

J A H R B U C H  
DER  
KAISERLICH-KÖNIGLICHEN  
GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LVIII. BAND 1908.

Mit 29 Tafeln.



---

Wien, 1909.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

---

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

I. Gralen 31.

~~~~~  
**Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.**  
~~~~~

# Inhalt.

	Seite
Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt (Ende März 1909)	V

## Heft 1.

Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Eine petrographisch-geologische Untersuchung. Von P. Steph. Richarz, S. V. D. Mit 8 Zinkotypen im Text	1
Über <i>Sclerocephalus</i> aus der Gaskohle von Nürschan und das Alter dieser Ablagerungen. Von F. Broili. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. I)	49
Über die Fortexistenz von Doppelsalzen, im besonderen von Karnallit und Schönit in wässriger Lösung. Von R. Kremann	71
Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. Von W. Hammer. Mit zwei Kartenskizzen (Tafel Nr. II—III) und 41 Zinkotypen im Text	79

## Heft 2.

Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. Von Wilhelm Freudenberg	197
Die Kreidebildungen der Kainach. Von Dr. Walter Schmidt. Mit drei Tafeln (Nr. IV [I]—VI [III]) und 8 geologischen Durchschnitten im Text	223
Die Gaurwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. Von Conrad von John und Franz E. Suess. Mit einer Tafel (Nr. VII) und einer Zinkotypie im Text	247
Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen. Von Franz Töula. Mit drei Tafeln (Nr. VIII [I]—X [III]) und vier Zinkotypen im Text	267
( Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. Von O. Ampferer. Mit 11 Zinkotypen im Text	281
Über das Auftreten gespannten Wassers von höherer Temperatur innerhalb der Schichten der oberen Kreideformation in Nordböhmen. Von J. E. Hibschi	305
Über eine Eocänfauna von Ostosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina. Von Paul Oppenheim. Mit fünf Lichtdrucktafeln (Nr. XI [I]—XV [V])	311
Zur Geologie des österreichischen Velebit. (Nebst paläontologischem Anhang.) Von Dr. R. J. Schubert. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XVI) und fünf Zinkotypen im Text	345

## Heft 3.

	Seite
Die Barytvorkommnisse von Mte. Calisio bei Trient und Darzo in Judikarien und die Genesis des Schwerspates. Von Dr. Giov. Battista Trener. Mit 4 Profilen und 11 Diagrammen im Text . . . . .	387
Das Tertiärbecken von Budweis. Von Dr. Heinrich Reininger. Mit einer Tafel (Nr. XVII) und 8 Zinkotypien im Text . . . . .	469
Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg. Von Bergingenieur Franz Kretschmer in Sternberg. Mit einer Profiltafel (Nr. XVIII)	527

## Heft 4.

Die fossilen Cephalopodengebisse. Von Dr. Alfred Till. Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. XIX [I] und XX [II]) und vier Zinkotypien im Text . . . . .	573
Die Oberflächen- und Verwitterungsformen im Kreidegebiet von Adersbach und Wekelsdorf. Von W. Petrascheck. Mit zwei Tafeln (Nr. XXI und XXII) und drei Zinkotypien im Text . . . . .	609
Zwei neue miocäne Pleurotomarien. Von V. Hilber. Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. XXIII [I] und XXIV [II]).	621
Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. Von O. Ampferer. Mit neun Zinkotypien im Text . . . . .	627
Über die Löslichkeit von Aluminiumhydroxyd in Aluminiumsulfatlösungen und zur künstlichen Darstellung von Alumian. Von R. Kremann und K. Hüttinger. Mit fünf Zinkotypien im Text . . . . .	637
Beiträge zur Kenntnis isomorpher Mischungen. (Untersuchungen an den Systemen Chlornitrobenzol <i>o</i> , <i>m</i> , <i>p</i> — Bromnitrobenzol <i>o</i> , <i>m</i> , <i>p</i> .) Von R. Kremann Mit zwei Zinkotypien im Text . . . . .	659
Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal. Von Franz Toula. Mit vier Tafeln (Nr. XXV [I]—XXVIII [IV]) und 15 Textillustrationen .	673
Zur Kenntnis obermiocäner Rhinocerotiden. Von Franz Bach. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XXIX)	761

## Verzeichnis der Tafeln.

Tafel		Seite
I	zu: F. Broili: Über <i>Sclerocephalus</i> aus der Gaskohle von Nürschan etc.	49
II—III	zu: W. Hammer: Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm	79
IV—VI	zu: W. Schmidt: Die Kreidebildungen der Kainach	323
VII	zu: C. v. John und F. E. Suess: Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse	247
VIII—X	zu: Franz Toula: Ein Mammutfund in Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen	267
XI—XV	zu: P. Oppenheim: Über eine Eocänfauna von Ostbosnien	311
XVI	zu: R. J. Schubert: Zur Geologie des österr. Velebit	345
XVII	zu: H. Reininger: Das Tertiärbecken von Budweis	469
XVIII	zu: F. Kretschmer: Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg	527
XIX—XX	zu: A. Till: Die fossilen Cephalopodengebisse	573
XXI—XXII	zu: W. Petrascheck: Die Oberflächen- und Verwitterungsformen im Kreidegebiet von Adersbach und Wekelsdorf	609
XXIII—XXIV	zu: V. Hilber: Zwei neue miocäne Pleurotomarien	621
XXV—XXVIII	zu: F. Toula: Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal	673
XXIX	zu: F. Bach: Zur Kenntnis obermiocäner Rhinocerotiden	759

# 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 königl. 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 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 Geological Society of London, der Geographischen Gesellschaft in Leipzig, der Gesellschaft Antonio Alzate in Mexiko etc., III. Hauptstraße Nr. 6.

## Vizedirektor:

Vacek Michael, III. Erdbergerlande 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.

## VI

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. Valerie-  
straße 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., Privatdozent an der k. k. Universität  
und an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, III. Metternich-  
gasse Nr. 5.

Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII. Klostergasse Nr. 37.

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII. Friedhofstraße 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. Ilörucsgasse Nr. 24.

### **Praktikanten:**

Beck Heinrich, Phil. Dr., VII. Hofstallstraße Nr. 5.

Vetters Hermann, Phil. Dr., 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.

**Für die Kanzlei:**

Girardi Ernst, k. k. Oberrechnungsrat, III. Marxergasse Nr. 23.

**In zeitlicher Verwendung:**

Girardi Margarete, III. Marxergasse Nr. 23.

**Diener:**

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

Amtsdiener: Palme Franz, Ulbing Johann, III. Rasumofskygasse Nr. 23.

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

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

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

# Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge.

Eine petrographisch-geologische Untersuchung.

Von P. Steph. Richarz, S. V. D.

Mit 8 Zinkotypien im Text.

