enthält die nachfolgende Tabelle (pag. 764—766) und die Tafel Nr. XXVII (I). Die erste Messung (Punkt Nr. 1) geschah am „neutralen Punkte" und ergab die wahrscheinlich ungestörte Bodentemperatur, in 0·5 *m* Tiefe, mit 10·1° C.

In ganz auffälliger Weise beeinflussen die Gebäude die Bodentemperatur. An der Außenseite der Umfassungsmauern des Maximilianeums (Punkt Nr. 10), also nur 2—3 *m* vom Bassin, welches etwa 50° C warmes Wasser enthält, ergab sich in 0·6 *m* Tiefe eine Bodentemperatur von bloß 19·6° C.

Auf 12 *m* von der Hauptquelle, deren Wasser 59° C hat, betrug die Bodenwärme in 0·5 *m* Tiefe (Punkt Nr. 89, 90 und 91): 23·3, 25·2 und 26·4° C. Es scheint, als ob die erschlossenen Quellen, wie Ventilatoren wirkend, die Wärmeausstrahlung fördern würden.

Die höchsten Temperaturen in 0·5 *m* (oder richtiger 0·7 *m*) Tiefe fanden sich nordöstlich vom Schlammbad (Punkt Nr. 27) mit 38·4° C, dann 10 *m* östlich der etwa 40° C warmen Wiesenquelle (Punkt Nr. 87) mit 34·4° C. Diese Temperaturen wurden mit dem Kappeller-Thermometer bestimmt. Die Fuess-Thermometer, deren Skala bloß bis 30° C reicht, waren dafür nicht verwendbar.

Bei der heißesten Quelle vom Jahre 1820 (*H* in Tafel Nr. XXVII [I]), welche 1875 noch als großes, schlammiges, sehr warmes Loch bestand, ergaben sich jetzt (Punkt Nr. 32) fast normale Bodentemperaturen, nämlich in 0·5 *m* Tiefe 13·9° C und in 1·0 *m* Tiefe 13·7° C.

Ein Punkt (Nr. 47), welcher von den Bewohnern als warm bezeichnet wurde, weil dort der Schnee nicht liegen bleibt, hatte in 1·0 *m* Tiefe bloß 15·4° C.

Eine abnorm kalte Stelle befindet sich im Mündungswinkel der beiden Bäche (Punkt 46), da dort in 1·0 *m* Tiefe nur 7·4° C konstatiert wurden. Und auch an dieser Stelle soll der Schnee sofort schmelzen!

Als Relation zwischen der Bodentemperatur in 0·5 *m* und jener in 1·0 *m* Tiefe scheint nach Dr. Škreb die lineare Gleichung:

$$y = 1{\cdot}83 \quad x - 12{\cdot}35$$

zu bestehen. In derselben bedeutet y die Bodentemperatur in 1·0 *m* und x jene in 0·5 *m* Tiefe. Dieses Gesetz gilt nur, wenn x größer als 15° C, das heißt also für Stellen, wo ein Einfluß des Thermalwassers vorhanden. Dr. Škreb berücksichtigte für 1·0 *m* Tiefe nur die Messungen mit dem Kappeller-Thermometer, ohne Eisenrohr. Die diesbezüglichen Daten enthält die folgende Tabelle:

Punkt Nr.	Bodentemperatur in der Tiefe von			Differenz zwischen Beobachtung und Rechnung
	0·5 *m*	1·0 *m*		
	beobachtet		berechnet	
	°C	°C	°C	°C
40	16·2	17·4 [1]	17·3	+ 0·1
101	16·3 [2]	18·0	18·3	— 0·3
50	17·4	18·5	18·5	0
84	18·5	21·1	21·5	— 0·4
3	20·3	22·6	24·8	— 2·2
66	20·6	25·8	25·4	+ 0·4
49	21·3	25·2	26·6	— 1·4
78	23·2	29·9	30·1	— 0·2
64	24·0	28·5	31·2	— 2·7
68	26·5	36·2	36·2	0
48	28·8	31·5	40·5	— 6·0

Das Resultat der Rechnung weicht also nur in 3 von 11 Fällen wesentlich von der Beobachtung ab.

Wie spätere Messungen zeigten, gilt aber die angeführte Relation, zwischen den Bodentemperaturen in 0·5 *m* und 1·0 *m* Tiefe, eben nur für die hier vorliegenden Beobachtungen.

Die Isothermen für die Tiefe von 0·5 *m* unter der Erdoberfläche (Tafel Nr. XXVII [I]), welche nach den ermittelten Bodentemperaturen entworfen wurden [3]), gelten selbstredend nur für die Zeit der Messungen. Die Isotherme von 15° C bezeichnet schon einen ausgesprochenen Einfluß des Thermalwassers, da die korrespondierende Temperatur des „neutralen Punktes" (Nr. 1) nur 10·1° C beträgt. Beim Entwurfe dieser

[1]) Diese Messung erfolgte im Eisenrohr.

[2]) Die Originalangabe lautete: „17·3", es dürfte jedoch ein Lesefehler vorliegen und „16·3" richtig sein.

[3]) Die Punkte, auf denen die Bodentemperatur bestimmt worden ist, wurden in einem Plane im Maße 1:1000 eingetragen. Auf diesem erfolgte auch der Entwurf der Isothermen. Tafel Nr. XXVII (I) ist eine Verkleinerung jener Originalzeichnung.

15° C Isotherme konnten 44 Punkte, auf denen Temperaturen beobachtet worden sind, direkt benützt werden. Da diese Isotherme etwa 1080 *m* lang ist, so entfällt durchschnittlich auf je 24 *m* derselben einer der bestimmten Punkte. Der Zug dieser Linie erscheint somit ausreichend genau fixiert.

Nicht dasselbe läßt sich von der 30° C Isotherme sagen. Hier treten die Vertiefungen der Toplica und ihrer Zuflüsse, ferner die verschiedenen Baulichkeiten sehr störend auf. Die Ermittlung der Toplica-Wassertemperatur wurde versucht, führte aber zu keinem brauchbaren Resultate. Wo Thermalwasser in den Bach, tritt finden sich sehr hohe Temperaturen und unmittelbar daneben ist das Wasser bedeutend kühler. Wird das Thermometer nur etwas in horizontaler oder vertikaler Richtung bewegt, so ändert sich gewöhnlich sein Stand. Es blieb daher nichts übrig, als die Isothermen schematisch über die Furche der Toplica zu ziehen.

Sonst beeinflußt die Bodengestaltung sehr wenig die Gestalt der Isothermen, da der größte Teil des in Betracht kommenden Raumes eine fast vollkommen ebene, sehr schwach geneigte Fläche ist. Die absoluten Höhen derselben liegen innerhalb 163 und 160 *m*.

Mehrere Messungen, welche im Herbste 1909 zwischen Schlammbad und Wiesenquelle vorgenommen worden sind, dienten dazu, die Form der 30° C Isotherme daselbst genauer zu bestimmen. Diese Messungen wurden im vorliegenden Material nicht ersichtlich gemacht, da sie mit den übrigen Daten nicht homogen sind und nur unter gewissen Bedingungen verwendet werden konnten.

Den Flächeninhalt der Isothermen-Flächen hat Dr. Škreb mit einem Amsler'schen Polarplanimeter, auf dem Plane 1:1500, ermittelt.

In abgerundeten Zahlen ergab sich

für die 15° C Isotherme	51300 m^2,
„ 20° C	32400 m^2,
25° C	16100 m^2,
30° C	7300 m^2.

Nach der früher angeführten Relation zwischen der Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen (pag. 762) würden den Isothermen 0·5 *m* unter der Erdoberfläche von 15, 20, 25 und 30° C, in 1·0 *m* Tiefe solche von 15, 24·3, 33·4 und 42·5° C entsprechen. Der Flächeninhalt der warmen Flächen (über 15° C) wird bei zunehmender Tiefe größer, da die Ausstrahlung abnimmt.

Verzeichnis

der Punkte bei Stubičke Toplice, auf denen vom 12. bis 15. Mai 1909 Bodentemperaturen gemessen wurden. Die Thermometer von Fuess blieben mindestens 45 Minuten, die anderen Thermometer mindestens 30 Minuten in der Erde.

Die Skala der Fuess-Thermometer reichte nur bis 30° C.

Beobachtungszeit			Punkt Nr.	Thermometer von Fuess in der Tiefe von 0·5 *m* zeigte Grade Celsius	Thermometer von Bergmann in der Tiefe von 1·0 *m* zeigte Grade Celsius	Thermometer von Kappeller mit Eisenrohr in der Tiefe von 1·0 *m* zeigte Grade Celsius	Thermometer von Kappeller ohne Eisenrohr in der Tiefe von 1·0 *m* zeigte Grade Celsius	Anmerkung
12.	Mai 1909	Nachmittag 2h 23′ bis 7h 05′	1	10·1*	10·2	—	—	* Neutraler Punkt.
			2	13·3	—	13·8	—	
			3	18·1	20·3	—	22·6	
			4	16·6	—	—	—	
			5	15·5	—	—	—	
			6	18·9	21·4	—	—	
			7	14·3	—	14·7	—	
			8	12·8	13·0	—	—	
			9	15·3	—	—	—	
			10	19·6*	—	—	—	* Thermometer war zirka 60 *cm* tief.
			11	14·1	—	15·7	—	
			12	13·5	14·3	—	—	
			13	11·9	—	—	—	
			14	14·4	—	15·2	15·7*	* Thermometer zirka 1·25 *m* tief.
			15	14·4	15·8	—	—	
13.	Mai 1909	Vormittag 7h 05′ bis 11h 51′	16	25·7	—	30·1	—	
			17	30·2	32·5	—	40·6*	* Thermometer zirka 1·15 *m* tief, in Schotter.
			18	26·9	—	—	—	
			19	19·6	—	22·4	—	
			20	31·5	38·3	—	—	
			21	30·8*	39·8	—	—	* Boden sehr locker.
			22	31·3	39·5	—	—	
			23	13·4*	—	—	—	* Am 15. Mai wiederholt, ergab 13·8° C.
			24	15·8	—	16·2	—	
			25	30·3	—	—	—	
			26	29·8	36·5	—	—	
			27	38·4*	—	37·4	40·2	* Mit Kappeller, ohne Rohr, zirka 0·7 *m* tief gemessen. Bis 1 *m* locker, dann Schotter.
			28	26·7	—	—	—	
			29	28·2	—	—	—	
			30	28·3	—	—	—	
			31	11·3	—	—	—	
			32	13·9	13·7	—	—	
			33	27·0	32·1	—	—	
			34	11·2	—	—	—	
			35	24·3	—	—	—	

Beobachtungszeit			Punkt Nr.	Thermometer von				Anmerkung
				Fuess	Bergmann	Kappeller		
						mit Eisenrohr	ohne	
				in der Tiefe von				
				0·5 *m*	1·0 *m*			
				zeigte Grade Celsius				
13.	Mai 1909	Nachmittag 2h 25′ bis 5h 56′	36	21·1	25·2	—	—	
			37	24·4	—	—	—	
			38	19·7	22·0	—	—	
			39	21·9	—	—	—	
			40	16·2	—	17·4	—	
			41	28·4	—	—	—	
			42	13·6	—	—	—	
			43	13·5	—	—	—	
			44	13·6	—	—	—	
			45	20·5	—	—	—	
			46	12·5	—	—	7·4	
			47	—	—	—	15·4	
			48	28·8		—	34·5	
			49	21·3	—	—	25·2	
			50	17·4	—	—	18·5	
			51	33*	—	—	—	* Über 33° C.
			52	13·9	—	—	14·2	
			53	14·9	—	—	—	
			54	12·5	—	—	—	
			55	14·3	—	—	12·1*	* Am 14. Mai früh gemessen.
14.	Mai 1909	Vormittag 6h 54′ bis 12h 17′	56	13·7	—	—	—	
			57	14·4	—	—	—	Weicher Boden.
			58	26·5	—	—	—	
			59	12·7	—	—	11·8	
			60	14·3	—	—	—	
			61	13·6	—		—	
			62	12·8	—	—	—	
			63	14·8	—	—	13·6*	* Tiefe 1·15 *m*.
			64	24·0	—	—	28·5	Unten Schotter.
			65	17·4	—	—	—	
			66	20·6	—	—	25·8	
			67	21·8	24·3	—	—	
			68	26·5	—	—	36·2	
			69	24·6	29·8	—	—	
			70	27·5	—	—	—	
			71	18·8	—	—	—	
			72	14·8	—	—	—	
			73	12·3	—	—	—	
			74	14·2	—	—	—	
			75	13·3	—	—	—	
			76	22·2	—	—	—	
			77	20·6	—	—	—	

Beobachtungszeit			Punkt Nr.	Thermometer von Fuess	Bergmann	Kappeller mit Eisenrohr	Kappeller ohne Eisenrohr	Anmerkung
				in der Tiefe von 0·5 *m*		1·0 *m*		
				zeigte Grade Celsius				
14.	Mai 1909	Nachmittag 2h 15′ bis 4h 16′	78	23·2	—	—	29·9	
			79	14·5	—	—	—	
			80	13·0	—	—	—	
			81	14·4	—	—	13·5*	* Auf 1 *m* Wasser.
			82	13·8	—	—	—	
			83	14·8	—	—	—	
			84	18·5	—	—	21·1*	* Auf 1 *m* Wasser.
			85	13·8	—	—	—	
15.	Mai 1909	Vormittag 7h 20′ bis 12h 56′	86	19·8	—	—	—	
			87	34·4*	—	—	—	* Mit Kappeller, ohne Rohr, gemessen.
			88	34·5*	—	—	—	
			89	23·3	—	—	—	
			90	25·2	—	—	—	
			91	26·4	—	—	—	
			92	21·6	—	—	—	
			93	21·6	—	—	—	
			94	18·5	—	—	—	
			95	18·8	—	—	—	
			96	21·4	—	—	—	
			97	20·6	—	—	—	
			98	15·0	—	—	—	
			99	13·6	—	—	—	
			100	14·1	—	—	—	
			101	17·3*	—	—	18·0	* Wahrscheinlich Lesefehler, richtig 16·3° C.
			102	14·0		—	13·5	
			103	12·2	—	—	—	
			104	13·5	—	—	—	
			105	22·8	—	—	—	
			106	16·2	—	—	—	
			107	16·2	—	—	—	
			108	13·8	—	—	—	
			109	18·8	—	—	—	
			110	18·4	—	—	—	

Die Isothermen im Profile durch die Wiesenquelle gegen Südsüdost.

a) In der Mitte September 1909.

(Hierzu Tafel Nr. XXVII [I] und XXVIII [II].)

Arbeitszeit waren die Vormittage — etwa von $7^h\,45'$ an — des 14., 15., 16. und 17. September. Am 11. September wurden außerdem einige vorbereitende Messungen gemacht und am 17. September die Arbeit schon um $6^h\,15'$ früh begonnen.

Die meteorologischen Verhältnisse waren der schönen Herbstzeit entsprechend recht gleichmäßig. Die Lufttemperatur nahm sehr langsam im Laufe der Arbeit ab. Durchschnittlich betrug die Lufttemperatur, mit einem Fuess-Thermometer gemessen, um 8, 10 und 12 Uhr vormittags 18, 20 und 21° C. Die Abweichungen von diesen Werten werden kaum 1° C übersteigen. Der Morgen des 17. September war sehr kühl, um 7 Uhr nur 10° C und um 8 Uhr 13° C.

Die Tagesmittel der Barometerstände waren in Agram vom 14. bis 17. September 747·6, 748·0, 749·9 und 751·0 *mm*, der Luftdruck ist also mit zunehmender Geschwindigkeit gestiegen.

Am „neutralen Punkte" (Nr. 1) erfolgte am 11. September, vor allen anderen Beobachtungen, die Messung. Dieselbe ergab in 0·5 *m* Tiefe 15·7° C, in 1·0 *m* Tiefe 15·6° C. Am 17. September, nach Abschluß der Arbeit, wurde am neutralen Punkte, in 0·5 *m* Tiefe, die Messung wiederholt. Sie ergab genau dasselbe Resultat wie vor sechs Tagen.

Um den Gang der Bodentemperatur in vertikaler Richtung zu ermitteln wurden in einer Geraden, welche von der Mitte der Wiesenquelle[1]) gegen Südsüdost streicht (in der Tafel XXVII [I] gegen XIII), auf 13 Punkten Messungen vorgenommen. Der erste Beobachtungspunkt ist 5 *m* von der Mitte der Wiesenquelle entfernt, die übrigen Punkte folgen im gleichen Abstande von 5 *m*, so daß der 13. Punkt 65 *m* von der Quelle liegt.

Die Temperatur-Messungen auf diesen 13 Punkten (Nr. I, II, III usw.) erfolgten auf der Erdoberfläche, dann in den Tiefen von 0·25, 0·50, 0·75 und 1·00 *m*. Beim ersten, dritten, fünften Punkte usw. wurde auch in der Tiefe 1·25 *m* beobachtet. Die Messungen auf der Erdoberfläche beziehen sich eigentlich auf die Schichte unter der Rasendecke, also auf eine Tiefe von 5 bis 8 *cm* (pag. 758).

Der Versuchsplatz war eine geringe Unebenheiten aufweisende, gut bestockte Wiese. Dieselbe war kurz vor den Messungen gemäht worden.

Der größte Teil der Messungen geschah am 15., 16. und 17. September. Speziell die Ermittlung der Oberflächentemperaturen erfolgte für 8 Punkte (I—VIII) am 15. und für 3 Punkte (IX—XI) am 16. Sep-

[1]) Das Wasser der Wiesenquelle hat eine Wärme von etwa 37—44° C.

tember, am ersteren Tage zwischen 9 und 10 Uhr 30 Minuten, am zweiten Tage um 10 Uhr 30 Minuten, also unter tunlichst gleichartigen Verhältnissen. Gegen das Ende der Beobachtungslinie, etwa vom Punkte X an, war aber die Erdoberfläche durch die Bäume am Toplica-Ufer gegen die Sonnenstrahlen gedeckt.

Der letzte Beobachtungspunkt (XIII) ist in ostnordöstlicher Richtung nur 3·5 *m* vom oberen Rande des Toplica-Ufers entfernt. Zur Zeit der Messungen hatte zunächst dieses Beobachtungspunktes (XIII) der Wasserspiegel der Toplica die absolute Höhe 159·65 *m*, die Oberfläche der Wiesenquelle die absolute Höhe 159·69 *m*. Die Sohle der letzteren liegt in der absoluten Höhe 159·16 *m*.

Die Resultate der Messungen enthält die folgende Tabelle. Auf Tafel Nr. XXVIII [II] sind dieselben graphisch dargestellt.

Des Punktes		Beobachtungstiefe in *cm*						Anmerkung
Nr.	absolute Höhe *m*	0	25	50	75	100	125	
		Grade Celsius						
I	160·84	24·7	28·5	**34·0**	**37·3**	**40·2**	**42·7**	Die Ermittlungen mit dem Kappeller-Thermometer sind halbfett gedruckt.
II	160·85	24·8	27·7	**32·6**	**35·4**	**38·0**	—	
III	160·86	24·5	27·7	**31·2**	**33·6**	**36·6**	**38·6**	
IV	160·90	23·8	26·2	**29·6**	**33·2**	**34·6**	—	
V	160·95	24·8	25·5	**29·6**	**31·2**	**35·8**	**36·8**	
VI	160·95	24·7	25·5	**28·7**	**30·7**	**34·3**	—	
VII	161·08	23·9	23·8	**26·6**	**28·1**	**31·1**	**32·6**	
VIII	161·15	21·6	20·6	**21·2**	**21·1**	**21·8**	—	
IX	161·21	16·3	18·1	**19·0**	**19·9**	**19·4**	**19·2**	
X	161·32	18·0	18·9	**19·4**	**18·8**	**18·8**	—	
XI	161·35	17·0	18·3	**18·4**	**18·0**	**17·7**	**17·6**	
XII	161·48	16·2	17·9	**18·2**	**17·7**	**17·7**	—	
XIII	161·53	15·3	16·4	**17·3**	**17·1**	**18·0**	**16·8**	

Bei Punkt IV und VII ist in etwa 0·7 *m* Tiefe Schotter. Das Fuess-Thermometer konnte bei letzterem Punkte statt 0·75 *m* nur 0·68 *m* tief eingeführt werden.

Bei Punkt IV ergeben andere Messungen für 50 *cm* Tiefu 26·0 und 27·7° C.

Die Temperaturen auf den einzelnen Punkten, in den verschiedenen Tiefen, zeigen eine entsprechende Gesetzmäßigkeit und eine solche ist auch in der horizontalen Aufeinanderfolge der Temperaturen größtenteils zu erkennen. Zwischen den Punkten III und V findet sich aber, besonders in der Tiefe von beiläufig 1·0 *m*, eine abnorm geringe Wärme.

Ein Plan des Bades Stubičke Toplice vom Jahre 1820[1]), im Maße von zirka 1 3000, läßt entnehmen, daß damals in der Gegend des Punktes IV die Toplica geflossen sei (Tafel Nr. XXVII [I]). So-

[1]) Baumbach Friedrich, Physisch-chemische Untersuchung der Mineralquelle von Sztubitza in Kroatien. Agram 1820.

weit dieses alte Bachbett mit Schotter angeschwemmt, scheinen die Abweichungen von den normalen Bodentemperaturen am größten zu sein; gegen oben, wo sich Sand, Lehm und Humus findet, werden diese Differenzen geringer.

Mit Vernachlässigung dieser Temperaturen, welche der allgemeinen Gesetzmäßigkeit widersprechen, wurden in Tafel XXVIII (II) die Isothermen für 20, 25, 30, 35 und 40° C in dicken Linien entworfen. Wo dieselben mit den tatsächlich vorhandenen Temperaturen nicht übereinstimmen, sind die Isothermen gestrichelt gezeichnet. Der den gemessenen Bodenwärmen entsprechende Verlauf der Isothermen ist an diesen Stellen in dünnen Linien angedeutet.

Die theoretische Isotherme für 35° C weicht am meisten von den gemessenen Temperaturen ab, da sie durch die Schotterschicht streicht.

Vom Punkte IX an ist der Einfluß der Wärme des Thermalwassers nur mehr gering und beträgt die Temperaturerhöhung etwa 1—2° C. Beim neutralen Punkte war nämlich die Temperatur in 0·5 *m* Tiefe 15·7° C und in 1 *m* Tiefe 15·6° C. Beim Punkte XIII sind die korrespondierenden Temperaturen 17·3° und 18° C. Zunächst dieses Punktes XIII hatte das Toplica-Wasser, am 17. September, die Temperatur von 17·1° C.

b) Am 12. Oktober 1910.

Am 12. Oktober 1910 wurden im Profile durch die Wiesenquelle mehrere Bodentemperatur-Bestimmungen vom vorhergegangenen Herbste wiederholt.

Die Witterung war vor diesem Tage durch längere Zeit kühl und regnerisch, erst am 10. Oktober besserte sich das Wetter. Am Morgen des 12. Oktobers herrschte dichter Nebel, nach 9 Uhr vormittags heiterte es sich aus. Die Temperatur der Luft, sowie jene der Erdoberfläche enthält nachfolgende Tabelle. Letztere Daten wurde an ein- und demselben Punkte (V) ermittelt. Es lag daselbst beständig ein gewöhnliches Thermometer von Fuess (in 0·2° geteilt) unmittelbar unter der Rasendecke.