## Einleitung.

Die ersten Arbeiten im kristallinen Teil der Kleinen Karpathen gehen bis in den Anfang der fünfziger Jahre zurück. 1851 beschrieb Kenngott<sup>1)</sup> den Granit von Preßburg, 1852 Cžížek<sup>2)</sup> die geologischen Verhältnisse der Hainburger Berge. Dann folgten die bekannten Arbeiten Kornhubers<sup>3)</sup> und die eingehenden Untersuchungen v. Andrians<sup>4)</sup>. Im Jahre 1896 lieferte Kornhuber<sup>5)</sup> eine Beschreibung des Thebener Kobels und dann endlich erschien 1904 die Monographie von Beck u. Vettters<sup>6)</sup>, in deren erstem Teil, pag. 1—49, Dr. Beck den südlichen Teil der Kleinen Karpathen behandelt. Die übrigen Arbeiten über die Kleinen Karpathen (ausführlich angegeben in letzterwähnter Arbeit pag. 3—5) sind für den kristallinen Teil belanglos, sei es, daß sie ihn überhaupt nicht behandeln, sei es, daß sie nur wiederholen, was andere gesagt haben.

Von den erwähnten Untersuchungen zeichnen sich die v. Andrians vor allen übrigen dadurch aus, daß sie das ganze Gebiet umfassen und eine recht gründliche Beschreibung sämtlicher Gesteinsvorkommnisse geben. Kornhubers Arbeiten sind naturgemäß mehr auf die Umgebung von Preßburg beschränkt, lassen aber hier, was gründliche Durcharbeitung anbetrifft, nichts zu wünschens übrig. Beck betrachtet in seiner Monographie „das kristalline Zentralmassiv als außerhalb seines Beobachtungsgebietes gelegen“ (l. c. pag. 6) und verweist auf die Untersuchungen v. Andrians und Kornhubers,

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., II. Bd., 3. Heft, pag. 42.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., II. Bd., 4. Heft, pag. 35 ff.

<sup>3)</sup> Verhandl. d. Ver. f. Naturkunde in Preßburg, Bd. I, II, IV, V.

<sup>4)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 325 ff.

<sup>5)</sup> Verhandl. d. Ver. f. Natur- u. Heilkunde in Preßburg, Bd. XIX.

<sup>6)</sup> Zur Geol. d. Kleinen Karpathen: Beitr. zur Geol. u. Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XVI, pag. 1—106.

während seine eigenen Ausführungen sehr kurz sind. Was also bis jetzt fehlte, das war eine Untersuchung des kristallinen Teiles der Kleinen Karpathen mit Hilfe der neuesten petrographischen Methoden. Dieser Mangel machte sich empfindlich fühlbar, denn das Gesamtbild der Kleinen Karpathen war so immer ein unvollständiges, wenn auch einzelne Teile gut untersucht waren. Zudem kann auch erst eine gründliche petrographisch-geologische Untersuchung die Geologie der Kleinen Karpathen auf sichere Basis stellen.

Das war der Grund, warum der kristallinische Teil der Kleinen Karpathen einem erneuten Studium unterzogen wurde. Die alten Arbeiten von Kornhuber und v. Andrian dienten dabei als Grundlage und ihre wertvollen Beobachtungen sollen deshalb in die folgenden Ausführungen eingeflochten werden. Natürlich bleibt es nicht aus, daß vieles ergänzt, vieles auch berichtigt werden muß, weil ja die betreffenden Geologen sich zumeist auf makroskopische Studien beschränken mußten. Einstweilen soll die Untersuchung nur auf die südlichen Partien der Kleinen Karpathen und auf die Hainburger Berge sich erstrecken, weil dieses Gebiet für den Anschluß an die Alpen am wichtigsten ist und weil der nördliche Teil kaum wesentlich anders gebaut sein dürfte.

Ein Blick auf die geologische Karte<sup>1)</sup> zeigt, daß die Hauptmasse der südlichen Kleinen Karpathen aus Granit besteht. Nach v. Andrian<sup>2)</sup> stellen sie „ein Granitmassiv dar, dessen beide Ränder von schiefrigen Bildungen eingefaßt sind, in dessen Innern jedoch ebenfalls viele kleine schiefrige Partien stecken.“ Im Osten bricht der Granit in die ungarische Tiefebene ab, im Westen ist die Schieferhülle noch erhalten und erst die liassischen Gesteine bilden den Steilabbruch des Wiener Beckens. Betrachten wir zuerst den Granit in seiner mannigfachen Ausbildung, dann den Granitgneis — die „schiefrigen Bildungen“ —, an dritter Stelle die sauren und basischen Spaltungsprodukte des Granites und endlich die Schieferhülle im Westen.

## I. Der Granit.

Der gewöhnliche Granit der Kleinen Karpathen ist ein fein- bis mittelkörniges Gestein mit makroskopisch erkennbarem weißem Feldspat, graulichem Quarz, Biotit und Muskovit. Biotit herrscht vor, Muskovit findet sich meist nur in vereinzelt Blättchen, doch noch so häufig, daß man das Gestein zu den Zweiglimmergraniten rechnen kann. Die Struktur ist absolut richtungslos körnig, alle Bestandteile meist gleichmäßig entwickelt. Selten ist Andeutung einer porphyrischen Ausbildung (so am Westrande des Massivs bei Theben), eine ausgesprochen

<sup>1)</sup> Beck u. Veters, l. c. Der größeren Übersichtlichkeit wegen wurde eine geologische Kartenskizze beigegeben, welche mit Ausnahme einiger geringfügiger Änderungen eine Reproduktion der erwähnten Karte darstellt, aber nur jene Orte enthält, welche für die folgende Beschreibung von Wichtigkeit sind.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 332.



porphyrische Struktur konnte nie beobachtet werden, Deutlicher ausgebildet scheinen porphyrische Granite und Granitgneise in den Moderner Bergen zu sein<sup>1)</sup>; doch gehören diese zum nördlichen Teil der Kleinen Karpathen. Kornhuber beschreibt im Jahre 1896 den Granit bei Theben und erwähnt, daß „der Quarz nicht selten in ausgebildeten Kristallen auftritt, welche auf den Bruchflächen des Gesteins den sechsseitigen Durchschnitt des Prismas und hier und da auch Flächen und Kanten der Endpyramide erkennen lassen“<sup>2)</sup>. Mikroskopisch ist das sehr gut zu konstatieren, doch habe ich es makroskopisch nie gesehen.

Ganz frisch ist der Granit bei Wolfstal am rechten Donauufer. In den Steinbrüchen bei Preßburg und Theben, also am linken Flußufer, ist das Gestein hingegen stark zertrümmert. Es ist gar nicht möglich, eine glatte Oberfläche zu schlagen, weil immer wieder einzelne Bestandteile, vor allem der Quarz, zerfallen. Und das nicht nur in der Nähe der Oberfläche; soweit überhaupt die Aufschlüsse reichen, bis tief ins Gebirge hinein, läßt sich die Zertrümmerung in demselben Maße nachweisen. Damit weicht dann auch die weiße Farbe einer gelbbraunen, die offenbar herrührt von Limonit, welcher auf den Rissen das Gestein ganz durchdringt. Sehr bezeichnend für diese Beschaffenheit des Granits ist, daß man in Preßburg als Straßenpflaster Granite aus Oberösterreich verwendet, obschon in der Nähe der Stadt große Granitbrüche sich finden. Die Preßburger Granite würden ganz gewiß, wenn man sie als Pflastersteine benützte, in kurzer Zeit ganz zerfallen sein.

Die mikroskopische Beschreibung nimmt am besten ihren Anfang bei der frischen Varietät von Wolfstal. Es ist dieser Granit bei Wolfstal in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen; am frischesten findet er sich zwischen genanntem Orte und Berg, am Ostabhange des „Königswart“. (Auf der Kartenskizze nicht mehr zu sehen.)

Als Kalifeldspat herrscht der Mikroklin vor. Auch wenn keine Zwillingslamellierung zu sehen ist, erkennt man ihn doch an der größeren Auslöschungsschiefe — etwa  $10^{\circ}$  — auf Schlifflin  $\perp c$  und an dem größeren Achsenwinkel, so daß eine Verwechslung mit Orthoklas nicht möglich ist. Den Mikroklin durchziehen zahlreiche feine Plagioklaslamellen; in Schlifflin  $\perp c$  bilden sie mit den Spaltrissen nach  $P$  einen Winkel von  $72-74^{\circ}$ . Sie sind also wohl nach einem steilen hinteren Querdoma (Murchisonitfläche) verwachsen. Das bestätigt auch ein Schliff  $\perp b$ , also beinahe  $\# 001 (P)$ . Hier sieht man die Lamellen in großer Feinheit und Schärfe mit der Bisektrix  $a$  einen Winkel von etwa  $75^{\circ}$  bilden, sie stehen also  $\perp$  auf  $O10 (M)$  (Spaltrisse nach  $M$ , die ja auch orientieren könnten, fehlen zufällig), wie es sein muß, wenn die Verwachsung nach einem Querdoma vor sich geht. Irgendwelche idiomorphe Begrenzung fehlt dem Mikroklin vollständig, selbst dort, wo er an Quarz angrenzt. Von den Ein-

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 336.

<sup>2)</sup> Verhandl. des Vereines für Natur- und Heilkunde in Preßburg. Bd. XIX, pag. 8.

schließen, als welche alle übrigen Mineralien des Granites in idiomorpher Begrenzung vorkommen, verdient wegen seiner allgemeinen Verbreitung besonders der Quarz erwähnt zu werden. Recht gut ausgebildete kleine Längs- oder Querschnitte mit abgerundeten Ecken, so wie man es im Quarzporphyr gewohnt ist, finden sich fast in jedem Mikrokлиндurchschnitt. Das sind wohl auch die Quarzdurchschnitte, welche Kornhuber (siehe pag. 4, Anm. 2) erwähnt, die, gewöhnlich klein, wohl manchmal so groß werden können, daß sie makroskopisch in die Erscheinung treten. Der Kalifeldspat ist meist frisch, doch hat stellenweise, besonders im Kern, eine Trübung begonnen durch Ausscheidung winzig kleiner opaker Körnchen, deren Bestimmung nicht möglich war.

Der Plagioklas, wenn im Mikroklin eingeschlossen idiomorph, zeigt sehr feine Zwillinglamellen und gehört dem Oligoklas an mit etwa 20 Prozent *An*. In Schliften  $\perp a$  zeigt er  $80^\circ$  Auslöschung, in Schliften  $\perp c$   $2-4^\circ$ . Als Lichtbrechung ergibt sich  $\gamma$  nur wenig stärker als  $\omega$  des Quarzes, was allerdings auf einen noch geringeren *An*-Gehalt verweisen würde. Das gilt für die Hauptmasse des Plagioklasses. Die meisten Durchschnitte aber zeigen einen deutlich schwächer lichtbrechenden, optisch anders orientierten schmalen Saum, welcher das ganze Mineral umzieht. Die Grenze der Hauptmasse und des Saumes ist zwar scharf, aber krummlinig und richtet sich nicht, wie bei zonar aufgebauten Plagioklasen nach irgend einer Kristallform, sondern nach den äußeren, oft recht unregelmäßigen Umrissen des Minerals. Die Lichtbrechung des Saumes ist, wie gesagt, immer schwächer, als die der Hauptmasse und auch schwächer als die des Quarzes. Seine Auslöschung zeigt durch das negative Vorzeichen deutlich, daß er der Albitreihe angehört. Die Auslöschung eines Zwillinges von  $14^\circ$  in beiden Individuen weist auf ziemlich reinen Albit hin.

Sehr häufig ist der Plagioklas myrmekitisch mit Quarz verwachsen (Quarz vermiculé), die wurmförmigen Quarzdurchschnitte löschen dann entweder alle zur selben Zeit aus, oder es geben sich doch jedesmal mehrere nebeneinander liegende Stücke durch gleichzeitige Dunkelstellung als zu einem Individuum gehörig zu erkennen. Man muß also auch wohl hier annehmen, was Graber in Graniten aus Südkärnten<sup>1)</sup> beobachtete, daß die Quarzstengel mit „einem größeren Quarzkorn zusammenhängen und mit ihm gleich orientiert sind“ und daß „gewöhnlich zwei oder auch mehrere untereinander nicht orientierte Quarzkörner an der schriftgranitischen (richtig myrmekitischen) Verwachsung mit einem einzigen Plagioklaskristall sich beteiligen“. Beobachtungen, welche diese Ansicht bestätigen würden, konnten allerdings nicht gemacht werden.

In neuerer Zeit hat Petrascheck interessante Beobachtungen über Myrmekit mitgeteilt<sup>2)</sup>, die der Hauptsache nach sich in die vier Sätze zusammenfassen lassen. 1. Der myrmekitisch mit Quarz

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. XLVII, pag. 264.

<sup>2)</sup> Petrascheck, Über Gesteine der Brixener Masse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. LIV, pag. 47 ff.

verwachsene Plagioklas oder Plagioklasrand ist saurer als der quarzfreie Plagioklas. 2. Das Auftreten des Myrmekits ist an Kalifeldspat gebunden. 3. Es scheint ein Zusammenhang zu bestehen zwischen den Albitspindeln des Kalifeldspats und dem Myrmekit. 4. Myrmekitbildung ist völlig unabhängig von der Pressung.

Zum Teil liegen die Verhältnisse in den Karpathen etwas anders. Der Myrmekit findet sich meist in selbständigen Plagioklaskörnern, seltener nur am Rande eines quarzfreien Plagioklases. Immer aber ist der myrmekitische Rand, immer sind die myrmekitischen Plagioklaskörner vollständig identisch mit dem quarzfreien Plagioklas. Bestimmung der Lichtbrechung sowohl wie der Auslöschungsrichtung ergeben denselben Oligoklas mit demselben *An*-Gehalt (Lichtbrechung:  $\omega$  des Quarzes zwischen  $\beta$  und  $\gamma$ ). Ferner ist die myrmekitische Verwachsung mehreremal auch dort zu beobachten, wo der Plagioklas an Quarz angrenzt, doch ist dann immer der myrmekitische Plagioklas irgendwie mit Kalifeldspat in Berührung. Der 3. Satz kann selbstverständlich nicht angewandt werden, weil der Albit im Mikroklin und der myrmekitische Plagioklas durchaus verschieden sind. Der 4. Satz findet aber auch in den Karpathen seine volle Bestätigung, wie sich bald ergeben wird <sup>1)</sup>.