	Zeit	Temperatur der Luft (Grade Celsius)	Temperatur der Erdoberfläche (Grade Celsius)		Zeit	Temperatur der Luft (Grade Celsius)	Temperatur der Erdoberfläche (Grade Celsius)
12. Oktober 1910 Vormittag	7h 45′	9·6	—	12. Oktober 1910 Nachmittag	12h 5′	21·2	21·2
	8h 30′	11·6	—		12h 30′	20·2	21·8
	9h 10′	13·5	—		1h 30′	21·6	21·8
	9h 30′	13·6	—		2h 15′	21·6	22·2
	10h 00′	15·0	—		3h 00′	19·7	22·1
	10h 35′	18·9	—		3h 30′	19·6	21·8
	10h 42′	—	20·4		4h 00′	19·5	21·6
	11h 00′	19·4	20·8		5h 00′	17·5	—
	11h 25′	19·7	21·0		—	—	—

Die Lufttemperaturen sind, nachdem der Nebel gefallen war, recht gleichmäßig. Die Temperatur der Erdoberfläche änderte sich in $3^1/_2$ Stunden um fast zwei Grade. Diese Date läßt sich daher nicht recht mit den gleichzeitig gemessenen, konstanteren Bodenwärmen vereinen.

Am neutralen Punkte (Nr. 1) war am 12. Oktober 1910, vor Beginn der übrigen Messungen, um $7^h\,45'$ früh die Bodentemperatur in 50 *cm* Tiefe 13·3° C, in 100 *cm* Tiefe 13·6° C. Nach Schluß der Arbeit, um $5^h\,6'$ abends, ist die Bodentemperatur in 50 *cm* Tiefe 13·2° C, sie kann also als ungeändert angenommen werden.

Die Messungen geschahen auf denselben fünf Punkten I, III, V, VII und XI wie im September 1909. Außerdem wurde noch auf zwei neuen Punkten I' und III' die Erdtemperatur beobachtet. Diese letzteren Punkte liegen in der Verlängerung der Geraden: Wiesenquelle — XIII gegen Nordnordwest, 5 *m* und 15 *m* von der Mitte dieser Quelle entfernt, also analog wie I und III.

Die Resultate der Messungen enthält die folgende Tabelle. Die Oberflächentemperaturen sind durchaus mit einem, unter der Rasendecke liegenden, „nicht trägen" Fuess-Thermometer ermittelt. Der Wert dieser Bestimmungen wurde bereits angedeutet.

Bei den Punkten V, VII und III' wurde dieses Instrument auch für die Messungen in 25 *cm* Tiefe verwendet.

Sämtliche Beobachtungen geschahen in der Zeit von 8^h früh bis 5^h nachmittag. Die Thermometer wurden mindestens 45 Minuten exponiert.

Des Punktes		Beobachtungstiefe in *cm*					
Nr.	absolute Höhe *m*	0	25	50	75	100	125
		Bodentemperatur in Graden Celsius					
I'	160·89	—	23·0	**28·3**	**32·9**	**35·9**	**39·2**
III'	160·95	—	24·3	**27·5**	—	37·1	—
I	160·84	18·1	22·5	**27·5**	**30·7**	**34·2**	**36·8**
III	160·86	18·7	22·5	**26·5**	**29·8**	**33·7**	**36·1**
V	160·95	20·4	22·1	**25·7**	**28·7**	**32·5**	**35·5**
VII	161·08	—	19·9	**23·7**	**25·4**	27·9	30·3
XI	161·35	—	—	**15·3**	**15·8**	16·4	—

Anmerkungen.

Die Ermittlungen mit dem langen Kappeller-Thermometer sind halbfett gedruckt.

Bei Punkt I' wurde am 13. Oktober 1910, mit dem „langen" Kappeller, die Temperatur in 125 *cm* Tiefe nochmals gemessen, es ergab sich 38·9° C.

Bei Punkt III' geschah die Messung in 100 *cm* Tiefe am 13. Oktober 1910, mit dem „mittellangen" Kappeller-Thermometer.

Bei Punkt I ergab die gleichzeitige Messung der Oberflächentemperatur mit dem „trägen" Fuess-Thermometer 18·1° C, mit dem „nicht trägen" Fuess-Thermometer 18·4° C.

Bei Punkt III wurde mit einem „nicht trägen" Fuess-Thermometer die Bodentemperatur in 20 *cm* Tiefe mit 22·2° C ermittelt.

Bei Punkt V sind die Erdoberflächen-Temperaturen von 10h 42′ vm. bis 4h 0 nm. gemessen worden. Die betreffenden Resultate sind bereits (pag. 769) angeführt worden.

Die Messungen auf diesem Punkte in 25 *cm* und 50 *cm* Tiefe wurden zweimal vorgenommen. Es ergab sich 22·1° und 22·2° C, beziehungsweise 25·7° und 25·6° C.

Bei Punkt VII ist die Bodentemperatur in 50 *cm* Tiefe wiederholt bestimmt worden. In der chronologischen Reihenfolge ergab sich: 20·9, 22·1 und 23·7° C.

Bei demselben Punkte wurde in 25 *cm* Tiefe 19·9 und 19·6° C beobachtet.

Auf dem „neutralen Punkte" war die Erdtemperatur am am 12. Oktober 1910 in 50 *cm* Tiefe um 2·4° C, in 100 *cm* Tiefe um 2·0° C geringer als in der Mitte September 1909. Auch auf den Punkten des Profils hat die Bodenwärme in dieser Zeit abgenommen.

Punkt	Abnahme der Bodentemperatur von Mitte September 1909 bis 12. Oktober 1910 in der Tiefe von *cm*					
	0	25	50	75	100	125
I	6·6	6·0	6·5	6·6	6·0	5·9
III	5·8	5·2	4·7	3·8	2·9	2·5
V	4·4	3·4	3·9	2·5	3·3	1·3
VII	—	3·9	2·9	2·7	3·2	2·3
XI	—	—	3·1	2·2	1·3	—

Diese Veränderungen in der Erdtemperatur nehmen mit der Entfernung von der Oberfläche und dem Abstande von der Wiesenquelle ab. Ersteres wahrscheinlich, weil nahe der Oberfläche der wechselnde Einfluß der Sonnenwärme am stärksten. Letzteres könnte sein, weil näher der Quelle die Bodentemperaturen höher und die Ausstrahlung daher rascher ist.

Die Abnormitäten der Bodenwärme auf dem Punkte V wird bekanntlich durch die Schotterablagerung im chemaligen Toplicabette hervorgerufen (siehe pag. 768).

Die Isothermen, welche aus den Messungen vom 12. Oktober 1910 resultieren, entsprechen annähernd jenen Isothermen vom September 1909, denen eine um 5° C höhere Temperatur zukommt.

Die 20° und 25° Isotherme stimmen fast genau zusammmen.

Die 25° und 30° Isotherme fallen bis zum Punkte IV überein, dann entspricht der 25° Isotherme vom Jahre 1910 besser die 28° Isotherme vom Jahre 1909.

Bei der 30° und 35° Isotherme ist beim Punkte I die Temperatur vom Jahre 1909 um etwa 1° zu groß, bei Punkt IV fallen beide Isothermen zusammen und dann ist die Temperatur vom Jahre 1909 um beiläufig 1° zu klein.

Die 35° Isotherme vom Jahre 1910 korrespondiert so ziemlich mit der 41° Isotherme vom Jahre 1909.

Aus den Temperaturen auf den Punkten I′ und III′ ergibt sich — bei Berücksichtigung der absoluten Höhen dieser Punkte — daß nicht die Wiesenquelle die wärmste Stelle im Profile sei. Dieselbe liegt weiter nordnordwestlich, etwa in der Mitte zwischen I′ und III′. Dies würde auf einen Abfluß der bei Kote 162·04, zirka 10 *m* südlich des Schlammbades, unter der Straße liegenden heißen Quelle deuten

Um die Veränderungen in der Bodentemperatur, welche sich im Laufe der Zeit ergeben haben, zu ermitteln, wurden auf den in nachfolgender Tabelle verzeichneten Punkten die Temperatur-Beobachtungen, in 0·5 *m* Tiefe, von Mitte Mai und Mitte September 1909 am 12. Oktober 1910 wiederholt. Die Aufeinanderfolge der Punkte entspricht der Höhe der Temperaturen. Die mit dem Kappeller-Thermometer gewonnenen Resultate sind halbfett gedruckt.

Punkt Nr.	Messungen im 1909		Zunahme der Temperatur v. Mai 1909 bis September 1909	Messungen am 12. Oktober 1910	Zunahme oder Abnahme (—) der Temperatur vom	
	Mai	September			Mai 1909	September 1909
					bis 12. Oktober 1910	
	° C	° C	° C	° C	° C	° C
1	10·1	15·7	5·6	13·3	3·2	— 2·4
XI	—	18·4	—	15·3	—	— 3·1
2	13·3	20·2	6·9	16·7	3·4	— 3·5
3	18·1	24·6	6·5	20·3	2·2	— 4·3
6	18·9	25·6	6·7	21·4	2·5	— 4·2
19	19·6	26·6	7·0	23·4	3·8	— 3·2
VII	—	26·6	—	23·7	—	— 2·9
86	19·8	27·2	7·4	24·5	4·7	— 2·7
III	—	31·2	—	26·5		— 4·7
16	25·7	32·8	7·1	26·9	1·2	— 5·9
18	26·9	32·2	5·3	26·0	— 0·9	— 6·2
28	26·7	32·7	6·0	27·3	0·6	— 5·4
I	—	34·0	—	27·5	—	— 6·5
17	30·2	34·6	4·4	27·8	— 2·4	— 6·8
21	30·8	35·9	5·1	27·6	— 3·2	— 8·3
20	31·5	35·6	4·1	30·4	— 1·1	— 5·2

Die Temperatur des „neutralen Punktes“ (Nr. 1) ist Mitte September 1909 höher als Mitte Mai desselben Jahres und auch höher als am 12. Oktober 1910. Im selben Sinne verändert sich auch die Bodenwärme auf den anderen Punkten.

Das arithmetische Mittel der Erdtemperatur-Zunahme auf sämtlichen Punkten (ohne Nr. 1) vom Mai 1909 bis Septembar 1909 beträgt 6·0° C, das ist beinahe soviel wie die Veränderung am „neutralen Punkte“ (5·6° C).

Das arithmetische Mittel aller Temperatur-Abnahmen vom September 1909 bis Oktober 1910 ist 4·8° C, also doppelt soviel wie die Wärmeabnahme beim „neutralen Punkte“ (2·4° C). Der Wärmeverlust im Thermalgebiete war daher größer als beim „neutralen Punkte“. Diese Abnahme der Temperatur ist aber nicht an allen Stellen dieselbe. Man kann diesbezüglich aus den Punkten zwei Gruppen bilden. Die drei Punkte Nr. 2, 3 und 6 befinden sich westlich des Hauptgebäudes, auf beiläufig 150 *m* von der Wiesenquelle, während die neun Punkte Nr. 16, 17, 18, 19, 20, 21, 86, dann I und III in der nächsten Nähe der Wiesenquelle liegen.

Das arithmetische Mittel der Temperaturabnahme beträgt bei ersteren drei Punkten 4·0° C, bei den letzteren neun Punkten aber 5·9° C. In der Umgebung der Wiesenquelle ist also die Temperaturabnahme bedeutender.

Die Ursache dafür liegt im Sinken des Toplicabaches. Das obere Wehr in demselben (zirka 55 *m* nordöstlich der Wiesenquelle) wurde am 8. Dezember 1909 unterwaschen. Infolgedessen senkte sich die Toplica sofort um 0·54 *m*. Mit der weiteren Zerstörung des Wehres und mit der vollständigen Beseitigung desselben im Frühjahr 1910 nahm der Bachwasserstand noch ab. Am 19. Oktober 1910, also bald nach der Wärmemessung, hatte der Toplicawasserspiegel beim Pegel[1]) die absolute Höhe 158·51 *m* und in der Nähe des Punktes XIII von 158·87 *m*, dies bedeutet ein Sinken des Baches um etwa 0·8—1·0 *m* gegen den Wasserstand Mitte September 1910.

Infolgedessen ist die mit der Toplica — durch den Schotter — in Verbindung stehende Wiesenquelle ebenfalls gefallen. Am 12. Oktober 1910 betrug ihre absolute Höhe 159·28 *m*, gegen 159·69 *m* in der Mitte September 1909.

Dieser Senkung des Thermalwassers ist die Abkühlung des Bodens in der Umgebung der Wiesenquelle zuzuschreiben. Die letztere hatte übrigens am 12. Oktober 1910 eine Temperatur von nur 31·5—31·8° C, während Melkus im Jahre 1909 ihre Wärme mit 44·2° C bestimmte.

Diese Wärmeabnahme bei der Wiesenquelle äußert sich auch darin, daß die Isothermen im Profile durch jene Quelle einen um 5° C geringeren Wert bekommen (pag. 771). Entsprechend der Temperaturabnahme bei den drei Punkten jenseits des Hauptgebäudes sollten die Isothermen nur 4° C von ihrem Wärmegrad verlieren. Die Senkung des Thermalwassers um 0·41 *m*, müßte die weitere Temperaturverminderung um einen Grad hervorgerufen haben.

Die Veränderung der Wasserhöhe der Toplica übt naturgemäß die größte Wirkung längs des ehemaligen Bachbettes (vergl. pag. 768). Knapp an demselben liegen die Punkte Nr. 20 und 21, dadurch erklärt sich die abnorme geringe Bodentemperatur derselben im Oktober 1910. Dies kommt in den Temperaturdifferenzen zwischen Mai 1909 und Oktober 1910 zum Ausdrucke, nachdem die meisten Punkte in dieser Zeit eine Wärmezunahme aufweisen, während Nr. 20 und 21 eine Wärmeabnahme erleiden. Dasselbe ausnahmsweise Verhalten zeigen die Punkte Nr. 17 und 18. Vielleicht liegen dieselben auch in einer Schotterschichte.

Die Punkte 17, 18 und 21 hatten im Mai 1909 Temperaturen über 30° C, welche mit Fuess-Thermometer ermittelt wurden. Solche Messungen sind aber nicht verläßlich, da die Skala dieser Thermometer nur bis 30° C reicht.

---

[1]) Der Pegel lag 18·7 *m* stromauf vom ehemaligen Wehr. Das Gefälle der Toplica beträgt jetzt etwa 4 *mm* auf den Meter.

Dieser Pegel wurde Mitte November 1910 von einem Hochwasser weggerissen.

Die Isothermen im Profile von West gegen den Kamenjak.

Am 13. Oktober 1910.

(Hierzu Tafel Nr. XXVII [I] und XXIX [III].)

Als Arbeitsplatz wurde ein Raum von tunlichst gleichmäßiger Beschaffenheit gewählt, welcher nicht solche Störungen in den Erdtemperaturen zeigt wie die Umgebung der Wiesenquelle. Diesen Bedingungen schien die Ebene östlich der Toplica und nördlich der Allee, die vom Stege zum Kamenjak führt, zu entsprechen. Die Profilgerade wurde durch die Punkte Nr. 48 und 56 gezogen. Auf diesen Punkten ist bereits Mitte Mai 1909 die Erdwärme beobachtet worden. Das Profil liegt also parallel und 20 *m* nördlich (vom Südrande) der oben erwähnten Allee. Die absolute Höhe des Erdbodens in der Profillinie bewegt sich zwischen 160·44 *m* und 160·22 *m*, weicht also nur unbedeutend von der Horizontalen ab. Die ganze Fläche bedeckt eine Wiese. Dieselbe war zur Zeit der Messung kurz abgemäht.

Die Arbeitszeit war am 13. Oktober 1910 der Vormittag von $9^h\,40'$ an und der Nachmittag bis $5^h\,12'$.

Die Witterung war für die Messungen günstig. Auf den schönen 12. Oktober folgte ein etwas dunstiger, gleichmäßig warmer Tag. Die beobachteten Temperaturen der Luft und der Erde enthält die folgende Tabelle. Letztere Daten wurden an ein und demselben Punkte (Nr. 56) erhoben, wo ein „nicht träges" Fuess-Thermometer unter der Rasendecke und das „kurze Kappeler"-Thermometer auf 50 *cm* Tiefe beständig eingesetzt blieben.

Zeit			Temperatur der Luft	Temperatur der Erde auf der Oberfläche	Temperatur der Erde auf 50 *cm* Tiefe
			Grade Celsius		
13. Oktober 1910	Vormittag	$9^h\,15'$	16·4	—	—
		$10^h\,15'$	17·0	—	—
		$11^h\,00'$	18·6	15·5	—
		$11^h\,45'$	19·8	15·6	17·4
		$11^h\,55'$	(20·4)	—	—
		$12^h\,00'$	(20·4)	15·8	17·3
	Nachm.	$12^h\,36'$	(21·8)	16·7	17·4
		$1^h\,45'$	(23·4)	18·1	17·4
		$2^h\,50'$	(23·2)	—	17·4

Die Temperatur-Beobachtungen der Luft konnten über $11^h\,45'$ nicht fortgesetzt werden, da das Thermometer gebrochen ist. Ein Vergleich mit den in Agram gemessenen Lufttemperaturen zeigt,

daß in Stubičke Toplice die Luft beinahe konstant um 3·2° C wärmer war. Hienach wurden die in obiger Tabelle in Klammern stehenden Lufttemperaturen ermittelt.

Am neutralen Punkte wurde vor Beginn der übrigen Arbeit, um 9h 15′ vm., die Erdtemperatur in 50 *cm* Tiefe mit 13·4° C und in 100 *cm* Tiefe mit 13·8° C bestimmt.

Die Messungen geschahen mit vier trägen Fuess- und dem „langen" Kappeller - Thermometer, außerdem wurden noch das „kleine" und das „mittlere" Kappeller-Thermometer verwendet (siehe pag. 757).

Die Resultate der Messungen enthält die folgende Tabelle. Die mit dem „langen" Kappeller beobachteten Temperaturen sind mit halbfetten, die mit den „kürzeren" Kappeller-Instrumenten erzielten Resultate mit Kursivziffern gedruckt.

Die einzelnen Punkte der Profillinie (*A*, *B*, 48, *C* . . *G*) sind je 10 *m* voneinander entfernt. Punkt *G* liegt etwa 1 *m* östlich des Weges und schon am Hange des Kamenjak.

Des Punktes		Beobachtungstiefe in *cm*				
Bezeichnung	absolute Höhe in *m*	25	50	75	100	1·5
		Bodentemperatur in Graden Celsius				
A	160·41	24·3	*28·7*	**33·8**	**36·8**	**40·2**
B	160·39	24·8	29·6	*33·1*	*36·7*	**40·0**
48	160·32	24·7	30·3	*34·3*	**37·8**	**40·1**
C	160·31	22·4	27·0	*30·7*	*33·7*	—
56	160·31	16·4	17·3	17·9	*18·4*	19·1
D	160·30	16·1	16·5	16·9	17·1	—
E	160·22	15·8	16·5	16·9	17·2	17·7
F	160·26	15·9	16·3	16·7	17·2	—
G	160·44	16·2	16·2	16·5	17·1	—

Anmerkungen.

Bei Punkt *A* ist auf 75 *cm* Schotter, auf 100 *cm* Schotter und Wasser.
Bei Punkt *B* findet sich auf 100 *cm* fester Schotter und Wasser.
Bei Punkt *E* ist auf 100 *cm* kaltes Wasser.

Die Isothermen, welche diesen Messungen entsprechen, sind auf der Tafel XXIX (III) entworfen. Sie zeigen deutlich, daß zwischen den Punkten *C* und 56 die heiße Zone endet. Weiter gegen Ost schließt eine Übergangszone an, welche etwa 3° C wärmer ist als der „neutrale Punkt" und sich bis unter den Kamenjak erstreckt.

Zum Vergleiche der Messungen von Mitte Mai 1909 mit den vorstehenden vom 13. Oktober 1910 dienen nicht nur die in das Profil einbezogenen Punkte Nr. 48 und 56, sondern auch mehrere andere Punkte, auf denen eigens für diesen Zweck am 13. Oktober 1910 eine abermalige Beobachtung stattfand.

Punkt Nr.	Messungen im		Zunahme oder Abnahme (—) der Bodentemperatur von Mitte Mai 1909 bis 13. Oktober 1910
	Mai 1909	Oktober 1910	
	in der Tiefe von 50 *cm*, Grade Celsius		
1	10·1	13·4	3·3
56	13·7	17·3	3·6
60	14·3	15·5	1·2
106	16·2	20·6	4·4
105	22·8	23·0	0·2
78	23·2	22·8	— 0·4
58	26·5	24·8	— 1·7
48	28·8	30·3	1·5

Die Bodentemperaturen in 50 *cm* Tiefe haben von der Mitte Mai 1909 bis 13. Oktober 1910 zugenommen, nur Punkt 58 und 78 machen diesbezüglich eine Ausnahme. Werden diese Punkte sowie der „neutrale" Punkt (Nr. 1) nicht berücksichtigt, so ergibt sich als durchschnittliche Wärmezunahme 2·2° C. Dies ist fast ebensoviel als bei den Punkten Nr. 2, 3 und 6, westlich des Hauptgebäudes (2·7° C), aber weniger als beim „neutralen Punkte" (3·3° C).

Für das abnorme Verhalten der zwei Punkte Nr. 58 und 78 ist die Ursache nicht erkennbar. Vielleicht deutet die Vertiefung bei Kote 160·10, nördlich Punkt 58, einen ehemaligen Toplica-Arm an, dessen Schotterfüllung die Temperatur jener Punkte besonders beeinflußt.

In 100 *cm* Tiefe wurde die Temperaturzunahme für die Zeit von Mitte Mai 1909 bis 13. Oktober 1910 auf Punkt Nr. 48 mit 3·3° C und auf Punkt Nr. 49 mit 5·3° C ermittelt[1]). Für den „neutralen Punkt" beträgt sie 3·6° C.

Über das Grundwasser, beziehungsweise Thermalwasser, am rechten Ufer der Toplica war nichts Genaueres bekannt, da dort weder Brunnen noch Quellen bestehen. Es wurden daher diesbezüglich Sondierungen vorgenommen, indem am 19. Oktober 1910 an verschiedenen Punkten Rammbrunnen (auch amerikanische Röhren- oder Abessinier-Brunnen genannt) von etwa 4 *cm* Rohrdurchmesser so tief eingeschlagen wurden, bis das Wasser in denselben mindestens 15 *cm* hoch stand. Die Messungen im Rohr und außerhalb desselben, sowie ein Nivellement ergaben folgendes Resultat:

Punkt Nr.	Absolute Höhe in *m*	
	der Erdoberfläche	des Grundwasserspiegels
51	160·16	159·18
48	160·32	159·14
56	160·31	159·10
106	160·39	159·11
60	160·38	159·08

[1]) Am 13. Oktober 1910 war die Bodentemperatur, in 100 *cm* Tiefe, auf Punkt Nr. 49 30·5° C.

Anmerkung:

Die Punkte Nr. 48, 56, 106 und 60 bilden die Ecken eines Quadrats von 20·0 *m* Seitenlänge.

Punkt Nr. 51 ist von Nr. 48 auf 23·2 *m*, von Nr. 106 aber 27·2 *m* entfernt.

Die Grundwasserspiegel auf diesen fünf Punkten liegen mit sehr geringen Abweichungen in einer Ebene. Der kürzeste Fall derselben geht gegen Südost (genauer 8° von Südost gegen Ost) und ist unter 1:410, oder weniger als 10 Minuten, gegen den Kamenjak-Berg nach abwärts geneigt [1]).

Am höchsten steht das Thermalwasser bei dem Punkte Nr. 51 (159·18 *m*), es liegt hier bedeutend über der kaum 25 *m* entfernten Sohle des Toplicabaches, welche beim Stege die absolute Höhe 158·20 *m* besitzt. Das Thermalwasser bei Punkt Nr. 51 befindet sich aber auch 0·59 *m* über dem Austritte des heißen Wassers am linken Toplica-Ufer, bei der Stegquelle. Für die Linie dieses Wasseraustrittes wurde nämlich am 19. Oktober 1910 die Kote 158·59 *m* ermittelt.

Das Thermalwasser bei Punkt Nr. 51 muß daher zunächst desselben direkt von unten aufsteigen und dann nicht gegen den Bach, sondern gegen den Kamenjak abfließen.

Ebenso wie hier, bei Punkt Nr. 51, das Thermalwasser nicht mit jenem beim Levinbrunnen, also links der Toplica, zusammenhängt, ebenso besteht auch zwischen dem letzteren und dem heißen Wasser aus der Gegend der Hauptquelle keine Verbindung. Die Sohle des Abflußgrabens südlich des Levinbrunnens hat nämlich im höchsten Teile (nächst der Levinquelle) die absolute Höhe von etwa 158·40 *m*, während der Austritt des Thermalwassers zunächst der Stegquelle fast 20 *cm* höher liegt (158·59 *m*). Es sollte daher auf Tafel Nr. XXVII (I) die 30° Isotherme beim Stege weder über die Toplica, noch über den Abflußgraben beim Levinbrunnen gezogen sein, sondern zwei getrennte heiße Gebiete, beiderseits der Toplica, zum Ausdruck bringen.

Ebenso ist es eigentlich nicht zulässig, durch die Haupt-, Wiesen- und Steg-Quelle eine Ebene zu legen, um die Oberfläche des Thermalwassers zu bestimmen (Seite 751). Das Thermalgebiet enthält eben eine Reihe von untereinander unabhängigen Stellen, an denen das heiße Wasser aufsteigt und sich dann im durchlässigen Schotter ausbreitet.

---

[1]) Auf den Punkten *A*, *B*, *E* und 49 wurde gelegentlich der Wärmemessungen in einer Tiefe von einem Meter „Wasser" konstatiert. Obige Ebene des Grundwassers liegt bei *A* und *B* 1·23 *m*, bei *E* 1·16 *m*, endlich bei Nr. 49 um 1·33 *m* unter der Erdoberfläche. Diese Differenzen erklären sich durch die Kapillarität. Die Hebung durch letztere beträgt in grobem Sande wenige Zentimeter, in mittelkörnigem Sande 25 *cm* und in feinkörnigem Sande 50 *cm*. (Keilhack, Grundwasserstudien III, Zeitschrift fur praktische Geologie, 1910, April).

Schlußwort.

Die im Vorstehenden besprochenen Bodenwärmemessungen dürften geeignet sein, den unterirdischen Verlauf von Thermen zu ermitteln. Vielleicht wären selbst Schlüsse auf die Bodenbeschaffenheit manchmal möglich.

Diese Untersuchungen haben auch einen praktischen Wert. Besteht die Notwendigkeit, eine neue Thermalquelle zu erschließen, so läßt sich die dafür geeignete Stelle auf Grund der Isothermen mit großer Wahrscheinlichkeit bestimmen. So ist es in Stubičke Toplice im Herbste 1910 vollständig gelungen, an der Nordostseite des Schweizerhauses heißes Wasser durch einen Rammbrunnen zu beschaffen.

Die Gestalt der Erdoberfläche übt einen bedeutenden Einfluß auf das Resultat der Bodentemperatur-Messungen. Nicht immer werden diesbezüglich die Verhältnisse so günstig sein, wie bei Stubičke Toplice. Es ist unerläßlich, mit den Erdwärmebestimmungen ein genaues Nivellement zu verbinden.

Auch die Festlegung der horizontalen Lage der gemessenen Punkte muß mit großer Sorgfalt geschehen. Die fünf Wärmegrade voneinander entfernten Isothermen, haben meist einen horizontalen Abstand von wenigen Metern. Die Zeichnung muß daher auf mindestens einen Meter genau sein. Dies erfordert ein Verjüngungsverhältnis von 1:1000, höchstens 1:2000. Die Militäraufnahms-Sektionen 1:25.000 sind dafür nicht geeignet. Bei der sorgfältigsten Arbeit ist die Zeichnung derselben auf höchstens 0·25 *mm* genau und bleiben Fehler von 0·5 *mm* nicht ausgeschlossen, das sind Ungenauigkeiten von mehr als 6—12 *m*. In der Praxis und besonders bei den älteren Aufnahmen muß mit größeren Fehlern gerechnet werden. Sehr störend wirken die Verzerrungen, welche selbst im Maße 1:10.000 kaum zu vermeiden sind.

Es ist zweckmäßig, die Punkte, auf denen die Erdtemperatur gemessen wird, so anzuordnen, daß sie auch nach längerer Zeit leicht wieder zu finden sind.

Das Wichtigste bei Beobachtungen der Erdwärme für die vorliegenden Zwecke bleibt aber eine rasche Arbeit. Je kürzer die Zeit dafür, desto geringer die Einflüsse, welche die Einheitlichkeit der gewonnenen Resultate bedrohen. Diese Homogenität ist aber die Hauptsache, denn es handelt sich nicht so sehr um absolute, als um relative Werte.

Stubičke Toplice.

Maßstab 1:1500.

Meter. Klafter.

Nach einer Aufnahme (zirka) vom Jahre 1894 durch Geometer A. Piatki, 1908 flüchtig reambuliert.
Dritte geänderte Auflage.

Die Höhenkoten wurden größtenteils 1908 bestimmt, nur ein Teil stammt von Piatki. Dieser benützte als Ausgangspunkt für das Nivellement die oberste Stufe beim Eingange an der Nordostfront des Hauptgebäudes. Er nahm für dieselbe die Höhe 170·000 *m* an. Die 1907 ausgeführte Trassierung der Eisenbahn Zabok—Stubica steht mit den Höhen der Militärmappierung in entsprechender Übereinstimmung. Um diesem Eisenbahnprojekte und daher auch der Militärmappierung die Höhenkoten anzupassen, wurden die von Piatki bestimmten Koten um 7·60 *m* verringert. Durch diese Veränderung bekommt der Boden an der Südostecke des Hauptgebäudes die Kote 162. Nach der Militärmappierung entspricht demselben Punkte, nach einer einfachen Messung, die Kote 166 (in der Sektion fälschlich 168).

Die Koten, welche sich auf den Bachgrund beziehen, sind eingeklammert.

* F * G und * H Stellen wo 1820 heiße Quellen waren.

NORD

Mühle
Toplica p.
Bach
Allee
Vidak p.
Hauptgebäude
Maximilianeum
Schlammbad
Hauptquelle
Schweizerhaus
Wiesenquelle
Gasanstalt
Kap. Sv. Kata
Eiskeller
Brunnen
Lieblingsplätzchen
Neutraler Punkt
Flegar
Steegquelle
Brunnen-Quelle
Levin-
Schleuße
Wehr
Wehr
Toplica i. J. 1820
Toplica p.
Bahn
Bergwiese

15°C 20°C 25°C 30°C

Absolute Höhen

1908 ermittelt:

Maximilianeum, Boden	160·150 *m*
Wasserspiegel	160·660 „
Hauptquelle, Sohle	159·730 „
Wasserspiegel im Mittel	160·448 „
Pflaster an Südwestfront, Mitte	162·072 „
Wiesenquelle, Sohle	159·160 „
Wasserspiegel im Mittel	159.823 „
Brunnenkranz, Südwestecke	161·225 „
Levin-Brunnen, Erdboden	160·800 „
„ „ Unteres Ende	158·300 „
Quelle .	158·912 „
Stegquelle	158·626 „
Trinkwasserbrunnen bei Kapelle, Sohle	153·989 „
Wasserspiegel	155·989 „
Erdboden	165·219 „
Brunnenkranz	165·989 „
Trinkwasserbrunnen Šipek, Sohle	159·51
Wasserspiegel	161·86
Erdboden	164·08
Nortonbrunnen Flegar, Rohrende	158·14
Erdboden	163·00
Trinkwasserbrunnen Gajski, Sohle	159.51
Wasserspiegel	160·00
Erdboden	163·03
Oberes Wehr, Staubalken	159·820 „
Vidak p., Überfallschleuße	160·650 „

1894 ermittelt:

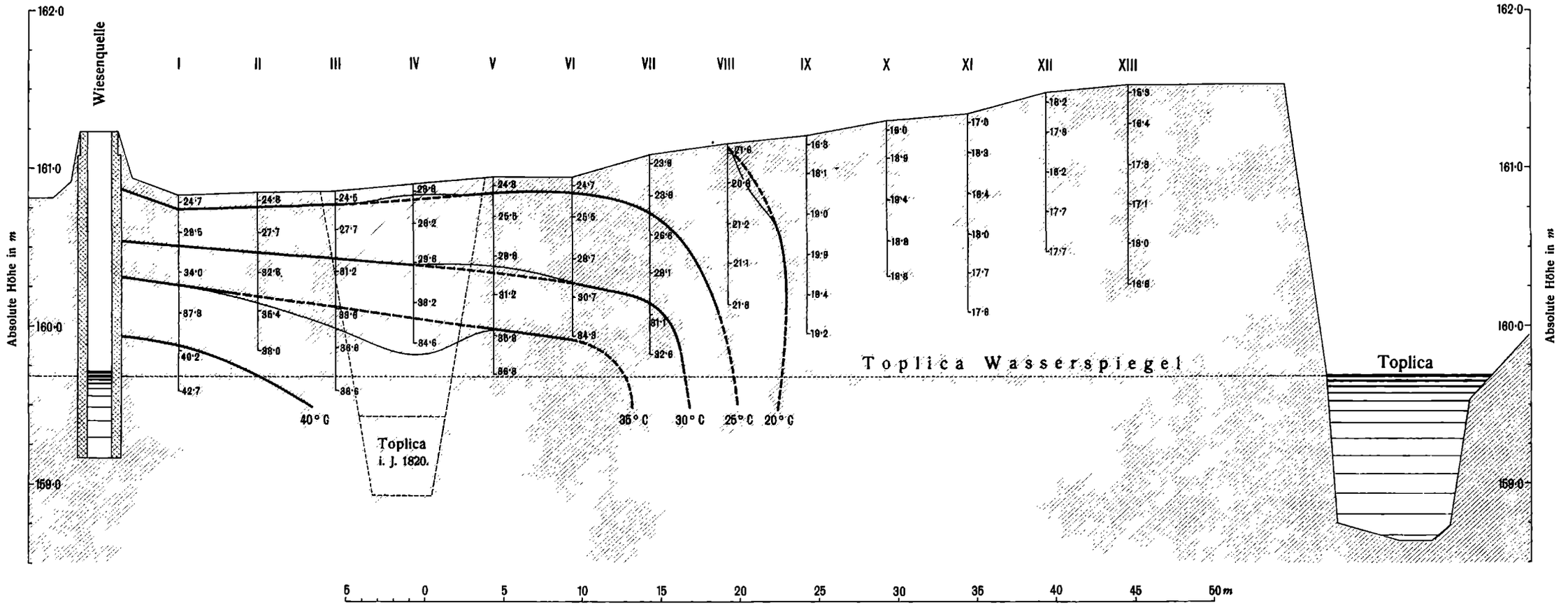
Maximilianeum, Boden	160·170 „
Wasserspiegel	161·140 „
Bauernbad, Boden	159·760 „
Wasserspiegel	160·340 „

Die Erdtemperaturen wurden vom 12. bis 15. Mai 1909 auf den rot eingetragenen Punkten gemessen. Von den in Bruchform beigesetzten Ziffern bedeutet der Zähler die Punktnummer, der Nenner die Wärme 0·5 *m* unter der Erdoberfläche. Diesen Temperaturen entsprechend sind die Isothermen von 15°—30° C eingezeichnet. Die heißen Quellen sind rot bezeichnet.

In der Linie Wiesenquelle—XIII wurden Mitte September 1909, dann in der Linie III'—XIII am 12. Oktober 1910 und auf den Punkten A—G am 13. Oktober 1910 die Erdtemperaturen gemessen.

Profil

von der Wiesenquelle gegen Südsüdost mit den Isothermen für die Zeit vom 15. bis 17. September 1909.

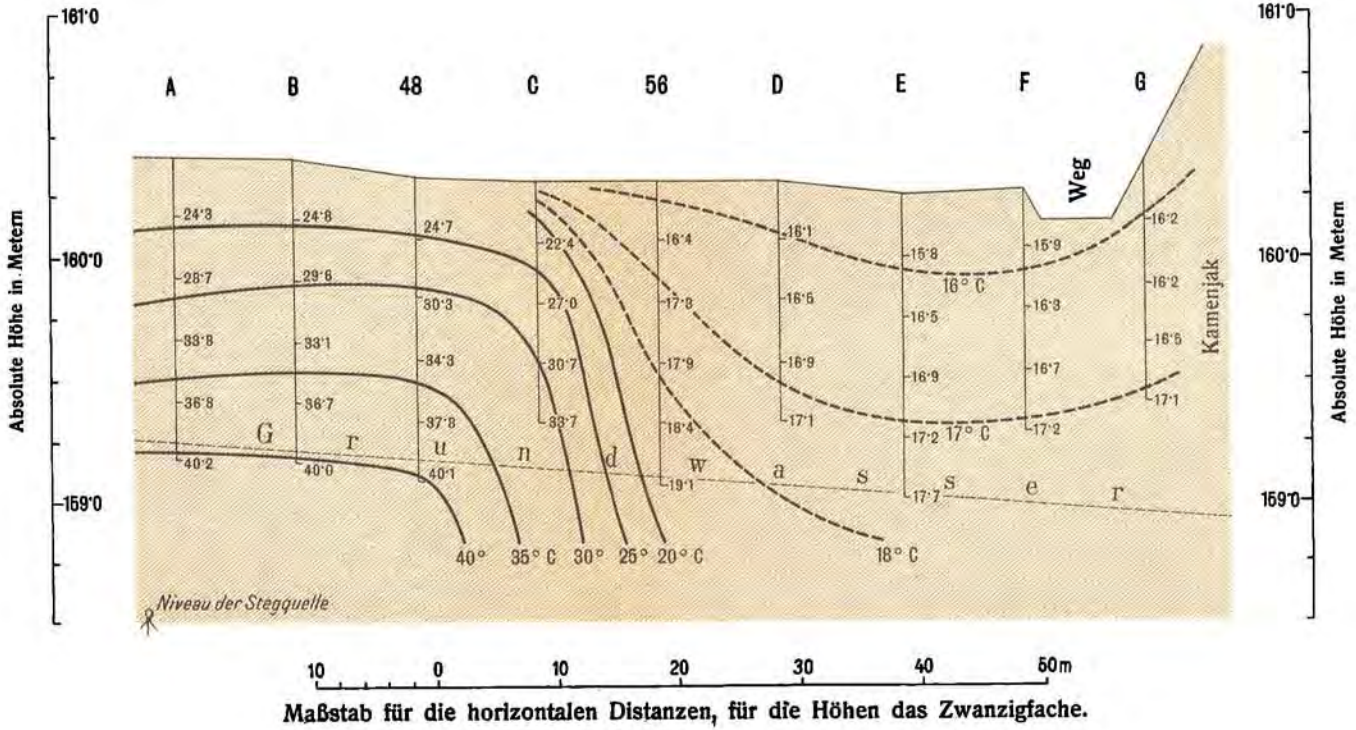


Maßstab für die horizontalen Distanzen, für Höhen das Zehnfache

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Profil

von West gegen Ost, zwischen Toplica und Kamenjak, 20*m* nördlich der Allee, mit den Isothermen für den 13. Oktober 1910.



Maßstab für die horizontalen Distanzen, für die Höhen das Zwanzigfache.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LX, 1910.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Das Alter der Flöze in der Peterswalder Mulde
und die Natur der Orlauer und der Michälkowitzer Störung im Mährisch-Ostrauer Steinkohlenrevier.

Von W. Petrascheck.

Mit 2 Tafeln (Nr. XXX und XXXI) und 3 Figuren im Text.

Die Frage nach der Altersstellung der in der Mulde von Peterswald zwischen Mährisch-Ostrau und Karwin aufgeschlossenen Steinkohlenflöze ist gleichbedeutend mit der nach der Natur der Orlauer und der Michalkowitzer Störung, denn diese beiden Störungen trennen die Peterswalder Mulde von den im Osten liegenden Karwiner Schichten und der im Westen liegenden, aus den Ostrauer Schichten aufgebauten Ostrauer Mulde. Sturs, für das ganze mährisch-schlesisch-polnische Steinkohlenrevier grundlegenden, phytopaläontologischen Untersuchungen hatten festgestellt, daß die Karwiner Flöze jünger als die von Ostrau sind. Schon zur Zeit dieser Erkenntnis hatten die bergmännischen Arbeiten ergeben, daß eine Störungszone, die Orlauer Störung, die Ostrauer und die Karwiner Abteilung der Steinkohlenformation voneinander trennt. Über die Natur der Störung wurden von verschiedenen Autoren verschiedene Ansichten zum Ausdruck gebracht. Bis in die letzten Jahre hinein zogen sich die Erörterungen über diese Frage.

Stur[1]) stellte sich diese Störung als eine innerkarbonische Diskordanz vor. Er meinte, daß die Ostrauer Schichten bei Orlau eine starke Aufrichtung erfahren haben sollen, ehe sich die Schichten von Karwin ablagerten. In Zusammenhang mit dieser Aufrichtung brachte er das Auftreten eines von ihm irrtümlicherweise als Porphyr angesprochenen Gesteines, das in einem der Bohrlöcher der Alpinen Montangesellschaft angetroffen worden war. Wie aber schon Kittl[2]) zutreffend betonte, handelt es sich bei diesem vermeintlichen Porphyr um nichts anderes als einen roten Ton, wahrscheinlich tertiären Alters. Und Tietze[3]) sprach zu einer Zeit, wo allerdings noch keine Aufschlüsse existierten, die zur Erörterung der Frage geeignet gewesen wären, die doch zutreffende Behauptung aus, daß gegen Karwin zu

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 255.

[2]) Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevieres. Ann. d. Hofmus. Wien 1887, pag. 226.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 62.

die Schatzlarer Schichten „anerkanntermaßen völlig konkordant auf den Ostrauer Schichten aufruhen". Die Annahme einer innerkarbonischen Diskordanz taucht später bei Michael[1]) allerdings ohne jede nähere Begründung wieder auf.

Tatsache ist, daß in einem, im Folgenden eingehender zu beschreibenden, über Orlau in NS-Richtung verlaufenden schmalen Landstrich die Flöze eine steile Aufrichtung erfahren haben. Dieser Landstrich ist es, der hier die Grenze zwischen den Ostrauer und den Schatzlarer (= Karwiner) Schichten bildet. Er hat den Namen Orlauer Störung erhalten. Auch in Oberschlesien legen sich an die Verlängerung dieser Linie von Ost die Schatzlarer Schichten mit den Sattelflözen an der Basis und von West die Ostrauer Schichten an, so daß man sich veranlaßt sah, die Orlauer Störungszone durch das ganze oberschlesische Revier hindurch zu ziehen. Ebert[2]) insbesondere aber Gäbler[3]) haben die einschlägigen Lagerungsverhältnisse auf Grund der Bohrprofile eingehend erörtert, wobei Gäbler die Anschauung vertrat, daß diese Störungszone eine Bruchzone darstelle, an der der östliche Teil um einen sehr bedeutenden Betrag abgesunken sei. Von Michael bekämpft, hält Gäbler auch in seinem grundlegenden Buche über das oberschlesische Steinkohlenbecken[4]) an der Existenz der Orlauer Bruchzone fest, wenngleich er den Betrag der Sprunghöhe zum Teil infolge von Schleppungen, zum Teil infolge leichter Faltung der Schichten als streckenweise weniger bedeutend wie früher angenommen, veranschlagt. Michael negiert das Vorhandensein der Orlauer Störung überhaupt. Er sieht in dieser Zone nur die Grenze zwischen der gefalteten älteren und der dazu vielleicht übergreifend und diskordant lagernden jüngeren Serie des produktiven Steinkohlengebirges. Beide, einander entgegenstehende Ansichten sind, wenigstens soweit das Gebiet von Orlau in Frage kommt, irrig.

Daß die Flöze der Peterswalder Mulde zu den Ostrauer Schichten gehören, wurde schon von Stur festgestellt. Ihr mutmaßliches Äquivalent suchte er in den Ida-Schächter Flözen. Dabei war ihm das Vorkommen von marinen Einlagerungen maßgebend, die Stur mit jenen über dem Franziska-Flöz des Ida-Schachtes identifizieren zu können glaubte. In der Tat lieferten die marinen Horizonte den sichersten Anhaltspunkt für die Beurteilung der Peterswalder und der Porembaer Flöze, denn es ist eine durch alle Beobachter erwiesene Tatsache, daß solche marine Horizonte nur unterhalb der Sattelflöze vorkommen, also unterhalb des Horizontes, den Stur schon richtig an die Grenze von Ostrauer und Karwiner (= Schatzlarer) Schichten stellte.

Jičinski[5]) fand wohl heraus, daß die Identifizierung Sturs auf Schwierigkeiten stößt. Sie war aber auf paläontologische Grundlagen gestützt, über die Jičinski als Bergmann vorsichtig urteilte.

---

[1]) Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1907, Nr. 2, pag. 30, und 1908, pag. 14

[2]) Ergebnisse d. neueren Tiefbohrungen. Abh. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F., Heft 10, pag. 85.

[3]) Die Orlauer Störung im O. S. Steinkohlenbecken. Glückauf 1907, pag. 1397.

[4]) Kattowitz 1909.

[5]) Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1894, pag. 255.

Etwas anders, und zwar richtiger urteilt Gäbler[1]) über die Altersstellung der Peterswalder Flöze. Er meint, daß im Zentrum der Peterswalder Faltenmulde die jüngsten Ostrauer Flöze liegen, von denen nur die drei hangendsten fehlen. Mit einigem Vorbehalt sucht er die Peterswalder Flöze mit den Ostrauer Flözen vom Francisci-Flöz angefangen bis hinab zum Leopold-Flöz zu identifizieren.

Die Michalkowitzer Störung ist in der Literatur noch weniger Gegenstand der Diskussion geworden, zumal ihre Bedeutung mehr lokaler Natur ist und sich wesentlich nur auf die Altersstellung der Peterswalder Mulde bezieht. Die Aufschlüsse darin sind allerdings weit vollkommener als in ihrem größeren Gegenstück, der Orlauer Störung. Ein wichtiger Teil derselben wurde durch Poppe[2]) beschrieben.