Der myrmekitische Oligoklas ist stets frisch und wasserklar. Gut ausgebildete Zwillingslamellen sind selten. Der quarzfreie hingegen zeigt fast immer massenhafte Einschlüsse, meist im Kern angehäuft und dann so dicht gelagert, daß das Mineral vollständig undurchsichtig wird. Ihre Bestimmung ist sehr schwierig. Nach Licht- und Doppelbrechung sind es wohl wirt durcheinander gelagerte Serizitnadelchen. Doch finden sich zweifellos auch stärker licht- und schwächer doppelbrechende Körner darunter (Zoisit oder Klinozoisit?). Wenn ein Plagioklas einen Myrmekitrand zeigt, so ist es immer ein solcher mit einschlußreichem Kern, während der myrmekitische Rand absolut frisch ist.

Der Quarz tritt in drei Generationen auf: im Plagioklas als Quarz vermiculé, im Mikroklin in den beschriebenen idiomorphen Durchschnitten und endlich als letzte Ausfüllungsmasse. Einschlüsse von Flüssigkeiten mit Libellen sind häufig. Druckerscheinungen geben sich durch undulöse Auslöschung ganz allgemein, manchmal auch

<sup>1)</sup> Im Jahre 1906 beschrieb ich Gesteine aus dem zentralen Tian-Schan, (Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan, von H. Keidel und P. Steph. Richarz, Abhandl. der k. bayr. Akademie der Wissenschaften, II. Kl., Bd. XXIII, Abt. I) und erwähnte dort pag. 195 das Vorkommen von „Quarz vermiculé“. Eine erneute Durchsicht der Schiffe ergab wertvolle Vergleichungspunkte. Der Plagioklas des Granites ist hier etwas basischer, als der in den Karpathengraniten, wenigstens 25% *An*-Gehalt. Aber auch hier unterscheiden sich der Myrmekitrand oder die myrmekitischen Individuen bezüglich ihrer Zusammensetzung in nichts von der Hauptmasse. Auch der Albitsaum, welcher in den Karpathen myrmekitische, wie quarzfreie Plagioklase unbekümmert um die angrenzenden Mineralien umgibt, findet sich in den Tian-Schan-Graniten häufig. Die Abhängigkeit von Kalifeldspat ist hier eine absolute. Endlich ist es auch hier ganz unmöglich, dynamische Prozesse für die Entstehung des Myrmekits in Anspruch zu nehmen, da solche nicht nachzuweisen sind.

durch noch deutlichere Zertrümmerung größerer Individuen zu erkennen.

Als Glimmer herrscht ein braunschwarzer Biotit vor. Unter dem Mikroskop ist er rötlichbraun (Hauptzone parallel dem Nicolhauptschnitt) und hellgelb in senkrechter Stellung. Pleochroitische Höfe um Zirkon sind häufig. Ganz allgemein zeigt sich auch die Sagenitbildung. In Längs- wie Querschnitten sieht man die zierlichen Netze das Mineral durchziehen und das ebenso wohl in ganz frischen, als auch in schon etwas zersetzten Biotiten. Es handelt sich also wohl um primäre Einschlüsse. Idiomorphismus ist nicht zu sehen. Die Enden sind ganz unregelmäßig zerfetzt. Selbst in der Längserstreckung findet man keine gradlinigen Konturen mehr. Am Rande hat schon meist die Zersetzung begonnen, ebenso wie auf einzelnen Spaltrissen, doch ist sie beschränkt auf Grünfärbung oder Ausbleichung einiger weniger Streifen, ohne daß dabei die Doppelbrechung sich merklich änderte. Als Neubildung tritt dabei etwas Klinozoisit auf.

Muskovit, viel seltener als Biotit, verwächst mit diesem parallel oder auch, wie es scheint, ganz unregelmäßig; besonders gern liegt er in einem einschlußreichen Plagioklas neben Serizit, von diesem aber durch die scharflinige Umgrenzung unterschieden.

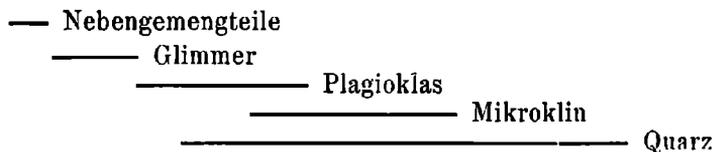
Von den Nebengemengteilen ist Zirkon recht häufig vorhanden, und Apatit nicht selten in großen Durchschnitten.

Das Mengenverhältnis der einzelnen Bestandteile ergibt sich nach der Rosiwalkschen Methode <sup>1)</sup> ungefähr wie folgt:

	Prozent
Quarz	38
Mikroklin	28
Oligoklas	26
Biotit . .	6
Muskovit	1—2.

Danach wäre der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt näherungsweise gleich 75<sup>0</sup>/<sub>100</sub>.

Dieser hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalt macht es wohl auch verständlich, daß der Quarz sich schon vor dem Mikroklin ausschied — man denke an die Quarzkristalle in diesem — und, wenn man den Myrmekit als ein dem Pegmatit analoges Gebilde auffassen darf, auch zugleich mit einem Teil des Plagioklases. Für Quarz trat schon früh der Sättigungspunkt ein und so mußte er aus der magmatischen Lösung sich ausscheiden, noch bevor der Sättigungspunkt des Mikroklin erreicht war, und noch bevor aller Plagioklas auskristallisierte. Mit dem letzten Rest von diesem bildete er dann den Myrmekit. Es ergäbe sich somit für die Ausscheidungsfolge nachstehendes Schema.



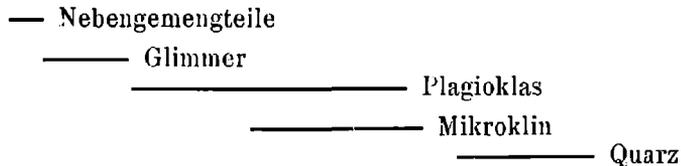
<sup>1)</sup> Verhandl. d. k. geol. R.-A. 1898, Bd. XLVIII, p. 148 ff.

Noch deutlicher wird das werden durch Vergleich mit dem Granit am linken Donauufer bei Theben.

Dieser Granit zeigt im allgemeinen ganz denselben Charakter wie der von Wolfstal. Doch ist hier die Zertrümmerung und damit auch die Zersetzung viel weiter vorgeschritten. Auch ist der Granit aus den Steinbrüchen bei Theben weniger sauer. Die Anwendung derselben Methode wie oben ergab angenähert:

	Prozent
Quarz	24
Mikroclin	18
Plagioklas	47
Biotit .	8.

Also ein bedeutendes Zurücktreten von Quarz und Mikroclin und ein enormes Anwachsen des Plagioklasgehaltes. Der  $SiO_2$ -Gehalt des Gesteines wäre somit ungefähr 70%. Eine Folge davon ist, daß im Mikroclin die Quarzeinsprenglinge fehlen und der Muskovit noch mehr zurücktritt. Ferner ist die Myrmekitbildung fast ganz verschwunden, was wohl darauf hinweist, daß diese rätselhafte Erscheinung vom Kieselsäuregehalt abhängig ist, zwar nicht absolut, aber doch von der Beziehung, in welcher die Kieselsäure zu den übrigen Bestandteilen steht. Weil hier erst spät der Sättigungspunkt des Quarzes erreicht wurde, erst nachdem aller Plagioklas sich verfestigt hatte, so konnte kein Myrmekit entstehen. Das Schema der Ausscheidung ergibt sich also wie folgt:



Der Quarz zeigt stark undulöse Auslöschung, größere Individuen sind in kleine Stücke zerlegt. Doch ist die Zertrümmerung noch nicht bis zur Mörtelstruktur vorgeschritten. Der Plagioklas

auch hier Oligoklas von fast 20% *An* — ist von Spaltrissen oder unregelmäßigen Sprüngen aus serizitisiert, manchmal so stark, daß nur noch wenig von der ursprünglichen Substanz zu sehen ist. Neben Serizit findet sich auch hier, aber häufiger, ein stark licht- aber schwach doppelbrechendes Mineral, wohl Zoisit oder Klinozoisit; die kleinen Körner gestatten keine nähere Bestimmung.