Dies ist der Inhalt der Literatur, die als Originalliteratur behandelt zu werden beanspruchen darf. Die erwähnten Fragen sind aber praktisch von solchem Interesse und so hoher Bedeutung, daß sie von den an deren Klärung interessierten Bergingenieuren des Revieres stets im Auge behalten wurden und manche richtige Deutung, auf die ich an entsprechendem Orte noch zurückkommen werde, wurde mir bei meinen Studien, die ich natürlich durchaus selbständig und unbeeinflußt durchführte, bekannt. Das wichtigste Ergebnis dieser mit den meinigen parallel laufenden Studien ist der soeben erschienene Vortrag E. Mládeks[3]). Früher noch als ich hatte Herr Bergrat Mládek die wahre Natur der Orlauer Störung erkannt und die Identifizierung der Flöze der Sofien-Zeche zu Poremba mit jenen von Peterswald durchgeführt. Wiederholt hatten wir Gelegenheit, unsere Ansichten zu vergleichen und stets ergab sich völlige Übereinstimmung. Ich glaube, daß diese Übereinstimmung unabhängig voneinander und zum Teil auf verschiedenem Wege gewonnener Ansichten eine gewisse Gewähr für deren Richtigkeit zu bieten vermag. Herr Zentralinspektor F. Pospišil, Herr Bergdirektor K. Zimmermann, Herr Markscheider Holczak und Herr Bergdirektor Kurig hatten manche der zu erwähnenden Identifizierungen schon selbständig erkannt oder vermutet, so daß ihnen meine Resultate nur eine Bestätigung der eigenen Schlußfolgerungen waren. Es ist mir sehr angenehm, diese Übereinstimmung hier und im folgenden konstatieren zu können, wie es mir auch sehr angenehm ist, hier feststellen zu können, daß ich im Reviere bei allen einheimischen Bergbauunternehmungen mit größtem Vertrauen und größter Zuvorkommenheit aufgenommen wurde, so daß ich in alles, was mir von Wichtigkeit erschien, Einblick nehmen konnte. Für dieses Entgegenkommen sage ich auch hier allen Unternehmungen und deren Leitern meinen aufrichtigen Dank. Nicht weniger aber möchte ich allen den Herren danken, die mich bei meinen zahlreichen und oft wiederholten Befahrungen geführt haben und mich aus dem Schatze ihrer Beobach-

[1]) Das oberschlesische Steinkohlenbecken, pag. 197.
[2]) Österr. Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen 1899, pag. 217.
[3]) Montanistische Rundschau (Wien) 1911, Januar.

tungen auf manches aufmerksam gemacht haben, was sonst wohl meiner Wahrnehmung hätte entgehen können. Den gleichen Dank habe ich manchen Bergbauunternehmungen des angrenzenden Oberschlesien abzustatten, die mir, als sich die Notwendigkeit herausstellte, einige Vergleiche jenseits des Amtsbezirkes der geologischen Reichsanstalt zu machen, dasselbe bereitwillige Entgegenkommen bekundeten, wie ich es bei unseren einheimischen Unternehmungen schätzen gelernt hatte.

Eine Studie über die Identität der Kohlenflöze verschiedener Grubenbezirke ist nichts anderes als eine ins Detail gehende stratigraphische Untersuchung. Es ist darum selbstverständlich, daß alle bei stratigraphischen Arbeiten in Betracht kommenden Faktoren berücksichtigt werden müssen, insbesondere die Gesetze, welche auf fazielle Ausbildungen Bezug nehmen. Man muß sich darüber klar sein, daß mit größeren Entfernungen sich in verschiedenen Schichtserien Veränderungen einstellen können, so daß nicht alle Eigentümlichkeiten eines Profiles wiedergefunden werden müssen. In den Ostrauer Schichten haben wir Sedimente vor uns, die sich an einer flachen, oszillierenden Küste gebildet haben. Marine und limnische Einflüsse wechseln ab und erzeugen zusammen mit dem Produkt der bodenständigen Flora ein vielgliedriges, in vertikaler Richtung rasch wechselndes Schichtensystem. Man braucht nur analoge rezente Ablagerungen zu betrachten, um es von vornherein als wahrscheinlich zu erklären, daß die Schichten im Streichen Veränderungen vermuten lassen. Vor allem dürfen wir die Mächtigkeit der Gesteinsmittel nicht als unveränderlich betrachten wollen. Und wenn wir an denselben doch über große Distanzen eine auffällige Konstanz bemerken, so folgt daraus nicht, daß nicht plötzlich eine Änderung sich einstellen kann. Zutreffend sagt Renier, daß wir die meisten Schichten als langgezogene Linsen erkennen würden, wenn wir über hinreichend große Profilschnitte verfügen würden. Es ist Gäblers[1]) Verdienst, hervorgehoben zu haben, daß im mährisch-schlesisch-polnischen Steinkohlenrevier die Gesteinsmittel von West gegen Ost eine regelmäßig verlaufende Verjüngung aufweisen. Man muß diesem Autor zugeben, daß in der Sattelflözregion die Verjüngung bewiesen ist. Für die Ostrauer und die Schatzlarer Schichten würden weitere Begründungen nicht überflüssig sein.

Wenn wir einige Grubenbilder untereinander vergleichen, werden wir häufig die Wahrnehmung machen können, daß gewisse Schichtensysteme sich ändern, während andere gleich bleiben. Dies zeigt sich sowohl an den Gesteinsmitteln wie an den Flözen und war die Ursache, daß der Bergmann seit langem gewisse Flöze von konstanten Eigenschaften als Leitflöze betrachtete. Von Jičinsky sind die Leitflöze der Ostrauer Mulde hervorgehoben worden. Gerade die Ostrauer Mulde zeichnet sich ringsum durch große Gleichförmigkeit aus. Es ist darum besonders bemerkenswert, wenn einzelne Abschnitte darin

[1]) Über Schichtenverjüngung im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Kattowitz 1892.

gelegentlich eine Ausnahme machen. Dies ist der Fall im Liegenden des Johann-Flözes. Auffällige und rasche Veränderungen in den Mächtigkeiten der Mittel hat Gäbler auch aus den Ostrauer Schichten im Rybniker Kreise im Bereiche der dortigen Mariahilf-Flöze hervorgehoben. Wenn sich in solchen inkonstanten Abschnitten auf größere Entfernungen hin noch größere Veränderungen einstellen, so wird das kein Hindernis sein dürfen, zwei Profile zu identifizieren, wenn nur außerhalb dieses Abschnittes genügende Übereinstimmung besteht. Aber auch bezüglich dieser Übereinstimmung wird man nicht zu hohe Anforderungen stellen dürfen und nicht erwarten dürfen, daß diese in allen Details vorhanden sein muß. Die Gruppierung der Flöze, das Vorhandensein flözreicherer und flözärmerer Partien sowie die Übereinstimmung gewisser Leitgesteine wird sehr oft als hinreichend betrachtet werden müssen. Nebstdem ist auf die marinen Horizonte großer Wert zu legen. Jedoch werden auch diese nicht ohne einige Vorsicht verwendet werden dürfen. Bei gleichzeitiger Übereinstimmung anderer Merkmale ist die Übereinstimmung mariner Einlagerungen auf alle Fälle von größtem Werte. Es ist das eine Erfahrung, die in den verschiedensten paralischen Steinkohlenablagerungen bestätigt und mit Erfolg verwendet wurde.

Eine kleine Unbequemlichkeit für die Besprechung der Flözablagerungen bei Ostrau und Karwin sind die verschiedenen in Gebrauch stehenden Nomenklaturen. Soweit ich im folgenden von einem bestimmten Bergbaue spreche, habe ich die darin gebräuchliche Benennung angewendet. Sonst aber habe ich das Bestreben, Numerierungen möglichst auszuweichen, weil sie Einschaltungen nicht zulassen. Besonders aber trachte ich, von Numerierung nach Hangend- und Liegendflözen Abstand zu nehmen. Es gibt im Reviere so viel 5. Liegendflöze, daß man immer noch dazu den Schacht nennen muß, um eindeutig zu sein. Dies ist zwar auch nötig, wenn man vom VII. Flöz spricht, denn das VII. Flöz auf den Graf Wilczekschen Gruben ist etwas anderes als das VII. Flöz auf den Salm-Schächten. Immerhin kommt man dann doch mit einer binären Nomenklatur aus.

Wenn auch die eingebürgerten Namen möglichst erhalten bleiben sollten, wäre es doch zu empfehlen, auf eine Einheitlichkeit zu wirken. Ein Ostrauer IX^{er} Flöz (das ist 5. Lgd.) und ein Peterswalder V. Flöz (das ist XI. Flöz im Albrecht-Schacht) würden eindeutige Benennungen sein, ohne große Umwälzungen in der Nomenklatur nötig zu machen.

Die Aufschlüsse bei Orlau.

Die Basis für die Beurteilung der Peterswalder Flöze bieten die Aufschlüsse im Bereiche der Orlauer Störung. Vom Neuschachte zu Lazy ist ein Querschlag in der Richtung auf die Orlauer Störung, also in westlicher (WNW) Richtung getrieben worden, der, wie aus der Revierkarte, die der Berg- und Hüttenmännische Verein zu Mährisch-Ostrau herausgegeben hat, zu ersehen ist (vergl. auch

Taf. XXXI, Fig. 1), gegen West einfallende Flöze angetroffen hat, von denen die ersten noch mit solchen, die im Felde des Neuschachtes gebaut werden, identifiziert werden konnten (Felix, Gabriel, Hubert). Auf diese Flöze folgen dann andere, ebenfalls, und zwar sehr steil gegen West fallende Flöze, die durch ihre große Mächtigkeit bemerkenswert sind, und die im Neuschächter Grubenfeld noch nicht vollzählig aufgeschlossen sind. Karwiner Flöze, wie die genannten, fallen also gegen die Ostrauer Flöze der Sofien-Zeche ein, was bei den bekannten Altersbeziehungen für eine Überkippung sprach.

Diese Überkippung ist denn auch von Herrn Bergrat Mládek einwandfrei erkannt worden: Das Leitflöz unter den genannten Flözen der tieferen Schatzlarer Schichten von Karwin ist im Neuschächter Grubenfeld das Hubert-Flöz. Es hat in seinem Hangenden, etwa 1 *m* über der First, 2 bis 3 dicht gescharte, je 1—2 *cm* dünne Toneisensteinbänke. In seinem Liegenden ist ein Flözschmitz vorhanden. An diesen Eigenschaften leicht zu erkennen ist das Flöz infolge einer Reihe von Verwerfungen wiederholt in dem erwähnten Querschlage durchfahren worden und war auch in der regelmäßig gelagerten, steil Wfallenden Partie erkannt worden. Die Überkippung ist also außer Zweifel. Sie ergibt sich ferner daraus, daß auf der Sohle eines Flözes ein ebenfalls von Herrn Bergrat Mládek zuerst bemerkter Baumstamm aufrecht steht. Wo die mächtigen Flöze, die der westlichste Teil des Querschlages beziehungsweise die anschliessende Vorbohrung aufschließt, zu suchen sind, kann demnach kein Zweifel sein. Sie mußten im Liegenden der Karwiner Flöze erwartet werden und sind daselbst von Herrn Bergrat Mládek in der Bohrung Nieder-Suchau (dort, wo jetzt der Franz-Josef-Schacht abgeteuft wird) und von den österreichischen Berg- und Hüttenwerken zu Karwin erbohrt worden. Daß im Liegenden der Karwiner Flöze die kohlenreichen Sattelflözschichten zu erwarten waren, ging schon aus den Feststellungen Sturs, noch bestimmter aber aus den Identifizierungen Gäblers[1]) hervor und entspricht den natürlichen Ablagerungsverhältnissen, wie sie sich gegen den Beckenrand zu einstellen müssen. Michael[2]) sah in dem Umstande, daß bei Suchau und Karwin Sattelflöze durchbohrt worden sein sollen, eine Bestätigung seiner Anschauungen über die Orlauer Störung. Es ist nach dem vorangehenden klar, daß dies ein Irrtum war, denn das Faktum, daß diese Bohrungen Sattelflöze durchbohrt haben, hat zur Orlauer Störung gar keine Beziehung.

Ehe aber auf die Ergebnisse dieser grundlegenden Bohrungen eingegangen wird, mögen die Lagerungsverhältnisse bei Orlau noch weiter betrachtet werden.

Westlich von dem erwähnten Querschlage liegen die Auffahrungen der Sofien-Zeche zu Poremba. Sie schließen nicht unmittelbar an den Neuschächter Querschlag an, zwischen beiden besteht vielmehr noch ein bislang unaufgeklärter Raum von 140 *m* Breite, über dessen Inhalt aber kein Zweifel bestehen kann.

---

[1]) Glückauf, 1904, Nr. 40.
[2]) Monatsber. d. deutsch. geolog. Gesellsch. 1908, pag. 13.

Im ganzen Grubenfelde der Sofien-Zeche sind westfallende Schichten in steiler Stellung vorhanden. Wieder war es zuerst Herr Bergrat Mládek, der erkannte, daß die Flöze der Sofien-Zeche überkippt sind. Zwei Momente waren es, die hierfür überzeugend zu sprechen schienen: die Lage des Schramms und die Neigung der Flöze in verschiedenen Horizonten.

Als Schramm bezeichnet der Bergmann die weichen, oft aus mehr oder weniger reiner Kohle, oft auch aus Schiefer bestehenden, dünnen Schichtenlagen der Flöze, die es gestatten, daß mit der Hacke ein tiefer Schlitz in das Flöz gehauen wird, der die Hereingewinnung der Kohle wesentlich erleichtert. In der Regel liegt der Schramm an der Sohle der Flöze, hie und da findet sich solcher auch im Flöz, aber in selteneren Ausnahmen nur lagert er an der First. In der Sofien-Zeche aber haben alle Flöze den Schramm an der First. Das sprach in der Tat für eine umgekehrte Lagerung.

Meine wiederholten Befahrungen bestätigten dies und ich konnte fast Flöz für Flöz einwandfrei nachweisen, daß alle derzeit in der Sofien-Zeche zugänglichen Flöze überkippt sind. Für mich war dabei die Lagerung des underclays maßgebend, jene von Potonié zutreffend auch als Röhrichtboden bezeichnende Schicht, die massenhaft quer zur Schichtung gestellte Stigmarien-Appendices enthält. Dieser Röhrichtboden ist bei den meisten Flözen sehr deutlich zu erkennen, besonders bei Daniel, bei David, IX, Emil, Philipp, Hermann, Ivan, Unbenannt und Nathan. Immer liegt er in der First. Diese Lage des underclays, die nebstdem ein Beweis dafür ist, daß diese Flöze autochthon sind, stellt es mithin außer Zweifel, daß alle Flöze bis zum Daniel-Flöz im Westen überkippt sind. Ein anderer Beweis dafür ist noch das Vorhandensein aufrecht auf der Kohle stehender (also in die Sohle hineinragender) Sigillarienstämme, wie solche am Hermannflöz wiederholt zu beobachten sind.

Nicht gar selten trifft man im oberen Teil der Ostrauer und Karwiner Flöze eine dünne, sich auskeilende Lage von Cannelkohle oder dichtem, cannelkohlenartigem, also schichtungslosem, fettglänzendem, muschelig-brechendem Brandschiefer (Sapropelit), den Sklok der Bergleute (Cannelschiefer). Überall in aller Welt, wo man diese Gebilde antrifft, ist es die Regel, daß sie am Dache des Flözes liegen. Ich selbst kenne nur einen einzigen Fall, wo der Cannelschiefer an der Sohle unter Schwarzkohle lagert. In der Sofien-Zeche ist das aber die Regel, so daß also auch dies wieder für die Überkippung spricht. Freilich sollen nach Potonié[1]) die Cannelkohlen häufiger an der Basis der Schwarzkohlenflöze auftreten. Meinen Erfahrungen nach, und ich verweise diesbezuglich auch auf Barrois[2]), ist das nicht der Fall.

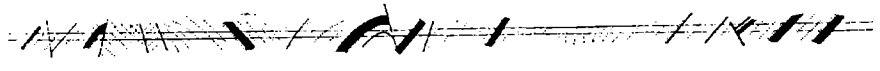
Daß die Flöze der Sofien-Zeche zu den Ostrauer Schichten gehören, ist schon lange bekannt. Es ergab sich dies vor allem aus dem Nachweis mariner Fauna am I. und II. Flöz, der Stur und Bartonec gelungen war. Die betreffenden Funde sind von Stur

[1]) Die Entstehung der Steinkohle. 5. Aufl. 1910, pag. 55.
[2]) Ann. soc. géol. du Nord. P. XXXVII (1908), pag. 3.

in seiner Kulmflora pag. 348 angeführt. Ursprünglich faßte man die Flöze der Sofien-Zeche als Liegende derer der Peterswalder Mulde auf, da sie ja die Flöze des Eugen- und Marianka-Schachtes zu unterteufen schienen. Aber schon die Auffahrungen auf den tieferen Horizonten der Sofien-Zeche machten diese Annahme schwer verständlich, da die Flöze nach der Tiefe zu auffällig steileres Einfallen (55° am III. Horizont und 72° am VII.) zeigten, während eher das Gegenteil zu erwarten gewesen wäre, wenn die Sofien-Zecher Flöze unter jene von Peterswald einfallen sollten. Ganz mit Recht wurde in diesen Neigungsverhältnissen der Beginn der Wendung zu dem normalen, östlichen Einfallen gesucht.

Der Anschluß der Sofien-Zeche gegen West, an die Peterswalder Mulde, erfolgt in doppelter Weise: Auf den südlichen Querschlägen (alle Situationen können aus der Revierkarte ersehen werden) traf man jenseits des David-Flözes eine längere (160 *m*), stark verworfene und flözleere Partie an, hinter der drei Flöze (Cyrill, Bernhard und Alois) aufgeschlossen und gebaut wurden. Sie können, wie hier vorgreifend erwähnt werden soll, mit den drei tiefsten Flözen des Eugen-Schachtes identifiziert werden und gehören bereits der normal gelagerten Peterswalder Mulde an. (Taf. XXXI, Fig. 1.)

West. **Fig. 1.** *Ost.*



Orlauer Querschlag der Alpinen Montangesellschaft.

Auf den nördlichen, vom Schachte ausgehenden Querschlägen wurden (vergl. auch das Diagramm) jenseits des David-Flözes noch die Flöze Daniel und Dalibor in konkordanter (also gleichfalls überkippter) Lagerung angetroffen. Vom Dalibor-Flöz aus wurde gegen West vorgebohrt. An den Kernen läßt sich nicht immer die Lagerung bestimmt erkennen. Manche Flöze der Bohrung scheinen überkippt, andere normal gelagert zu sein. Im allgemeinen macht die Vorbohrung den Eindruck, als habe sie den Kern eines Sattels durchfahren, dessen eine Hälfte noch zur überkippten Partie gehört, dessen andere (westlichere), aber schon normale Lagerung aufweist. Freilich ist dies noch nicht sicher und ist zur Entscheidung der Vortrieb des Querschlages abzuwarten.

In der allerletzten Zeit wurde von der Alpinen Montan-Gesellschaft nördlich von diesem Stollenorte ein Querschlag getrieben, der hier eine anscheinend ganz ähnliche Sattelung durchfahren hat. Wie aus der beigegebenen Skizze (Fig. 1) ersichtlich ist und wie sich aus den Wurzelböden der Flöze mit Leichtigkeit hat erkennen lassen, sind die östlichsten Flöze in derselben Weise überkippt, wie diejenigen der Sofien-Zeche. Erst mit dem Flöze, welches das sattelförmige Umbiegen noch andeutet, tritt normale Lagerung ein, erst hier befindet sich das Liegendgestein in der Sohle.

Auf jeden Fall ist klar, daß zwischen den steilstehenden Flözen der Sofien-Zeche und der Peterswalder Mulde kein gleichförmiger Zusammenhang besteht, sondern daß sich hier eine schmale Störungszone oder eine Zone, in der die Schichten zu steil sattelförmiger Lagerung tendieren, einschiebt.

Die in der Sofien-Zeche aufgeschlossenen Flöze und Mittel sollen erst weiter unten näher besprochen werden.

Bohrungen im Liegenden der Karwiner Flöze.

Daß im Liegenden der Karwiner Flöze die Region der Sattelflöze zu erwarten war, galt seit langem als ausgemachte Sache. Namentlich C. Gäbler hat versucht, genauer zu berechnen, in welcher Entfernung unter den bisher gebauten Flözen die Sattelflöze liegen dürften. Nur eine einzige Mitteilung liegt in der Literatur vor, daß bei Orlau und Karwin „bereits längere Zeit Sattelflöze gebaut werden, ohne daß sie als solche erkannt worden sind“ [1]). Michael[2]), der dies aussprach, hatte hierbei die Flöze: Felix, Gabriel, Hubert, Igor, Jaroslav und Kasimir gemeint. Diese Vermutung ist aber gegenstandslos geworden, denn schon zur Zeit als sie ausgesprochen wurde, waren die Sattelflöze tatsächlich erst beträchtlich tiefer erschrotet worden.

Über die erbohrten Schichten geben am besten die Bohrprofile Karwin, Nieder-Suchau und Ober-Suchau auf Tafel XXX Auskunft. Die beiden ersten stimmen untereinander recht gut überein, das dritte ergab andere und, wie man schon aus der Situation des Bohrloches erwarten konnte, liegendere Schichten.

Bei den Profilen Karwin und Nieder-Suchau fallen sofort zwei recht verschiedene Abschnitte in die Augen: der obere ist reich an Schieferton als Gesteinsmittel und enthält viele zum Teil starke Kohlenbänke. Darunter folgt eine 140 *m* mächtige, nahezu flözleere Partie, fast ausschließlich sandiger Natur, dann in beiden Bohrungen offenbar dasselbe mächtige Flöz. Mit diesen Sandsteinen, zum Teil auch Konglomeraten, waren die Bohrungen in die Sattelflözregion geraten. Dieselbe liegt auch in der Ober-Suchauer Bohrung bis zu dem mächtigen Flöz hinab vor. Erst unter diesem lagern Ostrauer Schichten, wie am besten ein kleiner, verkiester Goniatit beweist, den ich 14 *m* unter diesem Flöze fand.

Charakteristisch für die Sattelflözregion sind mächtige Kohlenbänke, fast ausschließlich aus Sandstein bestehende Gesteinsmittel, sowie namentlich für den hangenden Teil Arkosen. Die Sandsteine und Arkosen sind grobkörnig bis konglomeratisch. Alle diese Kennzeichen sind hier vorhanden und namentlich die höchst charakteristischen Sandsteine und Arkosen lassen eine Verwechslung mit einer anderen Flözgruppe nicht zu. Die Ober-Suchauer Bohrung traf auch Einlagerungen von dunkelroten, zum Teil glimmerreichen Sand-

[1]) Michael, Monatsberichte d. deutschen geol. Gesellsch. 1907, Nr. 2, pag. 34.
[2]) Monatsber. d. deutschen geol. Gesellsch. 1908, pag. 8.

steinen an, wie sie gerade auch aus der Sattelflözregion Oberschlesiens erwähnt werden.

Der Feldspat dieser groben und scharfkörnigen Sandsteine und Arkosen ist weißlich oder fleischrot. In großer Menge enthalten diese Schichten feinen Detritus von grünen Schiefergesteinen. Grünschiefer ist auch in einem später zu erwähnenden Konglomerat der Ostrauer Schichten vorfindlich. Die Verbreitung ähnlicher Schiefer im karpathischen Alttertiär und der Umstand, daß solche Schiefer unter der Randzone der Karpathen erbohrt wurden, macht es wahrscheinlich, daß der Grünschiefer vom Südrande des Steinkohlenbeckens herstammt, worauf ich schon bei früherer Gelegenheit hingewiesen habe[1]).

Unter dem mächtigen Flöz (VIII) der Ober-Suchauer Bohrung ändert sich die Beschaffenheit des Gebirges sichtlich. Es tritt wieder viel Schiefer auf und dieser ist oft fester, dunkler und mehr feinsandig. Der Sandstein aber ist feinkörnig, grau und enthält in manchen Lagen beträchtlich mehr Muskovit. Kurz, die Schichten ähneln weit mehr denen von Ostrau. Ganz mit Recht identifizierte darum Herr Zentralinspektor Pospišil, der die betreffende Bohrung angelegt hatte, dieses Flöz sofort mit dem Pochhammerflöz, was durch den oben erwähnten Nachweis mariner Fauna im Liegenden dieses Flözes nur bestätigt wurde.

Mit der Erkennung des Pochhammerflözes ist aber die Basis zum Vergleich mit den Sattelflözschichten Oberschlesiens gewonnen. Es hält nicht schwer, die Analoga der Flöze Heinitz, Schuckmann und Einsiedel in dem Profile herauszufinden (vergl. Taf. XXX).

Um die Profile Ober-Suchau einerseits und Nieder-Suchau und Karwin anderseits untereinander in Einklang zu bringen, ist es am zweckmäßigsten, das unweit der österreichischen Grenze abgestoßene Bohrloch Golkowitz II zum Vergleich heranzuziehen. Die notwendigen Daten sind in dem Buche Gäblers auf Seite 179 angeführt und darnach ist die Zeichnung auf Tafel XXX entworfen. Gäbler und Michael stimmen darin überein, daß das Bohrloch Golkowitz II Sattelflöze erschrotet hat. Über diesen wurde noch ein liegender Teil der Rudaer Schichten und unter der untersten Kohlenbank der Sattelflöze noch ein Stück der Birtultauer Schichten durchbohrt, wie Gäbler des näheren ausführt. Die über dem Pochhammerflöz liegenden mächtigen Kohlenbänke harmonieren in den Bohrungen Ober-Suchau und Golkowitz recht gut untereinander und es kann, mit Rücksicht auf das vollständige Profil, das Golkowitz II darstellt, kein Zweifel sein, daß das mächtige Flöz, das die Bohrungen Karwin und Nieder-Suchau in der Tiefe angetroffen haben, mit dem 2·6 *m*-Flöz (II) oben in der Ober-Suchauer Bohrung identifiziert werden muß.

Auf diese Weise kombiniert, geben die drei Bohrprofile einen vollständigen Durchschnitt durch die Sattelflözregion mit ihrem Hangenden und Liegenden.

Es fragt sich nur noch, wo die obere Grenze dieser Region gezogen werden soll, respektive wie es am zweckmäßigsten ist, sie gegen Hangendes und Liegendes abzugrenzen, denn darin kann kein

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 366.

Zweifel sein, daß diese Region schon ihrer auffälligen Eigentümlichkeiten wegen verdient, ebenso als selbständige Schicht behandelt zu werden wie die anderen im oberschlesischen Karbon unterschiedenen Schichten. Ebert[1]) und Michael haben dies auch immer getan. Lediglich Gäbler wollte diese Region als nichts anderes betrachtet wissen, als ein einziges zerschlagenes Flöz. Neben den paläontologischen Verhältnissen, die sich in dem Verschwinden mariner Einlagerungen und in dem Vorhandensein einer Mischflora zwischen der der Ostrauer und Schatzlarer Schichten dokumentieren, sprechen auch die petrographischen Eigenarten für die selbständige Stellung dieses Abschnittes.

Gäbler nimmt als obere Grenze der Sattelflözregion das Veronika-Flöz an. Dieses hat im Hangenden ein Konglomerat, welches die Basis eines mächtigen Sandsteinmittels bildet. Man wird leicht herausfinden, daß dem Veronika-Flöz das 0·4 *m*-Flöz unter der oberen mächtigen Sandsteinschicht der Bohrung Karwin zu vergleichen ist. Von rein lithologischem Standpunkte aus würde es wohl zweckmäßiger sein, das Veronika-Flöz und die Sandsteine und Konglomerate in seinem Hangenden noch zur Sattelflözregion zu rechnen. Vielleicht findet sich einmal Gelegenheit, diese Frage weiter zu studieren, bis die im Bau befindlichen Schachtanlagen die zur Diskussion auch nötigen Fossilien geliefert haben werden.

Über die Unterkante der Sattelflözregion kann in Österreich kein Zweifel sein, näher noch als es in Preußen der Fall war, konnte unter dieser marine Fauna nachgewiesen werden. Nur ist es beim Vergleich mit den Bohrprofilen von Knuhrov und von Paruschowitz befremdlich, daß dort unter dem Pochhammerflöz nochmals mächtige Sandsteine und Konglomerate liegen, die übrigens von den Tiefbohrungen Öhringen und im Kronprinz-Schachte nach den von Ebert gegebenen Zusammenstellungen nicht angetroffen wurden. Dort, am Nordrande des Beckens, wurden die ersten Meeresfossilien, ähnlich wie es am Südrande des Beckens der Fall ist, wesentlich näher am Pochhammerflöze gefunden als mehr gegen das Zentrum des oberschlesischen Beckens zu. Dieser Umstand sowie jener, daß es beträchtliche Schwierigkeiten bereitet, die verschiedenen Ortes in Oberschlesien unter den Sattelflözen konstatierten Schichten zu parallelisieren, macht es nötig, den Lagerungsverhältnissen an der Basis der Sattelflözregion erhöhte Aufmerksamkeit zuzuwenden. Es ist in der Tat naheliegend, hier nach einer Diskordanz zu suchen, wie sie Michael schon behauptet hat. Eine solche, die freilich nur eine sehr leichte sein könnte, steht allerdings bis heute noch ganz unbewiesen da. Die Neigungswinkel der Schichten oberhalb und unterhalb des Pochhammerflözes zeigen nirgends, wo sie beobachtet werden konnten, eine Änderung, wie sie zugunsten einer solchen Annahme sprechen könnte. Die auffälligen Unterschiede der Ostrauer Schichten im Westen und Osten würden aber wohl verdienen, einmal unter diesem Gesichtspunkte untersucht zu werden.

[1]) l. c. pag. 115.

Die Flöze der Sofien-Zeche bei Orlau.

Wir hatten im vorigen Kapitel gesehen, daß die Sattelflözschichten mit ihren charakteristischen Eigenschaften sich südlich vom Karwiner Reviere der Karbonoberfläche nähern. Wir wissen aus dem ersten Kapitel, daß im Bereiche der Orlauer Störung Karwiner Flöze aufgerichtet, ja sogar überkippt sind und daß westlich, also im Liegenden davon, Ostrauer Schichten die gleiche Überkippung zeigen. Wir haben bei Orlau eine durch Querschläge fast völlig aufgeschlossene, gleichförmig lagernde, steilstehende Partie vor uns, in der auf die Ostrauer Schichten gegen Ost jene von Schatzlar folgen. An der Grenze beider ist eine Serie mächtiger Flöze aufgeschlossen, deren Zugehörigkeit zu den Sattelflözen sich leicht erweisen läßt. Sie wurden in den von der Sofien-Zeche aus in der Richtung auf die Orlauer Störung, also nach Ost, vorgetriebenen Querschlägen angetroffen, an deren äußerstem Ostende sie anstehen. Das Profil derselben (Taf. XXX) zeigt wiederum die charakteristischen grobkörnigen Arkosen und Konglomerate. Auch rote Sandsteine sind hier wieder angetroffen worden. Wahrscheinlich sind die beiden schwächeren Flöze (IV) der Ober-Suchauer Bohrung, die in Verbindung mit mächtigeren, Kohlenschmitze enthaltenden Brandschieferlagern durchbohrt wurden, den beiden starken Flözen der Sofienzeche zu parallelisieren. Unter beiden liegt ein mächtiges, aus Arkosen und Konglomeraten bestehendes Mittel, das Bänke von rotem Sandstein enthält. Hierher dürfte dann auch das tiefste, 160 *cm* starke Flöz der Nieder-Suchauer Bohrung zu stellen sein, so daß man in dem querschlägig noch nicht aufgeschlossenen Teile bei Orlau noch ein mächtiges Flöz, dann aber die flözleere Partie erwarteñ zu dürfen Berechtigung hat.

Diese Flözgruppe war auf der Sofien-Zeche schon aufgefahren ehe die Bohrungen im Liegenden der Karwiner Flöze in Angriff genommen waren. Ihr Verhältnis zu diesen letzteren war von Herrn Bergrat Mládek von Anfang an richtig erkannt worden, so daß er imstande war, die Resultate der Suchauer Bohrungen Flöz für Flöz vorauszusehen.

Das tiefste Flöz der Gruppe (Prokop-Flöz) ist in dem Diagramm mit einer Mächtigkeit von 3·5 *m* verzeichnet, es erreicht aber gelegentlich auch 4 und 5 *m*. Daß dieses Prokop-Flöz tatsächlich das Pochhammerflöz ist, geht auch daraus hervor, daß ich etwa 20 *m* darunter im Schiefer *Phillipsia*, *Terebratula spec.*, *Chonetes spec.* und *Rhynchonella spec.* nachweisen konnte[1]). Das Gestein ist nicht völlig ident mit demjenigen, das die marine Fauna unter dem Pochhammerflöz der Ober-Suchauer Bohrung enthält, es ist etwas dunkler und feinsandiger. Trotzdem kann kein Zweifel bestehen, daß hier die marine Schicht des Bohrloches wiedergefunden ist. Es ist das derselbe Horizont, der im Nordosten Oberschlesiens als Muschelhorizont I oder Gäbler bekannt ist.

---

[1]) Alle hier angeführten Faunen harren noch der genaueren Untersuchung und Bestimmung.

Aus diesen Feststellungen geht aber hervor, daß die liegenden Flöze des Prokop-Flözes die hangendsten Ostrauer Schichten sein müssen. Sie können in Ostrau höchstens im Zentrum der dortigen Mulde erwartet werden oder sie sind, weil schon denudiert, dort überhaupt nicht mehr vorhanden. Damit entfallen andere Parallelisierungsversuche Surs[1]).

Das Diagramm auf Taf. XXX gibt eine Übersicht über die Schichtfolge unter dem Prokop-Flöz auf der Sofien-Zeche. Man bemerkt von Prokop bis Otakar eine zirka 130 *m* mächtige Region, in der nur einige Schmitze liegen und die viel feinkörnige und feste Sandsteine enthält.

Von Otakar bis Konrad sind nur wenig Kohlenbänke vorhanden. Die Mittel sind vorwiegend sandig, und zwar herrschen von Otakar bis Nathan unter den Sandsteinen solche von mittlerem Korn vor, unterhalb Nathan folgen sandige Schiefer und feinkörnige Sandsteine. Nathan hat zum Hangenden einen festen, graugrünen Sandstein. Auch der Sandstein, der das Mittel von Nathan zu Max bildet, ist fest und enthält viel Calamiten. Beim Max-Flöze liegt Sandstein direkt auf der Kohle. Otakar, Nathan und Max haben je ein schwaches Mittel in der Kohle, Lothar dagegen ist ein reines Flöz mit harter Kohle.

Unter dem Konrad-Flöz folgt, in Schiefer gelagert, eine Reihe von Kohlenbänken. Die Flöze Konrad bis Justin sind rein, doch ist bei Justin bemerkenswert, daß sich im Hangenden lokal Cannelkohle vorfindet, welche von festem Brandschiefer (hie und da ist es Cannelschiefer) überlagert wird. Die Sphärosideritknollen in seiner Sohle sind spärlich und bilden große, flache Laibe. Für das Ivan-Flöz ist unter anderem bezeichnend, daß an seiner Sohle prächtige, sich flach ausbreitende und verzweigende Stigmarien liegen, die für die Autochthonie des Flözes sprechen. Unterhalb Ivan liegen im Schiefer kleine, runde Sphärosideritkügelchen. Vor dem Hermann-Flöze folgen zwei mächtige Sandsteinbänke, von denen die obere weich, die untere gleichmäßig fest ist. Das Hermann-Flöz hat ein schlechtes Hangendes, das viele große, sich verzweigende *Sigillaria*, aber auch *Lepidodendron*-Stammabdrücke, außerdem noch undeutliche und schlecht erhaltene andere Pflanzenabdrücke enthält. Die aufrechten Sigillarienstämme wurden schon erwähnt. Bemerkenswert ist ferner das II. Flöz, das aus reiner Kohle besteht, die jedoch im Hangenden mitunter cannelkohlenartig wird, um dann nochmals von Schwarzkohle überlagert zu werden, hierauf folgt ein rauher Schiefer mit verkiester mariner Fauna (*Nucula gibbosa Flem.*). Aus dem Hangenden des II. Flözes stammen ferner Ganoidenschuppen, *Lima spec.*, *Rhynchonella spec.* und *Anthrakosia spec.* Sie liegen in einem dünnblättrig spaltbaren Brandschiefer und wurden vor Jahren von Herrn Bergrat Bartonec der Anstalt überlassen. Ebenfalls an

[1]) Bekanntlich suchte Stur in den hangendsten Flözen der Ostrauer Mulde die Vertreter der Sattelflöze. Daß dies unrichtig war, hat schon Ebert betont. Es geht dies vor allem aus der von Herrn Markscheider Beiger zwischen dem Kronprinz- und dem Barbara-Flöz nachgewiesenen Vorhandensein einer marinen Fauna hervor.

diesem Flöze sammelte Bartonec in einem festen, dichten, dunkelgrauen Schiefer *Goniatites diadema, Bellerophon Urii, Productus longispinus, Streptorhynchus crenistria, Solenomya Böhmi, Nucula spec., Leda attenuata, Rhynchonella spec.* und *Posidoniella cf. laevis* (teilweise von Stur in Kulmflora pag. 348 angeführt). Leider ist nicht mehr festzustellen, ob dieser Schiefer über oder unter dem Flöz angetroffen worden war. Ähnliche Schiefer stehen im Liegenden des II. Flözes unterhalb der Kalksandsteinbank an. Wohl schreibt Stur sie seien aus dem „Liegenden". Es ist dies jedoch auf der betreffenden Etiquette nicht vermerkt. Nicht zu übersehen ist, daß das, was Stur „Liegendes" nennt, nunmehr als Hangendes zu bezeichnen ist.

Höchst beachtenswert ist die Sandstein- und Konglomeratschicht im Liegenden des I. Flözes. Das Konglomerat enthält vorwiegend hasel-, selten wallnußgroße Gerölle von vollkommener Rundung. Quarz herrscht weitaus vor, daneben findet sich Lydit sowie seltenere Brocken von Grünschiefer und schwarzem Tonschiefer. Direkt unter dem Konglomerat liegt ein Schmitz von 31 *cm*, den wir als Leitflöz wiederfinden werden. Dann folgen zwei wenig starke, aber reine Flöze, Filip und Gustav, mit fester Kohle. Diejenige von Filip ist oben zuweilen cannelartig. Charakteristisch ist die 90 *m* mächtige, ausschließlich aus Schiefer bestehende flözleere Partie unter diesen beiden Flözen. In derselben sind zwei Lager von kleinen (bis 5 *cm* Durchmesser) Sphärosideritknollen vorhanden. Im Schiefer bei dem tieferen Lager fand ich außer unbestimmbaren Gastropoden eine *Pleurotomaria*, die der *P. spiralis* d K., ähnelt. Unter der flözleeren Partie folgt das Flöz Emil, das 140 *cm* reine Kohle hat. Es ist der Beginn einer kohlenreichen Gruppe, die einige starke Flöze enthält, die aber sonst wenig Bemerkenswertes bieten. Das Flöz IX ist unrein, aber bauwürdig, im Hangenden hat es einen brandschieferähnlichen, schwarzen Schiefer. David hat eine sehr glatte First, darunter zuweilen 10 *cm* Schiefer. Seine Kohle ist weicher, sonst aber trifft man in dieser Gruppe überall harte Kohle. Beim Flöz Dalibor ist sie schön geschichtet. Erwähnenswert ist ein Schmitz zwischen Daniel und David, dicht oberhalb dessen ein 10—20 *cm* starkes Sphärosideritlager liegt (keine Knollen, wie man sie sonst in den Ostrauer Schichten antrifft).

Die Flöze der Peterswalder Mulde.

Im Innern der Peterswalder Mulde bauen der Albrecht-Schacht sowie der Eugen-, Marianka- und Graf Deym-Schacht, die eine flache, äußerst regelmäßig gelagerte, nach Süd offene Mulde erschlossen haben. Die Flöze des Albrecht-Schächter Grubenfeldes werden von denen unterteuft, welche die Michalkowitzer Gruben der Kaiser Ferdinands-Nordbahn und die Salm-Schächte östlich der Michalkowitzer Störung angefahren haben. Der Zusammenhang dieser liegenden Gruppe mit der hangenderen ist wiederholt einwandfrei festgestellt. In letzter Zeit sind die hangendsten Michalkowitzer Flöze auch vom

Albrecht-Schachte aus querschlägig angefahren worden. Ebenso besteht vollkommene Übereinstimmung der Ablagerung zwischen dem Albrecht-Schachte und den im nördlichen Teile liegenden, oben genannten Schächten der Ostrau-Karwiner Montan-Gesellschaft. Zur Peterswalder Mulde gehören auch die Flöze, welche die Alpine Montan-Gesellschaft zu Poremba baut. Das Feld ist stark disloziert, Wie ich mir die Identifizierung der dortigen Flöze 1 bis 3 vorstelle, ist aus Figur 5 auf Taf. XXXI zu ersehen. Besondere Umstände veranlaßten mich, vorläufig vom näheren Studium dieses Feldes abzusehen.

Bevor ich auf die Identifizierung zwischen Sofien-Zeche und Peterswalder Mulde eingehe, führe ich eine Auswahl von Einzelbeobachtungen aus den Peterswalder Flözen an, die den Zweck haben sollen, auf gewisse Details mehr Aufmerksamkeit zu lenken, damit in der Folge für die Frage der Identifizierungen noch mehr Tatsachenmaterial zusammengetragen werden kann.

Albrecht-Schacht und Eugen-Schacht haben verschiedene Nomenklaturen. Aus den schon oben erwähnten Gründen gebe ich derjenigen des Eugen-Schachtes den Vorzug. Betreffs der Identifizierung untereinander sei vorerst darauf hingewiesen, daß nach freundlicher Mitteilung des Herrn Markscheiders Holczak die Flöze Eugen. Koks und Gabriel des Eugen-Schachtes und die Liegendflöze III, V und VI des Albrecht-Schachtes beiderseits bis an die Demarkation abgebaut wurden, so daß die Übereinstimmung außer Zweifel ist.

Die hangendsten Flöze der Mulde sind nirgends mehr zugänglich, vielmehr konnte ich meine Beobachtungen erst am Eugen-Flöze beginnen, das dadurch bekannt ist, daß es am Eugen-Schachte (merkwürdigerweise nur südlich des Marianka-Bruches) Cannelkohle bis 1·8 *m* mächtig führt. Es teilt sich gegen Süd in zwei Bänke, die rasch auf 2 *m* auseinandergehen. Am Albrecht-Schachte wurden (nach Mitteilung) viel liegende, aber auch aufrechte Stämme im Hangenden des Flözes beobachtet. Die Sohle zeigt, wenn auch wenig deutlich, den Wurzelboden. Das Flöz hat also die Merkmale eines autochthonen Flözes und das ist beachtenswert, da Stur aus der Kohle dieses Flözes mehrere Gerölle erhalten hat. Unter diesen befinden sich Perlgneis, aplitischer Gneis, stark roter Flasergneis und weißer, anscheinend karbonischer Sandstein. Die Flöze III und IV des Albrecht-Schachtes haben etliche Pflanzenabdrücke geliefert, darunter *Sphenopteris Dicksonioides Goepp.* (Mittel von III), *Calamites Haueri St.* (IV), *Lepidodendron Veltheimia Stbg.*, *Lepidodendron Volkmannianum Stbg.*, *Lepidodendron Rhodeanum St.*, *Sigillaria Eugenii St.* und *Syringodendron antecedens St.* Einige dieser Arten hat Stur auch vom Eugen-Flöz angeführt. Vom Eugen-Flöz stammt auch eine marine Fauna, die Herr Bergrat Bartonec vor Jahren gesammelt und der Anstalt überlassen hat (vergl. Stur, Kulmflora pag. 348). Der genauere Fundort ist unbekannt. Die Fossile liegen in einem dunklen Schiefer. Unter anderem sind vorhanden: *Encrinus*-Stielglieder, *Nucula spec.*, *Lima*, eine kleine *Pleurotomaria*, *Orthoceras* sowie *Anthracomya cf. pulchra Hind*[1]). Stur erwähnt aus dem Sandstein im Hangenden des Eugen-

[1]) Axel Schmidt, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 741.

Flözes *Lepidodendron Veltheimii* und aus dem Schiefer *Cyatheites silesiacus*. Das Flöz Unverhofft des Albrecht-Schachtes hat in der First Cannelschiefer. Am Eugen-Schacht befindet sich an entsprechender Stelle ein aus Cannelschiefer bestehender Schmitz. Über demselben weist der Schiefer feine Schichtung auf. Diese ist aber bei weitem nicht so prächtig wie diejenige die man am Albrecht-Schachte zwischen den Flözen Unverhofft und Koks (V) findet. Hierselbst bemerkt man einen tausendfachen, regelmäßigen Wechsel dünner oder auch etwas stärkerer, dunkler und heller Schiefertonlagen.

Das Koksflöz ist berühmt durch seine Pflanzenversteinerungen enthaltenden Knollen (Torfsphärosiderite Sturs), die aber nur an einer einzigen Stelle am Eugen-Schachte gefunden wurden. Die Pflanzenversteinerungen derselben werden in neuerer Zeit von Kubart[1]) studiert. Direkt auf der Kohle liegt eine Bank von Sphärosideritführendem Schiefer, der am Albrecht-Schachte etwas rauher ist als am Eugen-Schachte, in beiden Grubenfeldern aber eine reiche Fauna enthält, unter denen *Bellerophon Urii* besonders häufig ist. Aus Geschenken des Herrn Markscheider Holczak und aus eigenen Aufsammlungen besitzt die k. k. geologische Reichsanstalt vom Eugen-Schachte Reste von *Phillipsia*, *Goniatites diadema*, *Macrochilus*, *Bellerophon Urii*, *Pleurotomaria striata*, *Euomphalus*, *Leda attenuata*, *Nucula gibbosa*, *Nucula spec.*, *Solenomya Böhmi*, *Posidoniella cf. laevis*, *Terebratula*. In dem entsprechenden Niveau des Albrecht-Schachtes sind die Fossilien öfters verkiest, kleine Individuen von *Nucula* und *Leda* sind lokal ungemein häufig. Aus Aufsammlungen des Herrn Bergrat Bartonec und eigenen Funden sind aus dem Hangenden des V. Flözes im Albrecht-Schachte vorhanden: *Fenestelliden*, *Streptorrhynchus spec.* (Rippen gröber als bei *S. crenistria*), *Nucula gibbosa*, *Leda attenuata*, *Solenomya Böhmi*, *Lima spec. Edmondia spec.*, *Pleurotomaria striata*, *Bellerophon Urii*. Lokal bemerkt man in der First des Koksflözes eine dünne Lage von Cannelschiefer. Das Gabriele-Flöz hat eine glatte First mit reichlichen Pflanzenabdrücken. Darunter folgt eine mächtige Sandsteinzone mit Konglomeratbänken, die namentlich im unteren Teile zahlreicher sind. Das Konglomerat besteht wieder vorwiegend aus wohlgerundeten, etwa haselnußgroßen Quarzgeröllen, daneben etwas Lydit, auch grauer Quarzit, schwarze, glänzende Tonschiefer, denen des Devons der Sudeten ähnelnd und roter Augengneis. Auffallend ist die große Zahl von kreuz- und querliegenden *Sigillaria*- und *Lepidodendron*-Stämmen, die am Eugen- und am Albrecht-Schacht im oberen Teil dieser Sandsteinzone zu bemerken sind. Offenbar handelt es sich hier um eine Litoralbildung, eine Stranddrift, wie sie auch heute an Küsten und Gestaden oft zu sehen ist.