Beim Biotit ist die beim Granit von Wolfstal erst begonnene Zersetzung weit fortgeschritten. Die Hauptmasse ist zwar noch tiefbraun mit typischem Pleochroismus und hoher Doppelbrechung. Doch sieht man in ihr öfters grün gefärbte Lamellen mit geringer Doppelbrechung und daneben auch ganz farblose mit bedeutend schwächerer Doppelbrechung, die allerdings noch viel höher ist als die des Chlorits. Im farblosen Glimmer sind massenhaft Klinozoisitkörner ausgeschieden, mit einer Doppelbrechung von wenigstens 0.01. Kleinere

Biotite sind manchmal ganz zu Klinozoisit geworden; nur die Form und einzelne kleine Biotitlamellen weisen noch auf das ursprüngliche Mineral hin. Neben der Grünfärbung und Ausbleichung mit Verringerung der Doppelbrechung führt die Zersetzung ganz vereinzelt zur Chloritbildung. Es ist ein Pennin, der so entsteht, von grüner Farbe mit Pleochroismus und schwacher Doppelbrechung, aber noch normalen Interferenzfarben. Der Charakter der Hauptzone ist +, der des Minerals negativ, der Achsenwinkel sehr klein.

Nahe bei Wolfstal findet man in den Granitbrüchen, die nun aufgelassen sind, einzelne Partien, welche durch ihre grüne Färbung auffallen. Der Biotit ist nur noch zum Teile erhalten, zum Teil zeigt er schon makroskopisch deutliche Grünfärbung. Auch der Feldspat ist grünlich. Im Dünnschliff zeigt es sich, daß hier der Biotit fast vollständig zu Epidot mit sehr hohen Interferenzfarben (Doppelbrechung bis 0.05) und starkem Pleochroismus von zeisiggrün bis schwach grünlichgelb geworden ist. Es ist also die Zersetzung schon bedeutend weiter gegangen und der Biotit hat seinen Eisen-gehalt zur Bildung eines eisenreichen Epidots hergeben müssen. Die noch erhaltenen Reste von Biotit sind meist gelblichbraun mit feinen dunklen, staubförmigen Einschlüssen, vielleicht die Reste der Sagenitnadeln, welche in frischeren Exemplaren hier besonders häufig sind. Die Doppelbrechung ist nicht verändert. Daneben findet man aber auch grün gefärbten oder vollständig ausgebleichten Glimmer mit geringerer Doppelbrechung. Zur Chloritbildung ist es nicht gekommen.

Interessant ist es noch, daß Biotit und Epidot gleichzeitig auslöschen aber umgekehrten Pleochroismus zeigen und verschiedenen Charakter der Hauptzone.

Der Plagioklas ist ebenfalls stärker zersetzt als in den früher beschriebenen Graniten. Klinozoisit oder Zoisit in großer Menge neben Serizit ausgeschieden. Dazu tritt aber auch Epidot. Offenbar sind diese Epidotminerale die Ursache der Grünfärbung des Plagioklases.

Der Quarz zeigt Kataklyse im hohen Grade, ist aber noch nicht vollständig zertrümmert.

Eine noch weiter fortgeschrittene Zersetzung zu beschreiben wird sich in folgendem Abschnitt Gelegenheit bieten.

## II. Der „Granitgneis“.

In der Karpathenliteratur spielt, wie überall, wo es sich um kristallinische Gebiete handelt, der Gneis eine wichtige Rolle und man muß sagen, eine viel wichtigere, als ihm in Wirklichkeit zukommt. Čížek machte schon Angaben über den Gneis der Hainburger Berge<sup>1)</sup>. „Der Granit“, so schreibt er, „geht an seiner Westseite in Gneis über mit westlichem Einfallen von 70°.“ In seinen älteren Arbeiten aus den fünfziger Jahren macht Kornhuber noch keinen Unterschied zwischen Granitgneis und Sedimentgneis. Es sind ihm die Gneispartien ohne Unterschied „riesige Schollen oder Trümmer

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1852, Bd. III, Heft 4, pag. 36.

der primitiven Erstarrungskruste unseres Planeten, welche bei der Hebung der Gebirge von der mehr weniger flüssigen granitischen Masse umhüllt und emporgetrieben wurden“<sup>1)</sup>. Am eingehendsten beschäftigt sich v. Andrian<sup>2)</sup> mit dem Granitgneis und unterscheidet ihn scharf von dem „grauen Gneis“, welcher einen ganz anderen Typus darstellt. Nach ihm „läßt sich im großen das Gesetz aufstellen, daß die körnigen Gesteine die Hauptmasse, das Zentrum der Gebirgskette bilden, die schiefrigen deren seitliche Begrenzung“. (Verhandl. I. c.) Im Jahrbuch aber heißt es (I. c.): „Es ist ein Granitmassiv, dessen beide Ränder von schiefrigen Bildungen eingefafßt sind“<sup>3)</sup>, in dessen Innern jedoch ebenfalls viele kleinere schiefrige Partien stecken. Vorzüglich sind es die südlichen Teile des Granitmassivs, welche ganz davon erfüllt sind.“ Über das Verhältnis zum Granit schreibt er an derselben Stelle: „Scharfe Begrenzungslinien zwischen Granit und Gneis anzugeben ist ziemlich schwierig, teils wegen der mangelhaften Aufschlüsse, teils wegen des Umstandes, daß beide Gesteine in innigem Zusammenhang stehen und sich geologisch und petrographisch nicht gut voneinander trennen lassen. Schon die Begehung der unmittelbar um Preßburg gelegenen Aufschlüsse mit dem ausgezeichneten Profil zwischen Preßburg und Theben liefert dieses Resultat. Man kann kaum mehrere 100 Schritte auf der Linie Preßburg, Gamsenberg, Erdöberg gehen, ohne auf zahlreiche Bruchstücke von Gesteinen zu stoßen, welche eine ziemlich deutlich ausgesprochen schiefrige Textur zeigen. Im nördlichen Teile herrscht das körnige Gefüge entschieden vor. In den wenigen Fällen, wo die Grenze zwischen beiden Gesteinen direkt sich beobachten läßt, wie dies am linken Donauufer bei Preßburg der Fall ist, kann man eine scharfe Gesteinsscheide nicht finden.“ Über die petrographische Beschaffenheit des Granitgneises sagt v. Andrian folgendes<sup>4)</sup>: „Der Typus des Granitgneises ist schwerer festzustellen als der des Granits. Es ist absolut dieselbe Gesteinsmasse wie beim Granit, nur daß durch parallele Anordnung des Glimmers, und zwar stets des braunen Magnesiaglimmers eine mehr oder minder deutliche Schieferung eintritt. Am besten läßt sich der allmähliche Übergang im Profil Theben-Preßburg verfolgen; es ist ein grünliches, mittelkörniges Gestein von dickschiefriger Struktur und von grauen, talkigen Blättern durchzogen. Wo die Masse grobkörniger wird, sieht man ein regelmäßiges Alternieren von fleischrotem Feldspat mit Quarz- und Glimmerlagen.“

Im Jahre 1896 beschrieb Kornhuber in dem schon zitierten Aufsatz über den Thebener Kobel<sup>5)</sup> den Granit von Theben „mit Parallelstruktur.“ Es ist nach ihm noch kein typischer Gneis, sondern

<sup>1)</sup> Verhandl. des Ver. für Naturk. in Preßburg, Bd. I (1856), pag. 2.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 332 und Verhandl. derselben Anstalt, Bd. XIV, pag. 90.