Das Konglomerat oder ein grober, konglomeratischer Sandstein bedeckt unmittelbar die Kohle des X-Flözes. Dieses hat veränderliche Mächtigkeit. Am Ostflügel im Eugen-Schachtfelde besteht es aus einer Kohlenbank von 110 *cm* Mächtigkeit, am Westflügel im

[1]) Untersuchungen über die Flora des Ostrau-Karwiner Kohlenbeckens. Denkschr. d. k. Akad. Wien, Bd. LXXXV (1909).

Graf Deym-Schacht ist darin ein Mittel von 40 *cm* vorhanden und die ganze Flözausfüllung entsprechend stärker. Am Albrecht-Schacht ist es 1 *m* mächtig, keilt sich aber lokal bis zur Steinscheide aus. Alle Flöze von Eugen bis inklusive ℵ-Flöz zeigen wohlentwickelten Stigmarien-underclay.

Das Marianka-Flöz ist nicht immer bauwürdig. Es besteht aus zwei Bänken, deren obere sehr harte Kohle aufweist. Am Albrecht-Schacht sind in seiner glatten First viele sehr schlecht erhaltene, dünne Calamiten zu bemerken. Gasreiche Kohle besitzt das Ferdinand-Flöz. Oben ist es lokal mit dem Brandschiefer des Hangenden durchwachsen.

Unter dem Ferdinand-Flöz folgt eine flözleere Partie von 100 *m* Mächtigkeit, die vorwiegend aus Schiefer besteht. Am Albrecht-Schacht und auf den Salmschen Querschlage zum Ludwig-Schacht ist ist sie ganz, am Deym-Schacht nur in ihrem hangendsten Teil aufgeschlossen. Einige Meter unterhalb des genannten Flözes liegen am Albrecht-Schachte einige, 10—20 *cm* starke, ungemein harte, sehr feinkörnige, kieselige Sandsteinbänke. Bei den beiden Sphärorideritknollenlagern, deren oberes nur kleine Kügelchen, deren unteres aber 1 *dm* große Knollen enthält, fand ich im Schiefer marine Fauna und zwar nicht näher bestimmbare Reste von Bivalven (*Nucula*) sowie Crinoidenstielglieder. Es gelang mir, dasselbe Lager unter dem Ferdinand-Flöz am Graf Deym-Schachte nachzuweisen. Es liegt 3·5 *m* oberhalb des Schmitzes mit 15 *cm* harter Kohle. Flözartig treten hier dicht gescharte, kleine Sphärorideritknollen auf, neben denen im Schiefer Reste von *Bellerophon*, *Pleurotomaria* und andere unbestimmbare Gastropoden, ferner *Terebratula* und *Schizodus* zu finden waren.

Schon oben wurde erwähnt, daß die südlichen Querschläge der Sofien-Zeche im Westen jenseits einer stark verworfenen Region drei Flöze angetroffen hat, die von oben nach unten Alois (170 *cm*), Bernhard (75 *cm*) und Cyrill (100 *cm*) genannt wurden. Sie unterteufen (vergl. Fig. 1 auf Taf. XXXI) konform das Gabriele- und Taube-Flöz von Peterswald, so daß an eine Überkippung nicht mehr gedacht werden kann. Ihre Abstände untereinander und zu Gabriele im Hangenden sowie der Umstand, daß das Alois-Flöz ein Konglomerat im Hangenden hatte, veranlassten mich, dem Herrn Markscheider Holczak in folgender Identifizierung beizustimmen:

ℵ-Flöz = Alois
Marianka = Bernhard
Cyrill = Ferdinand.

Die Querschläge, welche diese Flöze angefahren haben, durchörterten zwischen der verworfenen Partie und dem Cyrill-Flöz eine flözleere Region mit überwiegend schiefrigen Gesteinen. Es ist das die flözleere Partie, die wir zwischen Ferdinand und dem VI. Michalkowitzer Hangendflöz kennen gelernt haben. Auch das Flözchen, das 45 *m* unter dem Cyrill-Flöz infolge von Verwerfungen dreimal durchfahren wurde, ist uns bekannt, es ist der Schmitz, den wir dicht unter der marinen Einlagerung unter dem Ferdinand-Flöz erwähnt

haben. Die Strecken sind schon lange aufgelassen, so daß es nicht möglich war, die Fauna hier zu suchen. Die mächtigen Michalkowitzer Flöze, die nach diesen Feststellungen unter der flözleeren Partie in diesem Felde zu erwarten sind, wurden von der Sofien-Zeche noch nicht aufgesucht.

Der Albrecht-Schacht beginnt soeben diese schöne Flözgruppe aufzuschließen und nennt das hangendste derselben Flöz X. Die Ostrauer Bergbau-Aktiengesellschaft (vormals Fürst Salm) hat die Gruppe mit ihren südlichen Querschlägen sowie mit den zum Ludwig-Schachte führenden Querschlägen durchfahren und oberhalb der flözleeren Partie im Hangenden noch das Ferdinand-Flöz angebohrt, so daß die Identität der Flöze markscheiderisch festgestellt werden konnte.

Besonders auffällige Nebengesteine sind bei diesen Flözen und ihrem Liegenden nicht vorhanden. Das wesentlichste ist die Gruppierung, die aus den Diagrammen von den Salm-Schächter Querschlägen und denen der Michalkowitzer Gruben der Kaiser Ferdinand-Nordbahn ersehen werden kann. Das VI. Hangendflöz besteht aus zwei Bänken, die durch schrämmbare Kohle getrennt werden. Es erreicht gelegentlich eine Mächtigkeit von 3·20 *m*. Auch das V. Hangendflöz hat zwei Bänke. Die obere besteht im Ludwigschacht-Felde auf große Distanzen aus Cannelschiefer. Sie nähert sich zuweilen dem VI. Flöz. Der Abstand beider Flöze ist sehr veränderlich. Er beträgt bis 26 *m*, schrumpft aber auch auf 4 *m* zusammen. In Michalkowitz ist die Kohle des VI. Hangendflözes hart und schichtig. Das Gleiche gilt für das II. und I. Hangendflöz. Das I. Hangendflöz hat ein höchst bemerkenswertes Mittel. Es ist 15—20 *cm* stark und liegt unter einer 18—20 *cm* starken Oberbank. Es ist gelblichbraun, weich, verwittert rasch zu einer lehmigen Masse, läßt sich abschlämmen und enthält in Menge kleine, lichtbraune Biotitblättchen. Dasselbe Mittel werden wir in der Ostrauer Mulde wiederfinden. Alle diese Flöze besitzen ein Liegendes mit senkrecht zur Schichtung stehenden Wurzelfasern.

Zwischen dem I. Hangendflöz und dem Eleonora- oder Dreibank-Flöz ist das Gebirge vorwiegend sandig. Die Sandsteine sind alle fein, höchstens mittelfein, zuweilen aber sehr hart. Manche Lagen haben kalkiges Bindemittel.

Das Dreibank- oder Eleonora-Flöz ist recht charakteristisch durch seine Bankung. Nur auf den Salm-Schächten wird es gebaut. Auf seine Bankung deutet schon der Name. Oben hat es eine 5 *cm* starke Brandschieferlage, welche lokal Markasit enthält. Darüber folgt ein milder, bankiger und schichtiger Schiefer von grauer Farbe, der streckenweise abblättert. In Michalkowitz ist der Hangendschiefer sandig.

Nur auf den Salm-Schächten reichen die Aufschlüsse unter dem Eleonora-Flöz noch weit ins Liegende. Es sind daselbst eine größere Zahl von Schmitzen, dazwischen auch zwei schwache Flöze, I. und II. Liegendflöz, erschlossen worden. Das dritte Liegendflöz besteht aus einer Bank von 1·4 *m* und hat gute Kokskohle. Lokal bemerkt man an seiner First prächtige, große Farnwedel, lokal wieder zeigt der Hangendschiefer keine Spur von einer Flora.

Überblicken wir die Schichtfolge der Peterswalder Mulde, so finden wir leicht in der Gruppierung der Flöze und der Beschaffenheit der Mittel eine Übereinstimmung mit der Sofien-Zeche heraus. Wir sehen eine zirka 100 *m* mächtige, flözleere, wesentlich aus Schiefern bestehende und eine marine Einlagerung enthaltende Partie von einer Gruppe nahe beisammen liegender bauwürdiger Flöze unterlagert und von 2—3 Flözen, oberhalb deren eine aus Sandstein und Konglomerat gebildete Zone folgt, überlagert werden. Oberhalb der Konglomeratzone folgen einige Flöze in vorherrschendem Schiefer gelagert und dann eine flözarme, überwiegend sandige Region.

Gehen wir mehr ins Detail, so finden wir noch eine Anzahl von Punkten, die gute Übereinstimmung zeigen. Freilich gibt es auch Gruppen, bei denen das recht wenig der Fall ist, wie bei der unteren flözreichen Partie Emil-Dalibor, welche den Michalkowitzer Flözen entsprechen muß. Die nachweisbare Identität des Hangenden zwingt aber dazu, das Liegende trotz bestehender Differenzen zu parallelisieren. Es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, daß dem Dalibor-Flöz das I. Michalkowitzer Hangendflöz entspricht, da es ein Mittel hat, das manchmal jenem dieses Flözes nicht ganz unähnlich ist.

Beim Vergleich solcher, in einiger Entfernung von einander liegenden Flözablagerungen haben wir uns der eingangs (pag. 782) erwähnten Momente zu erinnern. Gewisse Veränderungen sind immer zu erwarten. Teils beruhen sie auf der über das ganze Kohlenbassin anzunehmenden Schichtenverjüngung, teils darauf, daß einzelne Komplexe sich linsenartig auskeilen oder einschalten oder überhaupt sich verändern, während andere große Gleichförmigkeit auch auf ziemliche Entfernung bewahren. Endlich kommt bei der Sofien-Zeche auch noch das tektonische Moment in Frage. Die steilstehenden und überkippten Flöze gehören einer gewaltigen Flexur an, eine Verringerung der Mächtigkeit namentlich plastischer Schichten wäre darin nichts Ungewöhnliches.

Ich stelle hier noch kurz die Eigenschaften zusammen, welche für die in den Diagrammen zum Ausdruck gebrachte Parallelisierung sprechen. Es genügen kurze Andeutungen, da das nähere aus den vorangehenden Detailbeschreibungen entnommen werden kann. Bei der Gegenüberstellung wird vom Liegenden zum Hangenden gegangen.

Sofien-Zeche.	Peterswald-Michalkowitz.
Flözreiche Gruppe mit Schiefer und Sandstein als Zwischenmittel. Fast alle Flöze mit underclay. Zu oberst zwei starke Flöze. Das untere derselben (IX) hat zwei Bänke und besteht im Hangenden aus einer Art Brandschiefer.	Flözreiche Gruppe mit Schiefer und Sandstein als Zwischenmittel. Fast alle Flöze mit underclay. Zu oberst zwei starke Flöze, von denen das untere (V. Hangend) lokal zwei Bänke hat, deren obere aus Cannelschiefer bestehen kann.
90 *m* flözleere Partie, vorwiegend Schiefer. In der Mitte ein Schmitz. Darüber Sphärosiderit und marine Fauna.	100 *m* flözleere Partie, vorwiegend Schiefer. In der Mitte ein Schmitz. Darüber Sphärosiderit und marine Fauna.

Zwei bauwürdige Flöze in 15 bis 20 *m* Abstand, das untere mit 95 bis 110 *cm* Kohle, das obere 30 bis 75 *cm*, in zwei Bänken.	Zwei bauwürdige Flöze in 15 *m* Abstand, das untere mit 75—95 *cm* Kohle, das obere 80 *cm*, eine Bank.
Zirka 20 *m* höher Schmitz mit Konglomerat im Hangenden.	20—30 *m* höher Flöz (ℵ) das sich auskeilen kann, mit Konglomerat im Hangenden.
Zirka 70 *m* Sandstein und Konglomerat. Letzteres vorwiegend im unteren Teil.	80—130 *m* mächtige Sandstein- und Konglomeratzone. Letztere vorwiegend im unteren Teil.
Zirka 45 *m* vorwiegend Schiefer mit drei bauwürdigen Flözen. Das mittlere derselben ist 65—90 *cm* mächtig, hat oben zuweilen Cannelkohle und ist unmittelbar von Schiefer mit mariner Fauna bedeckt.	Zirka 90 *m* vorwiegend Schiefer mit 3—4 bauwürdigen Flözen. Das mittlere derselben ist 90—100 *cm* mächtig, hat oben zuweilen Cannelschiefer und ist unmittelbar von Schiefer mit mariner Fauna bedeckt.
Das hangendste Flöz, 130—160 *cm* stark, hat reiche Flora und aufrecht auf der Kohle stehende Baumstämme.	Das hangenste Flöz, 110—180 *cm* stark, hat aufrecht auf der Kohle stehende Baumstämme.
Zirka 55 *m* vorwiegend Sandstein mit zwei Schmitzen.	Zirka 100 *m* vorwiegend Sandstein mit 2—3 Flözen.

Die Übereinstimmung des hangendsten und liegendsten Teiles beider Profile läßt zu wünschen übrig. Da sie aber im mittleren Teile eklatant ist, kann an der Identität auch dieser Abschnitte kein Zweifel bestehen. Da überdies der hangendste Teil der Peterswalder Mulde nicht mehr zugänglich ist, mußte ich mich hier auf die Angaben älterer Schacht- und Bohrprofile verlassen.

Als untereinander zu identifizierende Leitflöze fasse ich nach obigem folgende auf:

	Sofie	Peterswald	Michalkowitz
Hangend.	Hermann	Eugen (III.)	fehlt
	II.	Koks (V.)	„
	unben. Schmitz (Alois)	ℵ (VII.)	„
	Filip (Cyrill)	Ferdinand (IX.)	„
	Emil	(X.)	VI. Hangendflöz
	IX.	(XI.)	V. „
Liegend.	Dalibor.	—	I. (?)

Auch diese Identifizierung, insbesondere diejenige der zuerst genannten drei Flöze ist schon vor mir von Herrn Bergrat Mládek erkannt worden. Ich konnte dieselbe nicht nur bestätigen, sondern durch im vorangehenden angeführte Beobachtungen noch weiter erhärten.

Die jüngsten Schichten in der Ostrauer Mulde.

Hauptsächlich aus den Veröffentlichungen von Stur und von Jičinsky[1]) sind die Flöze, welche die geschlossene Ostrauer Mulde zusammensetzen, gut bekannt geworden. Zwei flözleere Partien und eine Anzahl wohl charakterisierter Leitflöze ermöglichten eine praktische Gliederung der mächtigen Serie und ermöglichten auch, die Flöze der verschiedenen Gruben untereinander zu identifizieren. Soweit diese Flöze in der regelmäßig gebauten Mulde lagern, besteht überall gute, oft sogar auffällig gute Übereinstimmung, was unter anderem auch aus den Diagrammen einiger Gruben auf Tafel XXX ersehen werden kann. Bei genauerem Zusehen stellt sich freilich heraus, daß hie und da kleine Unstimmigkeiten vorhanden sind. Es kommt vor, daß sich wohl die entsprechenden Namen für die Flöze eingebürgert haben, daß diese aber in ihren Eigenschaften, ihren Abständen gegeneinander und in ihren Nebengesteinen genug Abweichungen erkennen lassen, so daß man sich fragen muß, ob alle Namen wirklich ihre Berechtigung haben. Als Beispiel sei hier auf die Flözgruppe Hugo, Elisabeth, Adolf und Leopold oder auf die das Mächtige oder Johann-Flöz am Hranečnik und in Žarubek unterteufenden Flöze bis zum IX. (V. Liegend) Flöz hinab verwiesen. Gerade dieser Fall (vergl. die Diagramme Hermenegilde-Schacht, Dreifaltigkeit-Schacht und Jakob-Schacht auf Tafel XXX) ist beachtenswert, da es sich um unmittelbar benachbarte Gruben handelt. Er zeigt, daß selbst in der so regelmäßig gelagerten und gleichförmigen Ostrauer Mulde sich Verschiedenheiten und Abweichungen schon in geringer Entfernung einstellen können. In Žarubek wurde ich wiederholt auf die Unterschiede zwischen der „gehobenen Partie“ und der Mulde aufmerksam gemacht, Unterschiede, die sich an den Flözen und ihrem Hangenden und Liegenden bemerkbar machten. Eine steile Flexur von etwa 110 *m* Sprunghöhe trennt die gehobene Partie von der normalen Ostrauer Mulde. Die Verschiedenheiten müssen also primärer Natur sein.

Sind aber schon in einem Grubenfelde derartige Veränderungen vorhanden, so kann es nicht verwunderlich sein, wenn diese sich auf größere Distanzen soweit steigern, daß einzelne Abschnitte fast unkenntlich werden.

Die Ostrauer Flöze interessieren uns hier nur insoweit, als sie für den Vergleich mit den Peterswalder Flözen in Betracht kommen, dies ist nach unten bis etwa zum Flora-Flöze in der Heinrich-Schächter Partie, der Fall. Auf die älteren Flöze einzugehen, liegt sonach in dieser Arbeit keine Veranlassung vor.

---

[1]) Monographie und Flözkataster.

Die Parallelisierung mit den Peterswalder Flözen vollzieht sich leicht, wenn wir wiederum auf das Vorkommen von einem Konglomerat achten, unter dem in einiger Entfernung eine flözleere Partie folgt, die ihrerseits von einer kohlenreichen Flözgruppe unterlagert wird. Konglomerate gibt es in der Ostrauer Mulde nur in der Nähe des Mai-Flözes, unter diesem folgen die Flöze: Francisci, Josefi und Kronprinz, dann aber kommt eine 90 *m* mächtige Partie mit nur einem bauwürdigen Flöz, dem Barbara-Flöz, dessen Mächtigkeit sich zwischen 65 und 40 *cm* bewegt, hierunter aber folgt, mit dem Johann-Flöz beginnend, eine an bauwürdigen Flözen reiche Gruppe.

Durch diese Anhaltspunkte ist der Faden für das gegeben, was wir im folgenden näher zu studieren haben.

Die hangendsten Ostrauer Schichten sind gegenwärtig nur in einigen Tagesaufschlüssen zugänglich. Beim Dreifaltigkeitsschachte steht das Mai-Flöz mit dem Konglomerat im Hangenden an. Überlagert von mächtigen, in Steinbrüchen einst gewonnenen Sandsteinen streicht das Konglomerat an der Karwiner Lokalbahn neben der Lucina aus. Das Konglomerat gleicht demjenigen von Peterswald und Poremba in allen Details. Wieder herrscht gut gerollter Quarz vor, daneben bemerkt man kleine Lyditgerölle, seltenen Grünschiefer, schwarzen, phyllitisch glänzenden Schiefer und Muskovitgneis. Ganz wahrscheinlich ist es dasselbe Konglomerat, das in dem Graben zwischen Emma- und Theresien-Schacht ausstreicht. Der Schichtenverband ist hier nicht zu sehen und wegen des gerade hier durchsetzenden Michaeli-Schächter Verwurfes auch konstruktiv nicht leicht aufzuklären. Der Hermenegilde-Schacht und der Michaeli-Schacht haben das Konglomerat durchteuft. Die Schachtprofile verzeichnen noch eine zweite Konglomeratbank zwischen dem Mai-Flöz und dem in den Diagrammen als Schmitz eingetragenen V. Flöz. Es ist darum wohl auch möglich, daß dieses V. Flöz mit dem Peterswalder χ-Flöz parallelisiert werden muß. Da es hier nur auf die Grundzüge der Identifizierung ankommt, ist dies ziemlich gleichgültig. Im Hangenden des Mai-Flözes herrscht ebenso wie in Peterswald oberhalb des χ-Flözes Sandstein als Mittel vor. Die Flöze I (Fund) und II von Ostrau scheinen sich darin gegen Ost auszukeilen. Das unter dem Mai-Flöz folgende Francisci-Flöz besteht aus zwei Bänken, die durch ein bis 50 *cm* mächtiges Schiefermittel getrennt werden. In der First liegen 20 *cm* Schiefer, über denen fester Sandstein folgt. Hierin zeigen sich gewisse Ähnlichkeiten zum y-Flöz. Doch konnte ich in Peterswald im Mittel keine dünnen, flachen Sphärosideritlinsen sehen, wie ich sie im Mittel des Francisci-Flözes am Hermenegilde-Schachte bemerkte. Unter dem Francisci-Flöz ist ein eigenartiger, fester und dichter Schiefer bemerkenswert, der muscheligen Querbruch aufweist.

Auch das Josefi-Flöz ist ein aus zwei Bänken bestehendes Flöz, das Stur einige Pflanzenabdrücke geliefert hat. In seiner Kohle wurden Gerölle von grauem Granitporphyr und von grauem Quarzporphyr gefunden (vergl. Stur). In Peterswald wäre hierauf beim Marianka-(VIII.)Flöz zu achten.

Als sehr reines, zirka 1 *m* starkes Flöz war das Kronprinz-Flöz geschätzt. Gleiches gilt für die Flöze Ferdinand bezw. Filip. Auch

Hangendes und Liegendes sind sich ähnlich. Ersteres ist ein schichtiger Schiefer, letzteres ein zuweilen feinsandiger Schiefer, jedoch vermißte ich beim Kronprinz-Flöz, wie überhaupt bei den meisten Flözen im Zentrum der Ostrauer Mulde, die quergestellten Stigmarien-Appendices, die bei den entsprechenden Flözen in Peterswald und Poremba meist sehr schön zu beobachten waren. Ich möchte aber glauben, daß ich bei besseren Aufschlüssen als sie die uralten, verwitterten Stöße boten, vielleicht anders hätte beobachten können. Als Seltenheit werden im Kronprinz-Flöz Gerölle gefunden (Quarzit und Quarzknauer).

Vom Kronprinz- zum Barbara-Flöz durchwanderte ich am Dreifaltigkeits-Schachte eine mächtige Schieferzone. Leider konnte ich darin den von Herrn Markscheider Beiger entdeckten Hozizont mit der schon oben (pag. 791) genannten, sehr wichtigen marinen Fauna nicht auffinden. Diese ist bereits durch Ebert erwähnt worden[1]). Der Widmung des Herrn Markscheider Beiger verdankt die geologische Reichsanstalt eine Kollektion aus diesem Horizonte, in der *Nucula cf. gibbosa*, *Nuculana Sharmanni*, *Leda attennata*, *Terebratula spec.*, *Pleurotomaria*, *Bellerophon* und *? Dimorphoceras discus* vorhanden sind. Unmittelbar auf dem Barbara-Flöz beobachtete ich im Hermenegilde-Schacht dichten, dunkelgrauen Schiefer, in dem ich *Nucula gibbosa* und *Rhynchonella spec.* fand. Der Güte des Herrn Ingenieurs Rochelt verdanke ich aus dem Hangenden des Barbara-Flözes des Hermenegilde-Schachtes spezifisch nicht bestimmbare *Lepidodendron-* und *Sigillarien*-Reste. Im Dreifaltigkeits-Schachte suchte ich unmittelbar über dem Flöz vergeblich nach dieser Fauna. Hier war der Schiefer rauher. Eine Flora vom Barbara-Flöz des Tiefbauschachtes wird von Helmhacker[2]) mitgeteilt.

Diese marine Fauna findet sich sonach in derselben Position wie diejenige unter dem Ferdinand-, beziehungsweise Filip-Flöz in Peterswald, beziehungsweise Poremba. Der dort darunterliegende Schmitz entspricht also dem Barbara-Flöz und die dortige 90—100 *m* mächtige flözleere Partie ist das 90 *m* mächtige, vorwiegend aus Schiefer bestehende Mittel zwischen Kronprinz und Johann.

Aus diesen Feststellungen aber ergibt sich, daß das Johann- oder Mächtige Flöz mit dem VI. Hangendflöz in Michalkowitz zu parallelisieren ist. In seiner bis 3·5 *m* steigenden Mächtigkeit ist es als stärkstes Flöz der ganzen Schichtfolge ihm gewiß nicht unähnlich. Nach den Angaben des Flözkatasters zeigte das Johann-Flöz am Karoline-Schacht und in Polnisch-Ostrau Bänke, die durch dünne Mittel getrennt waren. Auf den Salm-Schächten, die der Peterswalder Mulde am nächsten liegen, war es allerdings in seiner ganzen Mächtigkeit rein entwickelt, so daß sich keine Anhaltspunkte dafür gewinnen lassen, daß sich das Flöz nach Osten in mehrere Bänke (VI. und V. Hangeud in Michalkowitz) aufspalten könnte. Aus den Angaben Sturs über die Flora des Johann-Flözes erwähne ich das Vorkommen von *Sphenophyllum tenerrimum* und *Sphenopteris elegans.*

[1]) Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen . . . pag. 111.
[2]) Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1874, pag. 49.

Im Liegenden vom Johann-Flöze herrschen unter den Mitteln Sandsteine vor. Diese schwellen zuweilen zu recht mächtigen Bänken an (Jakob-Schacht und Salm-Schächte). Die Sandsteine sind feinkörnig, manche sind fest oder sogar sehr fest und haben dann gewöhnlich kalkiges Bindemittel. Solche harte Sandsteine findet man namentlich unter den Flözen Juno, Ceres und Gabriele. Gleiches war bei den Michalkowitzer Hangendflözen zu vermerken. Die Verbindungsquerschläge zwischen Hermenegilde- und Jakob-Schacht entblößten in dem mächtigen Sandsteinmittel, das dort zwischen dem Ceres- und dem II. Liegendflöz vorhanden ist, eine Schicht mit Tongallen. Diese sind meist rund, selten eckig, klein, aber auch bis über kopfgroß. Die dunkle Farbe des Tones hebt sich scharf von dem lichtbräunlichgrauen Sandstein ab und gibt dem Gesteine das Ausseheu eines Konglomerates oder einer Breccie. Sollte sich dieser Tongallensandstein[1]) auch anderwärts nachweisen lassen, so könnte er vielleicht einen leicht zu erkennenden Leithorizont abgeben.

Da die Flözgruppe unter dem Johann-Flöze (vergl. oben pag. 799) etwas veränderlich ist, gehe ich hier nicht viel auf weitere Details ein. Ich bemerke nur, daß Urania durch seine sehr harte Kohle bekannt ist. Auch Diana hat oft harte Kohle. Zuweilen führt dieses Flöz in seinem Hangenden Cannelschiefer. Dasselbe ist bei Ceres der Fall, dessen Kohle gern eine charakteristische schräge Klüftung zeigt. Gabriele ist als unreines Flöz im ganzen Revier bekannt.

Vom Juno- und Urania- sowie dem X^{er} (4. Liegend) Flöze erwähnt Stur das Vorkommen von *Anthracomya Schlehani*, beziehungsweise auch *elongata*. Nach den neueren Untersuchungen von Axel Schmidt, handelt es sich hierbei um *Anthracomya modiolaris* und *Najadites Carlotae*. Auch die Flora dieser Flöze wird von Stur aufgezählt. Dabei erwähnt dieser Autor, daß in dem glänzend schwarzen und bituminösen Zwischenmittel des XI^{er} Flözes *Lepidodendron Rhodeanum* sehr häufig vorkomme. Im Hangenden des Juno-Flözes sollen am Jakob-Schachte aufrechte, am Flöz stehende Baumstämme vorgekommen sein.

Es wollte mir nicht gelingen, in den entsprechenden Flözen der Peterswalder Mulde und der Sofien-Zeche bemerkenswerte und charakteristische Details wiederzufinden, um daran einzelne Flöze erkennen zu können.

Solches ist vielmehr erst bei dem IX^{er} Flöz (5. Liegend in Ostrau) der Fall, das durch sein einzigartiges, nicht weit unter der First liegendes Mittel ausgezeichnet ist. Ich erwähnte dasselbe schon bei dem I. Hangendflöz in Michalkowitz und wiederhole, daß beide Mittel in allen Details übereinstimmen. Stärkere Sandsteinbänke treten in Polnisch-Ostrau und in Michalkowitz unter diesem Leitflöz auf. Namentlich ist auf eine sehr harte Sandsteinbank zu achten, die in Michalkowitz und in Žarubek etliche Meter unter dem Flöz liegt.

Als aber auf diese Weise der Faden wieder gefunden war, konnte auch festgestellt werden, daß zwischen dem 4. Liegend (X)

[1]) Mit einigem Vorbehalt nur kann ich das Gestein einen Tongallensandstein nennen. Die ungleiche Größe und Form der nebeneinander liegenden Schiefertonbrocken harmoniert nicht recht mit der von Tongallen.

Flöz und dem II. Hangendflöz im Michael-Schacht in der Beschaffenheit der Kohle und des Liegenden Ähnlichkeit vorhanden ist.

Die nach unten folgenden Schichten sind flöz- und kohlenarm. Unter den Ostrauer Flözen wäre hier nur das VII^{er} Flöz zu erwähnen, ein schwaches Flöz, das nur am Michaeli-Schachte gebaut wird. Nicht selten wurden darin in den letzten Jahren Gerölle gefunden. Eine Anzahl solcher, vorwiegend graue Biotitgranite [1]) lagen mir namentlich durch die Freundlichkeit des Herrn Oberingenieurs Pusch zur Untersuchung vor. Oben hat das Flöz Brandschiefer. Auf den Salm-Schächten, woselbst in früherer Zeit Herr Bergrat Bartonec eifrig auf alle Fossilvorkommnisse achtete, wurde eine Brackwasserfauna am IV. und III. Flöz beobachtet. Nach den Bestimmungen von Axel Schmidt sind es *Anthracomya modiolaris* und *Anthracomya Adamsii*, die am IV. Flöz vorkommen. Das III. Flöz hat kleine, nicht näher bestimmbare Anthracomyen geliefert.

Erst etwa 100 *m* tiefer liegt das Adolf-Flöz. Man würde, wenn die Mächtigkeiten der Schichtenmittel von ausschlaggebender Bedeutung wären, dieses erst ungefähr in der Gegend des III. Liegendflözes der Salm-Schächte suchen dürfen. Dann aber macht es Schwierigkeiten, das Eleonoren-Flöz im System unterzubringen. Über dem Flöz Adolf liegen die Flöze Hugo und Elisabeth, die mit ihm zusammen die charakteristische Gruppe bilden. Aus der Flora, die Stur nach den Aufsammlungen von Bartonec aufzählt, erwähne ich nur *Sphenophyllum tenerrimum*, *Lepidodendron Veltheimianum* und *Sphenopteris elegans*. Brackwassermuscheln haben alle drei Flöze geliefert, besonders reichlich waren sie im Hangenden von Elisabeth, woselbst nach Sturs Angabe das tiefste Auftreten der großen *Anthracomya Adamsii* sei. Vom Hugo-Flöz bestimmte Axel Schmidt *Anthracomya Wardi*. Bemerkenswert auch ist das Vorkommen großer flacher Sphärosideritlaibe in der First vom Elisabeth-Flöz. Das Adolf-Flöz besteht aus zwei Bänken. Die Oberbank hat 10 bis 50, die Unterbank 120 bis 60 *cm* Kohle. Das Mittel (grauer Schiefer mit Calamiten) hat 20 bis 40 bis 70 *cm* Dicke. Oben an der Unterbank ist lokal eine dünne Lage von Brandschiefer oder von Cannelkohle vorhanden. Die schichtigen und spaltbaren, infolgedessen nachbrechenden Schiefer über Adolf gleichen denen von Eleonore. Auch in der Bankung des Flözes kommt diese Ähnlichkeit zum Ausdruck. Sie ist auch in der Art der Kohle vorhanden, so daß selbst unter den Bergleuten Eleonore mit Adolf identifiziert wird. Wie ich hörte, sei die gleiche Identifizierung auch von den Ingenieuren wiederholt erwogen worden. Solange nur die Mächtigkeiten der Gesteinsmittel gegen die Identifizierung sprechen, ist es immerhin möglich, daß sie berechtigt ist.

Unter dem Adolf-Flöz liegt die große flözleere Partie, die ringsum in der Ostrauer Mulde die konstante Mächtigkeit von 190 bis 200 *m* aufweist. In derselben Mächtigkeit wurde sie auch noch auf den Salm-Schächten (vergl. die Diagramme Karolinen-Schacht und Salm-Schacht) angetroffen. Unter dem Eleonoren-Flöz der Peterswalder Mulde dagegen liegt eine mächtige Schichtfolge mit zahlreichen

[1]) überdies graue Gneise, grauer Quarzporphyr und (? Kulm-) Grauwacke.

Schmitzen und drei schwachen Flözen, was nicht zu der soeben erwogenen Identifizierung passen würde. Auch in der flözleeren Partie unter Adolf wurde von Herrn Bergrat Bartonec ein Horizont mit mariner Fauna entdeckt, er liegt zirka 100 *m* unter dem Flöze und hat Reste von *Orthoceras*, *Lima* und *Posidoniella* geliefert. Bisher habe ich am Michael-Schachte diesen Horizont noch nicht wiederfinden können. Es ist aber erwähnenswert, daß ich dort in ungefähr demselben Niveau größere Sphärosideritknollen und eine dünne, graue Kalkbank bemerkte. Eine dünne Bank von ziemlich reinem, grauen Kalk wurde auch am Michael-Schacht zwischen dem VII^{er} Flöz und Hugo angefahren.

Die Heinrich-Schächter-Flöze zu besprechen, würde uns schon über das hinaus führen, was hier notwendig ist. Nur von dem hangendsten derselben, dem Flora-Flöze, will ich erwähnen, daß in seiner First viel Pflanzenabdrücke vorkommen, daß sich oberhalb desselben in der Regel reichlich Sphärosideritknollen vorfinden und daß das Flöz harte Kohle hat. Diese Qualität der Kohle und seine Mächtigkeit würde mit dem Robert-Flöze, dem tiefsten der bisher in der Peterswalder Mulde erschlossenen Flöze, übereinstimmen. Es scheint mir aber doch zu gewagt, die Identität beider Flöze behaupten zu wollen. Eine sichere Entscheidung über die Identifizierung der Peterswalder Flöze von Eleonore angefangen nach unten wird wohl überhaupt erst möglich sein, wenn die Aufschlüsse noch wesentlich unter das Robert-Flöz hinabreichen. Die Antwort, ob darunter die große flözleere Partie kommt oder nicht, dürfte auch die Frage nach der Parallelisierung des Hangenden klären.

Auch hier seien der Übersichtlichkeit halber die wichtigsten, für obige Identifizierungen in Betracht kommenden Momente nochmals nebeneinander gestellt.

Peterswalder Mulde.	Ostrauer Mulde.
Flözleere Sandsteine und Konglomerate.	Mächtige Sandsteine mit wenig Flözen.
Flöz mit Konglomeratfirst (☓).	Flöz mit Konglomerat im Hangenden. (Mai.)
40—50 *m* Mittel mit 2—3 bauwürdigen Flözen.	85 *m* Mittel mit drei bauwürdigen Flözen.
100 *m* flözleere Partie, darin ein Schmitz, über ihm marine Fauna.	90 *m* Mittel mit einem Flöz über ihm marine Fauna.
Mächtiges Flöz am Beginn einer Gruppe starker Flöze. Harte Sandsteinmittel.	Mächtiges Flöz am Beginn einer Gruppe starker Flöze. Harte Sandsteinmittel.
Flöz mit charakteristischem Mittel.	Flöz mit demselben Mittel.

Aus obigen Erörterungen rekapituliere ich die Identifizierung folgender Leitflöze:

Ostrauer Mulde	Peterswalder Mulde	Sofien-Zeche
Mai	Ẍ	unben. Schmitz
Kronprinz	Ferdinand	Filip
Johann (Mächtiges)	X (Albrecht-Sch.). VI. Hgd.	Emil
IX^{er} (5. Liegend)	I. Hangend	? Dalibor.

als fraglich wäre vielleicht noch anzufügen:

Adolf	Eleonore (Dreibank).

Bemerkenswert ist an dieser Identifizierung die beträchtliche Reduktion, die sich in der Mächtigkeit der Schichtengruppe von Johann bis IX^{er} (5. Liegend) ergibt. In der Ostrauer Mulde beträgt der Abstand dieser Flöze 130 (Dreifaltigkeit-Schacht) bis 150 *m* (Karolinen-Schacht), in der Peterswalder Mulde nur mehr zirka 80 *m*. Das Liegende dieser Flöze müßte aber eine noch stärkere Verjüngung aufweisen, wenn wirklich das Adolf-Flöz dem Eleonoren-Flöz entsprechen sollte.

Die Michalkowitzer Störung.

Durch eine Reihe von Querschlägen ist die Störungszone, welche die Ostrauer Mulde von der Peterswalder Mulde trennt, auf den Michalkowitzer Gruben der Nordbahn und auf den Salm-Schächten gut aufgeschlossen worden. In beiden Grubenfeldern zeigt die Störungszone im großen ganzen einen antiklinalen Aufbau, indem im westlichen Teile die Schichten vorherrschend gegen West, im östlichen Teile vorherrschend gegen Ost verflächen. Im Zentrum ist die Lagerung mehr verworren und zum Teil zu steilen und engen Mulden zusammengestaucht. Hierselbst, aber auch in den gegen West und Ost abfallenden Schichten, zeigen sich viele, intensive, lokale Störungen, die sich in stärkster Zerknitterung und Zerreißung der Schichten zu erkennen geben. Es hat sich als unmöglich herausgestellt, hie und da in der Störungszone auftretende, etwas stärkere Kohlenbänke in Abbau zu nehmen.

Da nun die hangenden Ostrauer Flöze in der mittleren und unteren Partie der Peterswalder Mulde wiederzuerkennen sind, darf die Michalkowitzer Störungszone in der Tat als eine Antiklinale aufgefaßt werden. In ihrem Kern haben die Schichten, wie das bei verschiedener Plastizität der das Gewölbe aufbauenden Schichtenpakete so oft der Fall ist[1]), stärkere Zusammenstauchungen erlitten. Ihnen im Detail nachzugehen, ist ohne weiteres Interesse und auch praktisch ohne Bedeutung, da in der Störungszone erwiesenermaßen nichts zu holen ist.

An der Michalkowitzer Störung ist, wie sich schon aus dem Vorhandensein jüngerer Flöze im Muldeninneren ergibt, die Peterswalder

[1]) Solche ist vorhanden, wie ein Blick auf die Diagramme lehrt, denn im Hangenden befinden sich zwei mächtige und massige Sandsteinzonen (über dem Mai, beziehungsweise Ẍ-Flöz und in der später denudierten Sattelflözregion).

Mulde im Vergleich zu der von Ostrau abgesunken. Das Muldenzentrum im Hermenegilde-Schacht ist nur unbedeutend weiter von der Mitte der Störungszone entfernt als die Muldenmitte im Felde des Albrecht-Schachtes. Auf dasselbe Niveau (Mai-Flöz) bezogen, kann der Betrag der Senkung der Peterswalder Mulde mit ungefähr 450 *m* veranschlagt werden. Ein Absinken der Peterswalder Mulde wäre übrigens auch aus der Identifizierung Gäblers zu folgern gewesen. Wegen dieser Senkung des Ostflügels können Michalkowitzer Störung und Orlauer Störung als koordinierte Erscheinungen betrachtet werden. Wie mir Herr Zentralinspektor Pospišil mitteilte, ist diese Anschauung von ihm schon längere Zeit vertreten worden. Wir werden im folgenden noch sehen, daß die Form der Peterswalder Mulde in unmittelbarer Beziehung zur Orlauer und Michalkowitzer Störung steht, so daß alle drei tektonischen Glieder einer einheitlichen Erscheinung angehören.

Daß die Breite der Michalkowitzer Störungszone gegen die Tiefe zunimmt, ist eine Folge des ihr zugrunde liegenden antiklinalen Aufbaues. Namentlich an dem steileren Ostflügel fällt der Störungsbereich steiler ein als die Schichten. Infolgedessen schließen die tieferen Horizonte hier neue Flöze in ruhiger Lagerung auf. Die Störungszone verbreitert sich aber auch von Nord nach Süd ganz ansehnlich, wie der Vergleich der Grubenaufschlüsse ergibt[1]) und wie auch durch Vergleich von Fig. 3 und Fig. 4 auf Taf. XXXI zu ersehen ist. Trotz dieser Verbreiterung scheint aber die Störungszone gegen Süd auch immer mehr von den Michalkowitzer Flözen abzurücken.

Der Michael-Schacht durchfuhr in dem östlich einfallenden Teile der Störungszone eine Anzahl von Kohlenschmitzen, dann traf er das Dreibank-(Eleonoren)-Flöz an. Die Salm-Schächte trafen zwischen der Störungszone und dem Eleonoren-Flöz noch die im Diagramm auf Taf. XXX dargestellte Schichtenfolge an, die ebenfalls eine Anzahl von Schmitzen enthält. Es ist sehr wohl möglich, daß es eben diese vom Eleonoren- bis zum Robert-Flöz reichende Partie ist, welche am Michael-Schacht noch im Bereiche der Störungen angetroffen wurde. Die Hauptquerschläge der Salm-Schächte fanden in der gestörten Partie sehr bald unter (westlich) dem Robert-Flöz eine breite, flözleere Region in steiler Lage an. Bezüglich dieser ist die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß hier eine mächtigere, das Robert-Flöz oder sein Liegendes normal unterteufende flözleere Region vorliegen könnte. Für diesen Fall wäre es naheliegend, an das Mittel zu denken, das zwischen dem Adolf-Flöz und den Heinrich-Schächter-Flözen liegt, so daß der Repräsentant des Adolf-Flözes vielleicht doch erst in der Nähe des Robert-Flözes zu suchen wäre, während nach den obigen Auseinandersetzungen (pag. 803) das Eleonore-Flöz Ähnlichkeit mit dem Adolf-Flöz aufweist.

Auf jeden Fall ist beachtenswert, daß die Michalkowitzer Störung nach Süd breiter wird, daß die Peterswalder Mulde sich gegen Süd verbreitert und daß dieselbe Tendenz auch am Beginne der Orlauer

[1]) Es wäre denkbar, daß damit zugleich die Intensität der Schichtenstörung innerhalb der Zone abnimmt. Es ist aber sehr schwer, diese vergleichend zu beurteilen.

Störung (der Grenze zwischen der Sofien-Schächter Überkippung und der Peterswalder Mulde) zum Ausdruck kommt. Dies spricht in der Tat dafür, daß zwischen den drei tektonischen Erscheinungen ein innerer Zusammenhang besteht und daß der Zusammenschub der Schichten von N gegen S abnimmt.

Die Natur der Orlauer Störung.

Nach allem Vorhergehenden ist es nunmehr sehr leicht, sich ein zutreffendes Bild von der Orlauer Strörung zu machen. Wir müssen uns nur erinnern, daß man mit der Orlauer Strörung die Region bezeichnen wollte, in der die ruhig gelagerten Karwiner Flöze gegen die entgegengesetzt einfallenden Ostrauer Schichten der Peterswalder Mulde grenzen. Da nun die Flöze der Sofien-Zeche nicht mehr wie früher angenommen wurde, zur Peterswalder Mulde gehören, sondern nur infolge der Überkippung gegen dieselbe einfallen, liegt der wichtigste Teil der Orlauer Störung nicht genau dort, wo man ihn bisher suchte, das ist in Orlau, sondern westlicher, in Poremba.

Die Orlauer Störung beginnt also mit jener Störungszone, bezw. jener Region wahrscheinlich sattelförmiger Lagerung, welche die normal lagernde Peterswalder Mulde gegen die überkippten Flöze der Sofien-Zeche abgrenzt. Die ganze, etwa 1100 *m* breite, durch die Sofien-Zeche und den Porembaer Querschlag des Neuschachtes aufgeschlossene Region mit überkippter Schichtenstellung liegt natürlich inmitten der Orlauer Störung. Die Region ist gestört, wie ja ihre überkippte Lagerung beweist. Würde jemand unter einer Störungszone nur den Bereich einer Unsumme von Verwerfungen und Verquetschungen verstehen wollen, dann würde er diesen Teil der Orlauer Störung nicht als solchen bezeichnen, denn die Lagerung ist recht gleichmäßig. Die Zerstückelung beginnt erst dort, wo die überkippten Karwiner Flöze in die normale Lage übergehen. Hier sind Verwerfungen in solcher Menge angetroffen worden, daß es noch nicht möglich ist, den Schichtenbau klar zu überblicken. Erst wenn mehrere Querschläge übereinander die Region durchfahren haben werden, wird man die Lagerungsverhältnisse, die Zerstückelungen und Verdrückungen in diesem östlichsten Abschnitte der Orlauer Störung richtig beurteilen können. Mühsam-Schacht wurde der Schacht genannt, der zuerst in diese Region kam. Der Name bedeutet genug. Sein Profil ist in Fig. 2 reproduziert. Es zeigt uns, daß auch noch die allerjüngsten Flöze von Karwin von der Störung mit betroffen wurden. Beachtenswert aber ist, daß alle Verwerfungen, an denen die Richtung des Absinkens festzustellen war, ein östliches Absinken zeigen.

Mit leichten Wellungen liegen östlich der Orlauer Störung die Schatzlarer Schichten. Nur unmittelbar an die Störung anschließend bilden sie im Felde des Neu-Schachtes und Haupt-Schachtes eine etwas tiefere Mulde.

Überblicken wir diese ganze Region, welche die Orlauer Störung zusammensetzt, so erkennen wir, daß hier eine gewaltige, leicht über-

kippte Flexur vorliegt, an der das Karwin-Dombrauer Revier von dem leicht gefalteten Ostrau-Peterswalder Revier abgesunken ist. Das Ausmaß dieser Senkung vermag ich noch nicht anzugeben. Immerhin ist es mir heute schon sicher, daß es, auf das Muldentiefste im Eugen-Schacht bezogen, den Betrag von 1200 *m* übersteigt. Da die Karwiner Flöze stärker gegen N geneigt sind als die Achse der Peterswalder Mulde gegen Süd einfällt, muß der Betrag der Senkung an der Orlauer Flexur nach Süden zunächst abnehmen.

Vergleich der Flözfolge im Ostrauer und Rybniker Revier.

Es ist sehr naheliegend, auf Grund der hier gewonnenen Erfahrungen über die Schichtenfolge in den Ostrauer Schichten einen Vergleich mit Oberschlesien anzustellen. Die Frage der Schichtenidentifizierung im Ostrauer und oberschlesischen Kohlenrevier hat bereits ihre eigene Literatur. Sie ist von Gäbler, dessen markscheiderischen Studien in Oberschlesien von unvergänglichem Werte sind, wiederholt erörtert und gegen mancherlei Einwürfe verteidigt worden[1]). Zuletzt hat Gäbler seine Identifizierungen Ostrauer und oberschlesischer Flöze in dem schon mehrfach zitierten Buche besprochen[2]). Wenn sich nun auch die Vermutungen, die Gäbler über die Parallelisierung der betreffenden Flöze aussprach, nicht direkt bestätigen ließen, so verdient doch das Geschick, mit dem diese Kombinationen durchgeführt wurden, unsere Bewunderung, denn obwohl es Gäbler an der verläßlichen, heute vorliegenden Basis mangelte, hat er doch nicht weit gefehlt.