<sup>3)</sup> Am Westrand ist das ganz ausgesprochen. Nicht so im Osten. Zwar finden sich hier häufiger schiefrige Partien im Granit. Aber die Hauptmasse ist doch noch Granit; man kann nicht von einer zusammenhängenden Gneismasse reden.

<sup>4)</sup> Jahrb. XIV, pag. 336.

<sup>5)</sup> Verhandl. des Ver. für Natur- u. Heilkunde, Bd. XIX, pag. 10 u. 11.

„indem der schwarze Glimmer spärlicher wird und allmählich ganz verschwindet, ferner auch der weiße Glimmer seltener sich zeigt, tritt dafür graulichweißer, meist feinblättriger, fettig sich anführender Talk in schuppig welligen Lagen auf, der mit den dazwischen eingelagerten Feldspatkristallen und Quarzkörnern dem Gestein eine schiefrig fasrige Textur verleiht. Man könnte die Felsart als Talkgneis bezeichnen“.

Endlich erwähnt Beck in der eingangs angeführten Arbeit, pag. 6, Granitgneise bei Wolfstal. Sie sind „bald als Flaser- und Augengneise, bald als körnige und schiefrige Gneise ausgebildet und scheinen aus den Graniten entstanden zu sein.“

Diesen Angaben ist nun noch die mikroskopische Untersuchung teils als Ergänzung, teils als Korrektur anzufügen. Es hat sich dabei gezeigt, daß v. Andrian durchaus im Rechte ist, wenn er behauptet: „Granit und Granitgneise sind absolut dieselbe Gesteinsmasse, nur daß durch parallele Anordnung des Glimmers eine mehr oder weniger deutliche Schieferung eintrat.“ Daß aber der Gneis aus Granit hervorgegangen ist und wie er sich gebildet hat, das konnte v. Andrian mit seinen Hilfsmitteln nicht nachweisen. Es stellen nämlich die Gneise nichts anderes dar als die Zertrümmerungs- und Zersetzungsprodukte der Granite. Mit anderen Worten: Aus den Graniten sind Gneise geworden durch Zertrümmerung der Bestandteile, durch Serizitisierung der Feldspate und durch lagenförmige Anordnung dieser neugebildeten Serizithäutchen. Das läßt sich an den verschiedensten Stellen, an welchen Granitgneis anstehend auftritt, mit aller nur gewünschten Deutlichkeit nachweisen. Die Übergänge sind am deutlichsten, wie schon v. Andrian und Kornhuber hervorhoben, bei Theben zu beobachten. Aus richtungslos körnigem Granit, in großen Steinbrüchen aufgeschlossen, kommt man im Donauprofil bei Theben, stromaufwärts fortschreitend, allmählig in schiefrige Gesteine, welche etwa 500 m weit anhalten, allerdings nicht immer vollkommen geschiefert; es wechseln vielmehr körnige Partien mit durch und durch schiefrigen, bei welchen man keinen Granit mehr vermuten würde und zwischen beiden finden sich die schönsten Übergänge. Die Farbe des Gesteins ist grünlich. Zu der makroskopischen Beschreibung, wie sie Kornhuber geliefert hat (siehe oben), ist nichts mehr hinzuzufügen, vorausgesetzt daß man, wo Talk steht, immer Serizit setzt.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt folgendes Bild: die noch deutlich körnig ausgebildeten Partien unterscheiden sich nicht wesentlich von den früher beschriebenen zersetzten Graniten. Nur ist Zertrümmerung und Zersetzung weiter vorgeschritten. Der Quarz ist stellenweise vollständig zu feinem Sande zerrieben, der Plagioklas meist durch und durch serizitisiert, der Mikroklin aber noch frisch. Der Biotit ist stark verbogen und fast ganz grün gefärbt, ohne zu Chlorit geworden zu sein, oder ausgebleicht. Aber merkwürdigerweise hat sich hier bei dieser Zersetzung, welche sonst der früher beschriebenen vollkommen gleicht, als Nebenprodukt kein Epidot oder Klinozoisit gebildet, sondern an ihre Stelle tritt ein Eisenerz in formlosen Lappen, wahrscheinlich Eisenglanz. Mineralien der

Epidotgruppe finden sich nur ganz vereinzelt. Auch im Plagioklas fehlen sie fast vollständig.

Den Übergang von diesen noch körnigen Gesteinen zu den echten schiefrigen stellen noch als Granite erkennbare Bildungen dar. Sie sind von vereinzelt, grünlichen Flasern durchzogen, welche sich u. d. M. um die größeren Mikrokline und die übrigen Bestandteile herumschmiegen. Es entsteht so ein Gestein, das man mit einigem Recht Flaser- oder selbst Augengneis nennen könnte. Die Mikrolin-einsprenglinge sind schon manchmal zerbrochen.

In einem weiteren Stadium werden die grünlichen Flasern häufiger und damit die Schieferung immer ausgesprochener. Man sieht im Dünnschliff Serizitschnüre durch das ganze Gestein hindurchziehen. Die Mineralien sind noch stärker zertrümmert und zersetzt, der Biotit so vollständig ausgebleicht, daß nur noch der schwache Pleochroismus einzelner Lamellen auf ihn hinweist. Auch hier erscheinen als Nebenprodukte Eisenerausscheidungen, wogegen Epidotmineralien vollständig fehlen. Dafür aber findet man jetzt zahlreiche Rhomboeder von Karbonaten, zum Teil ganz frisch (Dolomit?), zum Teil verrostet, mit oft noch frischem, stark doppelbrechenden Kern (Ankerit?). Vom Plagioklas ist nicht viel mehr zu sehen. Es scheint, daß er sein ganzes Material an die Serizitschnüre und Karbonate abgegeben hat.

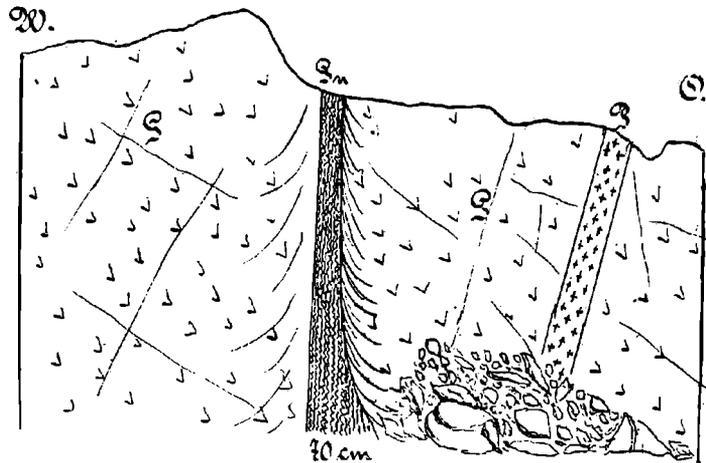
Es kann nach all diesem keinem Zweifel unterliegen, daß der „Granitgneis“ von Theben nichts anders ist als ein teils weniger teils mehr zertrümmerter und zersetzter Granit, daß ihm also geologisch gar keine Bedeutung beigelegt werden kann, von wie hohem Interesse diese Bildung vom petrographischen Standpunkte auch sein mag. Dieselbe Beschaffenheit wie der Gneis von Theben zeigen alle Gneise, welche von den Geologen bisher angeführt und beschrieben wurden. Sie unterscheiden sich untereinander nur durch den höheren oder geringeren Grad der Zertrümmerung und Zersetzung. Zwei Vorkommnisse aber sollten hier noch besonders erwähnt werden, weil sie die Abhängigkeit der Gneisbildung von Störungslinien im Gebirge bis zur Evidenz dartun.

Das erste findet sich in einem Granitbruch am Ostabhange des Königswart, etwa auf halbem Wege zwischen Wolfstal und Berg. Mitten durch den frischen Granit zieht sich eine etwa 50 cm mächtige Gneisschicht in fast horizontaler Lagerung. Über und unter dieser Schicht ist der Granit ganz frisch und richtungslos körnig. Die Gneisschicht selbst aber zeigt die beschriebenen Zertrümmerungs- und Zersetzungserscheinungen in intensivster Weise. Nur noch wenige Bestandteile des Granites sind zu sehen, fast alles ist zu feinem Sand zerrieben. Der Biotit, auch hier vollständig ausgebleicht, ist wieder kenntlich durch die Eisenerausscheidungen, wozu hier allerdings wieder häufiger Epidot sich gesellt. Muskovit allein und ein Teil des Mikroklines sind erhalten, während man Plagioklas vergebens sucht. Die ganze Gneisschicht ist also offenbar hervorgebracht durch eine Überschiebungslinie, an der das Granitmaterial zermahlen wurde.

Noch instruktiver ist der zweite Aufschluß. Er liegt am Ostabhange der Kleinen Karpathen zwischen Preßburg und Ratzersdorf

(auf der Kartenskizze pag. 3 mit 1 und 2 bezeichnet) aufgeschlossen in einem Steinbruch. Hier durchsetzt eine Verwerfungskluft, parallel streichend dem Abbruch der ungarischen Tiefebene, senkrecht den Granit, und an dieser Verwerfung ist der Granit zu Gneis geworden (Fig. 1). Am meisten zertrümmert sind die inneren Partien. Während der Rand noch granitähnlich ist, gleichen diese inneren Teile einem stark gefalteten Phyllit. Auch im Dünnschliff würde man das Gestein fast für Phyllit halten, so feinkörnig ist alles geworden, wenn nicht die frischen Muskovite und die Erzausscheidungen der ursprünglichen Biotite an den Granit erinnerten und wenn man nicht die Übergänge in den normalen Granit verfolgen könnte. Nach außen folgen nämlich Bildungen, wie sie von Theben beschrieben wurden, und dann wird

Fig. 1.



„Gneis“ an einer Verwerfung.

Steinbruch zwischen Preßburg und Ratzersdorf.

(Auf der Kartenskizze Nr. 1.)

G = Granit. — Gn = Gneis. — P = Pegmatit.

das Gestein wieder richtungslos körnig. Fig. 1 gibt eine Zeichnung dieser Kluft. Man sieht, wie die Schieferung in den Granit etwas hineingeht und dort die Erscheinung der Schleppung zeigt. Aus dieser aber erkennt man, daß der nach Osten liegende Teil gesunken ist.

Fassen wir nun die Verhältnisse noch einmal zusammen: der Granit, nur selten ganz frisch, ist stellenweise stark zertrümmert, und immer parallel mit dieser Zertrümmerung geht die Zersetzung, wobei der Biotit erst grünlich wird und allmählich seine Farbe ganz verliert, die Doppelbrechung aber nur unmerklich abnimmt. Die Ausscheidungen, welche dabei erfolgen, sind teils Klinozoisit und Epidot, teils Eisenerze, letztere besonders in den am stärksten zertrümmerten Graniten. Chloritbildung ist eine große Seltenheit. Der Plagioklas wird durch

die zersetzenden Agentien serizitisiert und es scheiden sich neben Serizit Mineralien der Epidotgruppe aus, bisweilen auch Karbonate. Mikroklin und Muskovit bleiben frisch. Ist aber die zertrümmernde Kraft zu groß, so wird ersterer zu Sand zerrieben, letzterer stark verbogen. Das Endprodukt von allem ist ein schiefriges Gestein, dessen Schieferung durch wellige Serizitmembranen hervorgebracht wird: der Granitgneis der Karpathengeologen.

Sowohl Kornhuber, als v. Andrian, als auch Stur<sup>1)</sup> sprechen viel von Talk und Talkgneis in den Kleinen Karpathen und vergleichen aus diesem Grunde Granit und Gneis der Kleinen Karpathen mit dem „Protogin“ der Alpen. Aber ebensowenig wie im Zentralgranit oder Gneis der Alpen Talk vorkommt, ebensowenig findet er sich in den Kleinen Karpathen. Es liegt hier wie dort eine Verwechslung vor mit Serizit, welcher in der Tat hie und da dem Gneis ein talkiges Aussehen verleiht.

v. Andrian<sup>2)</sup> beschreibt neben den Gneisen noch Chloritschiefer. „Sie sind mit den Granitgneisen und dadurch mit den Graniten eng verbunden. Eine Begehung der Eisenbahndurchschnitte zwischen Preßburg und Blumenau zeigt dies schon sehr deutlich. Auf den Halden liegen alle möglichen Zwischenstadien zwischen Gneis und Chloritschiefer.“ Heute ist dort nicht viel mehr zu sehen. Doch ist es nach den Angaben nicht schwer zu verstehen, was v. Andrian unter Chloritschiefer verstanden hat. Es sind offenbar Gneise, welche infolge der Grünfärbung des Biotits mit Chloritschiefern Ähnlichkeit zeigen. Übrigens liegt mir ein Gestein aus dem „Tiefen Weg“ bei Preßburg vor, welches sich dadurch von den anderen unterscheidet, daß in ihm ein größerer Teil des Biotits zu Pennin geworden ist. Doch ist es deshalb noch nicht angebracht, das Gestein als etwas geologisch Selbständiges auszuscheiden. Eigentliche Chloritschiefer sind in den Kleinen Karpathen nicht zu finden.