Die enormen Unterschiede, welche die Ostrauer Schichten im Nordosten von Oberschlesien und in Galizien von denen im Westen in bezug auf Flözreichtum wie an Mächtigkeit des ganzen Komplexes zeigen, machen es wenig aussichtsvoll, daß hier ein Vergleich jetzt schon zu einem konkreten Resultat führt. Immer haben sich die Identifizierungen mit dem Rybniker Revier beschäftigt. Im Zentrum der Rybniker Mulde treten mächtige Flöze auf, die heute wohl unwidersprochen als Sattelflöze betrachtet werden. Diese Sattelflöze geben uns den wichtigen Leithorizont, von dem wir bei Vergleich beider Schichtfolgen ausgehen können.

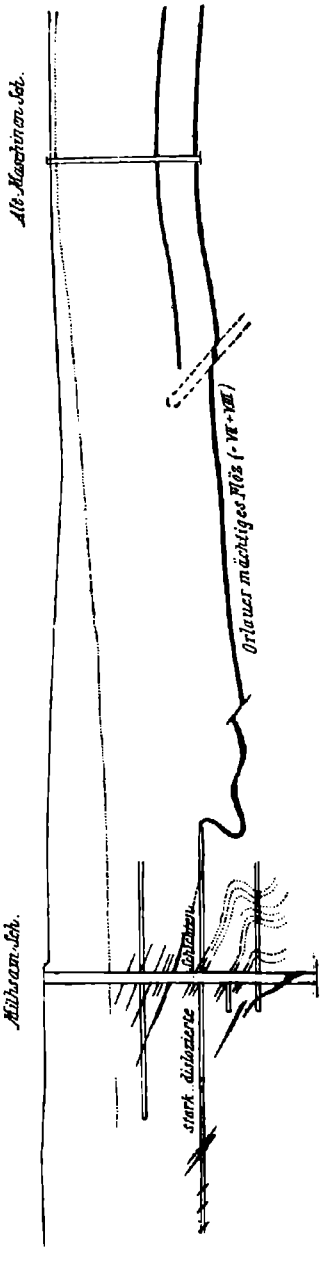
Die beigegebenen Diagramme (Fig. 3) veranschaulichen diese Schichtfolgen in vereinfachtem Bilde und unter Hinweglassung aller Kohlenschmitze[3]). Ich war so glücklich, unter der freundlichen Führung des Herrn Direktors Radik und des Herrn Direktors Dannen-

[1]) Über Schichtenverjüngung im oberschlesischen Steinkohlengebirge Kattowitz 1892. Zur Frage der Schichtenidentifizierung im oberschles. u. Mähr.-Ostrauer Kohlenrevier. I, II u. III. Kattowitz 1891—1895.

[2]) Pag. 195 u. f.

[3]) Das Diagramm der Ostrauer Mulde ist kombiniert aus demjenigen der Sofien-Zeche, des Albrecht-Schachtes, Dreifaltigkeit- u. Karolinen-Schachtes.

Fig. 2.



Profil durch den Mühsam-Schacht.

(Ostende der Orlauer Störungszone im Bereiche der jüngsten Karwiner Flöze.)

berg die entscheidenden Partien dieser Schichtfolgen in der Grube sehen zu können. Das Material für die Diagramme wurde mir von den Verwaltungen der neue konsolidierte Charlotte-Grube und der Rybniker Steinkohlengewerkschaft in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt. Über diese Schichtfolgen besteht nach den mir gemachten Mitteilungen in dem hier dargestellten Umfange keinerlei Zweifel. In der Mächtigkeit mancher Gesteinsmittel wie auch in ihrer Ausbildungsweise finden sich zwischen dem Osten und dem Westen der Rybniker Mulde mitunter nicht unbeträchtliche Unterschiede, die von Gäbler betont werden.

Wenn wir in der Rybniker Mulde in einem entsprechenden Abstande unter den Sattelflözen nach den bewährten Leithorizonten des Ostrauer Revieres Umschau halten, so ist es nicht schwer, diese wiederzufinden. Auch hier fällt uns eine mächtige Sandsteinzone mit einer Konglomeratlage auf. Das Konglomerat gleicht ganz jenem des Ostrauer Reviers. Darunter liegt hier wie dort eine mächtige flözleere Zone die nur aus Schieferton besteht und hierunter, mit einem mächtigen Flöz beginnend, eine flöz- und kohlenreiche Serie. In den flözleeren Schiefern der Emma-Grube ist die marine Fauna des Barbara-Horizontes vorhanden. Herr Direktor Dannenberg hat sie aufgefunden und zeigte mir verschiedene Belegstücke daraus. Aber auch oberhalb des Konglomerates, in der Gegend, in der wir das Koksflöz zu suchen hätten, konnte Herr Direktor Dannenberg marine Fauna finden. Sie liegt oberhalb eines Schmitzes in 25 *m* querschlägiger Entfernung unter Flöz IV der Emma- und Römer-Grube. Wir dürfen also hier das Koksflöz suchen, während Flöz V ungefähr in die Region von Mai-Flöz (X-Flöz) gehört. Das Flöz VI ist mit dem Mächtigen oder Johann-Flöz von Ostrau zu identifizieren. Leider ist die Schichtfolge weiter ins Liegende nicht bekannt, da die betreffenden Aufschlüsse auf Störungen geraten sind. Wenn der Vergleich richtig ist, müßten erst noch einige Flöze, dann aber die 200 *m* mächtige, flözleere Partie zwischen Adolf und Enna-Flöz folgen.

Nach den Aufschlüssen der Emma-Grube urteilend, würde man vielleicht dem Konglomerat geringere Bedeutung beilegen wollen, da es nur im zweiten, nicht aber im ersten Hozizonte angetroffen wurde. Es ist aber in derselben Position auch auf Charlotte-Grube bereits konstatiert worden, so daß kein Zweifel ist, daß wir hier tatsächlich den wichtigen Leithorizont des Ostrauer Reviers vor uns haben. Übrigens ist auch im Rybniker Revier ebensowenig wie im Ostrauer Revier in den Ostrauer Schichten ein anderer Konglomerathorizont bisher angetroffen worden.

Auffallend ist, daß der in Verbindung mit diesem Konglomerat auftretende Sandstein, wie überhaupt viele Sandsteine des Rybniker Reviers (wie zwischen Minna = III und Agnesglück = IV) reichlich roten Feldspat führen. Besonders reichlich ist dieser Feldspat im Sandstein des Hangenden vom Leo-Flöz, was auch Stur[1]) schon hervorgehoben hat. Ich halte dies für fazielle Eigentümlichkeiten, wenngleich auch im Ostrauer Revier der Feldspat in manchen Sandsteinen der oberen

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 235.

Birtultauer Schichten nicht ganz fehlt. So findet sich etwas rötlicher Feldspat im Hangendsandstein vom Nathan-Flöz sowie im Bindemittel des Konglomerats über dem X-, beziehungsweise Mai-Flöz. Aus den dieses Niveau aufschließenden Steinbrüchen war der reichliche Gehalt an rotem Feldspat schon Stur bekannt. Auf keinen Fall handelt es sich aber hier um einen tuffartigen Sandstein, wie dieser Autor

Fig. 3.

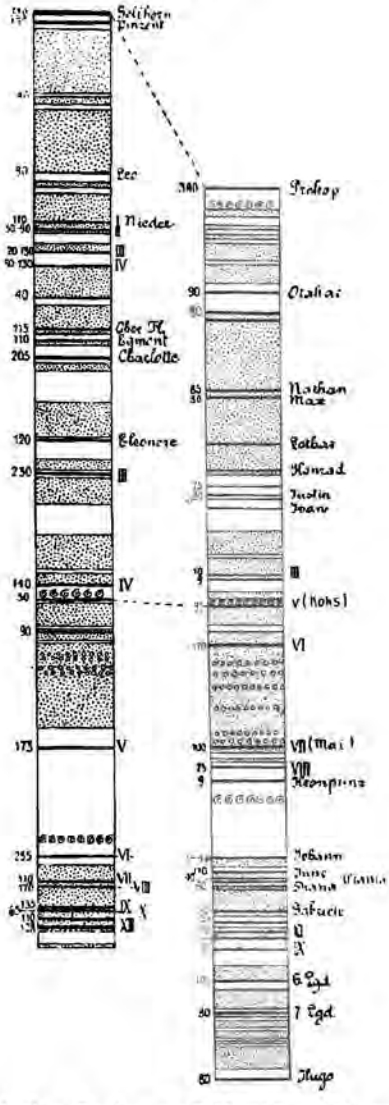


Bild links: Rybniker Revier. — Bild rechts Ostrauer Revier.
Maßstab 1 : 10.000.

meinte, sondern um einen gewöhnlichen, feldspatführenden Karbonsandstein. Die Provenienz dieses Feldspates wird in dasselbe, zur Zeit noch unbekannte Territorium zu verlegen sein, das die Gerölle des roten Flasergneis im Eugen-Flöz geliefert hat. Häufiger haben die entsprechenden Sandsteine des Ostrauer Reviers einen kleinen Kaolingehalt aufzuweisen.

Eine Identifizierung von Flöz zu Flöz erscheint mir bei der großen Entfernung zwischen dem Rybniker und Ostrauer Revier sehr gewagt zu sein. Die hier betonten Leithorizonte sind aber hinreichend, um die einzelnen Gruppen zu parallelisieren. Nicht unerwähnt will ich lassen, daß auf Grund des Vorkommens von *Calamites Ostraviensis* schon Stur die Rybniker Flöze zu den oberen Ostrauer Schichten gestellt hat. Gäbler bezeichnet diese oberen Ostrauer Schichten als Birtultauer Schichten, welche Bezeichnung wir füglich auch im Ostrauer Revier anwenden dürfen. Unsere Diagramme auf Taf. XXX geben demnach ein vollständiges Bild der Bistultauer Schichten, die von den Sattelflözen bis zum Enna-Flöz reichen. Sie werden durch das Johann-Flöz in zwei Unterabteilungen zerlegt, deren jüngere den wesentlichsten Anteil an der Peterswalder Mulde nimmt, deren ältere aber wirtschaftlich von größerer Bedeutung ist.

Rückblick.

Wenn wir unter Beiseitelassung von allem Detail, wie es die einzelnen Flözidentifizierungen sind, das Vorhergehende überblicken, so kommen wir zur Erkenntnis, daß in der Peterswalder Mulde die jüngsten Schichten der Ostrauer Mulde von noch jüngeren, ebenfalls zu den Ostrauer Schichten gehörigen Flözen überlagert werden. Eine Störungszone (Michalkowitzer Störung) von antiklinalem Bau trennt die Peterswalder Mulde von der Ostrauer. Sie ist gegen die Ostrauer Mulde abgesunken.

Mit einer gewaltigen, steil überkippten Flexur (der Orlauer Störung) sinken von der Peterswalder Mulde die Schatzlarer Schichten mit den Flözen von Karwin ab. In der Flexur stehen nicht nur die allerjüngsten Ostrauer Schichten, sondern auch, konkordant darauf folgend die Sattelflözschichten an. Selbst die Karwiner Flöze zeigen noch die Überkippung.

Das Alter dieser beiden Störungen steht nur innerhalb sehr weiter Grenzen fest. Sie sind jünger als die Schatzlarer Schichten und älter als der miocäne Tegel, der ungestört beide Regionen überlagert. Nur die miocänen oder vormiocänen Talauswaschungen greifen an den Störungszonen beiderseits etwas weiter in den Ostrau-Karwiner Karbonrücken ein, eine Folge der Lockerung des Gebirges.

Naturgemäß lenken die bei Orlau festgestellten Lagerungsverhältnisse die Aufmerksamkeit auf diejenigen, welche am Rande

des Kulms bei Hultschin herrschen. Meine diesbezüglichen Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, weshalb einige Andeutungen genügen müssen. Die von Geisenheimer[1]) reproduzierten Profile zeigen, daß die Schichten im rückwärtigen Teile des Reiche-Flöz-Erbstollens überkippt sind. Überkippte und saiger stehende Kulmschichten trifft man auch in den Gräben westlich Bobrownik. Erst am Weinberge südlich Hultschin ist flachere Lagerung vorhanden. Sie führt hinüber zu der weiten, flachen Kulmmulde, deren Schichtköpfe an dem Gebirgsrande zwischen Dielhau und Königsberg anstehen. Sie fallen nach Nordwest. Milde Schiefer, die zum Teil in charakteristischer, rascher, dünnschichtiger und vielfacher Wechsellagerung mit Grauwacken stehen, bilden diese Mulde. Man muß weit nach Nordwest wandern, bis ein generelles Südostfallen der Schichten sich einstellt und tiefere, aus Sandsteinen und schließlich aus dem kleinstückigen Quarzkonglomerat (Erbsenstein) bestehende Kulmschichten zum Vorschein kommen. Dies sind Lagerungsverhältnisse, die in der Tat an das Gebiet von Peterswald und Orlau erinnern, an eine weite randliche Kulmmulde, von der mit überkippter, steiler Flexur das flözführende Karbon abgesunken ist. Allerdings scheinen hier lokal, wie bei Schönbrunn, auch Verwerfungen eine gewisse Rolle zu spielen. Im Kulmgebiet selbst kann man hie und da im kleinen, aber wohl auch im großen ähnliche Lagerungsverhältnisse wahrnehmen, nämlich Mulden mit anschließenden, gegen Ost überkippten Flexuren. Freilich bedarf es für diese Fragen noch vieler detaillierter Untersuchungen. Es wäre aber nicht ohne Interesse, wenn es sich bewahrheiten sollte, daß eine gleichartige, nur an Intensität gegen Ost abnehmende Tektonik den Kulm und das produktive Karbon beherrscht.

Wien, November 1910.

Erklärung zu Tafel XXXI.

Die Profile 1—4 sind im Maßstabe 1 10.000 gehalten.

Fig. 1. Schnitt über den nördlichen Teil der Peterswalder Mulde und die mächtigen Querschläge der Sofien-Zeche zu Poremba. Der Porembaer Querschlag des Neuschachtes liegt etwas südlich der Schnittebene und ist in dieselbe überragen. Ebenso ist der tiefste Horizont der Sofien-Zeche eine Projektion aus den Querschlägen, die vom Förderschacht der Sofien-Zeche ausgehen.

Fig. 2. Schnitt über den südlichen Teil der Peterswalder Mulde im Felde des Albrecht-Schachtes.

Fig. 3. Schnitt durch die Michalkowitzer Störung auf den Gruben der Kaiser Ferdinands-Nordbahn in Michalkowitz.

Fig. 4. Schnitt durch die Michalkowitzer Störung längs der Hauptquerschläge der Salmschen Gruben. Dieser Schnitt kann mit Fig. 2 kombiniert werden. Die

[1]) Das Steinkohlengebirge an der Grenze von Oberschlesien und Mähren. Zeitschr. des Oberschles. Berg- u. Hüttenmänn. Vereins. 1906, pag. 297.

drei Querschläge liegen nicht genau in einer Ebene. Rechts (östlich) der Störungszone der Beginn der Peterswalder Mulde, links (westlich) die Ostrauer Mulde. Innerhalb der Ostrauer Mulde ist die Profillinie im Felde des Michaeli-Schachtes gebrochen. Sie schneidet infolgedessen zweimal die Michaelischächter Verwerfung.

Fig. 5. Situation der wichtigsten in dieser Arbeit erwähnten Leitflöze und der Profile. Das Reduktionsniveau der Flöze ist zirka 40 *m* ü. M. Maßstab 1 : 75.000. Die Flöze sind aus der vom Berg- und Hüttenmännischen Verein zu Mährisch-Ostrau herausgegebenen Übersichtskarte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers herausgezeichnet und die Aufschlüsse an einigen Stellen dem heutigen Stande entsprechend ergänzt worden.

Fig. 6. Generalprofil zur Veranschaulichung der Tektonik des Karbons.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Diagramme aus der Sattelflözregion

Soffienzeche

Albrecht Schacht Peterswald

Eugen-Schacht Peterswald

Bohrung Karwin

Bohrung Nieder Suchau

Bohrung Ober-Suchau

Flöze der Bohrung Oetkowitz (n. Gäbler)

Carnall Gotthelf n Zaborze-Schacht (n. Gäbler)

Hermenegilde-Sch (Zarubek)

Dreifaltigkeit-Schacht

Feld des Ludwig-Schachtes (v. Fürst Salm'sche Bergbaue)

Karoline- und Salomon-Schacht

Michalkowitz K. F. Nordbahn

Schacht II. (Salm)

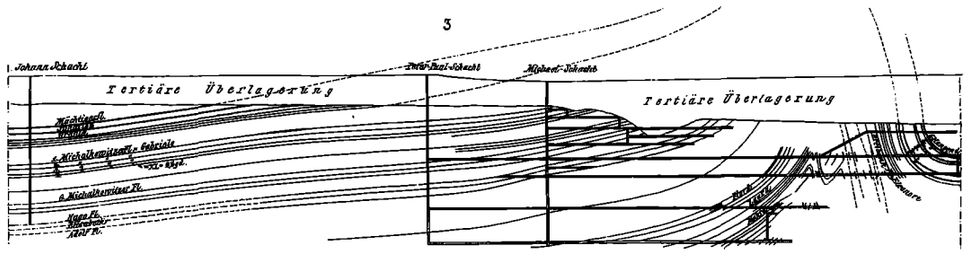
Jakob-Schacht (Zarubek)

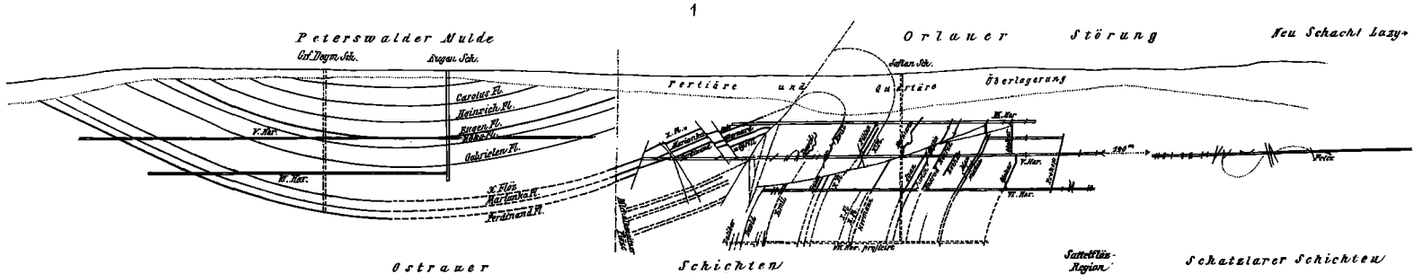
Diagramme der oberen Ostrauer Schichten

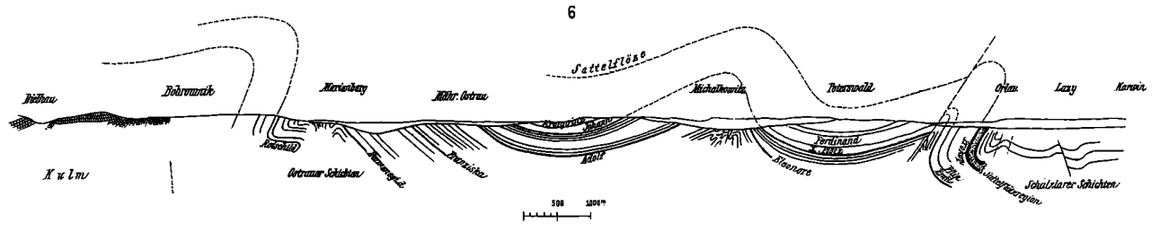
Legende:
Maßstab 1 : 1000

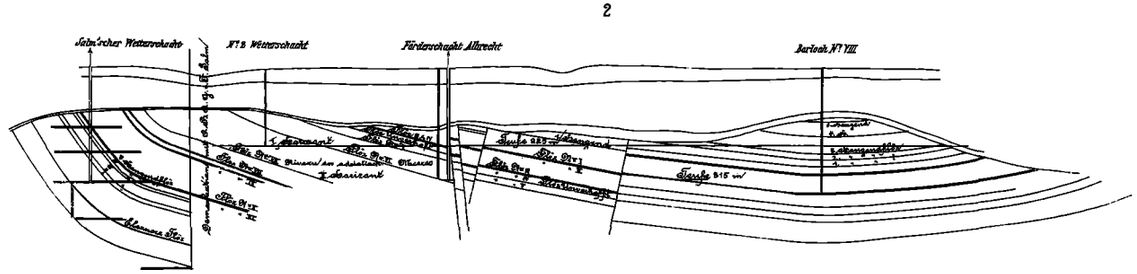
- Schieferton
- sandiger Schieferton
- Sandstein
- Arkose
- Konglomerat
- Konglomerat Arkose
- Kohlenschmitz
- Tonsandstein
- Marine Fauna
- Flora
- aufrechte Stämme

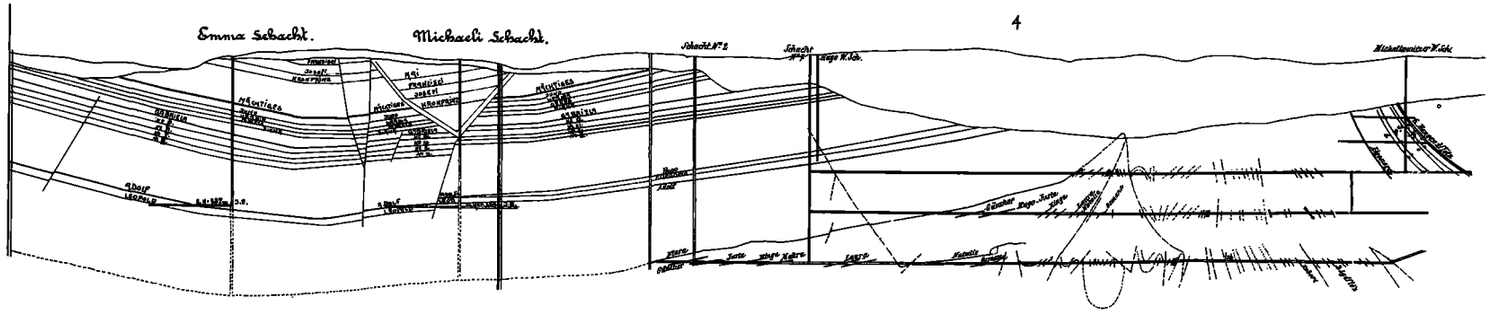
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

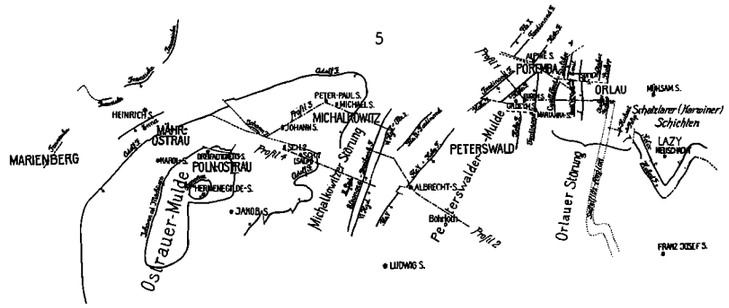












Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LX, 1910
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.