### III. Pegmatit und Aplit.

Nach Beck<sup>3)</sup> „erscheint in Wolfstal am Rande des Gebirges eine pegmatitisch-aplitische Randfazies des Granits“. Doch nicht nur hier, sondern fast im ganzen Gebirge treten Pegmatite und Aplit, wie aus der älteren Literatur zu ersehen ist, in außergewöhnlicher Mächtigkeit und Menge auf. Schon Kornhuber<sup>4)</sup> schreibt: „Granite und Gneise sind an unzähligen Stellen von Gängen und Adern jüngeren Granits durchdrungen, der auffallend großkörnig ist und als zufällige Beimengungen zuweilen gemeine Granaten von namhafter Größe führt.“ Am besten beschreibt die Verhältnisse wieder v. Andrian<sup>5)</sup>. „Pegmatite durchschwärmen teils in regelmäßigen Gangbildungen, teils in unregelmäßigen Massen den fein- und mittelkörnigen Granit. Zu-

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861, Bd. XI, pag. 54.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 337.

<sup>3)</sup> Zur Geologie der Kleinen Karpathen, pag. 6.

<sup>4)</sup> Verhandl. des Vereins für Naturkunde in Preßburg. Bd. I, pag. 2.

<sup>5)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 324.

nächst sind es Gesteine mit sehr grobkörniger Textur mit weißem und graublauem Feldspat. Der Quarz bildet nicht selten mit dem Feldspat schriftgranitähnliche Varietäten. Brauner Glimmer ist selten. Sie sind in großer Menge im Südostabhange des Gebirges entwickelt und treten dort im Zusammenhang mit schiefrigen Bildungen und einer körnigen, ziemlich quarzreichen, weißen Glimmer enthaltenden Granitvarietät (Aplit) auf. Weniger häufig sind die Ganggranite in der Mitte des Gebirges, sowie an dessen Nordostabhang.“ Doch sind sie auch hier nicht allzu selten, wie unzählige Stücke Pegmatit, die man allenthalben im Wald findet, beweisen.

Das vorherrschende von den beiden sauren Spaltungsprodukten des Granits ist unstreitig der Pegmatit. Gegen ihn tritt der Aplit an Menge und Bedeutung ganz in den Hintergrund. In dem schon erwähnten Steinbruch rechts der Donau zwischen Wolfstal und Berg ist das ganze Gestein mit Pegmatitgängen durchzogen. Die Gänge verästeln sich in der mannigfaltigsten Weise. Ähnliche Verhältnisse beobachtet man in sämtlichen Aufschlüssen an der Ostseite des Gebirges. Einzelne Gänge können eine Mächtigkeit von  $1\frac{1}{2}$ —2 m erreichen. Die Grenze gegen das Nebengestein ist meist scharf, selten zeigt sich der allmähliche Übergang in den Granit, wie es bei Pegmatiten sonst das Gewöhnliche ist. Häufiger tritt die Erscheinung auf, daß das Gestein an beiden Rändern feinkörniger und selbst zu Aplit wird. Dann aber bildet ein Salband von grobkörnigem Granit die Grenze gegen den fein- oder mittelkörnigen Karpathengranit.

Zur makroskopischen Beschreibung v. Andrians (siehe oben) ist nicht viel mehr hinzuzufügen. Meist ist der Muskovit vorherrschend und tritt teils in großen Blättern, teils in radialfasriger Ausbildung auf. Kornhuber nennt letzteres außergewöhnliche Glimmeraggregat „Strahlenglimmer“ (l. c.). In anderen Pegmatiten tritt neben Muskovit und mit ihm parallel verwachsen Biotit auf, welcher infolge Zersetzung schon eine grünliche Färbung angenommen hat. Kennigott hat diesen grünlichen Biotit im Jahre 1851 als Chlorit beschrieben<sup>1)</sup>. Später gab er dem Mineral den Namen „Eukamptit“ und es wurde 1853 in den Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften in Wien<sup>2)</sup> eine durch Hauer ausgeführte Analyse mitgeteilt. Diese zeigt, abgesehen vom Fehlen des  $K_2O$  (?), gute Übereinstimmung mit Analysen von Biotiten, so daß wohl kein Grund vorhanden ist, von einer neuen Mineralspezies zu reden. Das wird noch deutlicher die mikroskopische Untersuchung dartun. v. Andrian<sup>3)</sup> denkt schon an eine Zersetzung des schwarzen Glimmers, und bezeichnet das Mineral „als ein echtes Zwischenprodukt zwischen Glimmer und Chlorit“<sup>4)</sup>.

Das Vorkommen von Granaten in den Pegmatiten wurde von allen Beobachtern beschrieben. Kennigott<sup>5)</sup> erwähnt bis über einen

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Hft. 3, pag. 45.

<sup>2)</sup> Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, II. Abt., Bd. XI, pag. 609.

<sup>3)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV, pag. 334.

<sup>4)</sup> Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1864, Bd. XIV, pag. 90.

<sup>5)</sup> Siehe Anm. 1, pag. 1.

Zoll große Stücke. Kristallform: 202 und Kombination von  $\infty O$  und 202. Doch für gewöhnlich sind die Grauatindividuen kleiner und sinken bis zu mikroskopischen Dimensionen herab.

Pegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind nur stellenweise makroskopisch erkennbar, dann aber in ausgezeichnet schöner Ausbildung.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt als Hauptbestandteil der meisten Pegmatite Mikroclin. Die nicht selten makroskopisch bläulich oder bläulichschwarz gefärbten Individuen erscheinen unter dem Mikroskop getrübt durch fein verteilte Einschlüsse (Eisenoxyl?). Perthitische Verwachsung gibt sich, wenn überhaupt vorhanden, in unregelmäßig eingelagerten Plagioklasstückchen zu erkennen.

Neben dem Mikroclin tritt in großer Menge, oft selbst über diesen vorherrschend, ein Plagioklas auf, welcher ganz reiner Albit zu sein scheint ohne jede Anorthitbeimischung. Die Bestimmung ist durch Anwendung der verschiedensten Methoden sichergestellt. Die Fouquésche Methode ergab in Schlitzen  $\perp a$  15—16°, in Schlitzen  $\perp c$  19—20° Auslöschung. Sehr viele Durchschnitte lagen günstig zur Anwendung der Beckeschen Methode. Übereinstimmend ergab sich die Auslöschung in Schlitzen  $\perp M$  und  $P$  zu — 14 bis 15° ( $\alpha$  im stumpfen Winkel), was unbedingt auf reinen Albit hinweist. Günstige Karlsbader Doppelzwillinge fehlten. Dagegen ergab die Bestimmung der Lichtbrechung nach Schroeder v. d. Kolk wieder gut übereinstimmende Resultate. Das Pulver wurde in Nelkenöl untersucht. Dabei verschwand das Mineral vollständig, wenn die Elastizitätsachse  $b$  mit dem Polarisator des Mikroskops zusammenfiel oder es konnte als kaum merklich schwächer lichtbrechend bestimmt werden. Das ergibt:  $\beta = 1.533$ , da die Lichtbrechung des Nelkenöls nach der Bestimmung mit Pulfrich-Abbéschem Totalreflektometer diesen Wert ergab.

Dieser Albit ist durchaus frisch mit sehr guten Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz, seltener auch nach dem Periklingesetz und ausgezeichnet feinen und scharfen Spaltrissen. Der Unterschied gegenüber dem Granit mit seinem meist stark zersetzten basischeren Plagioklas fällt sofort auf.

Der Quarz findet sich einerseits mit teilweise scharf umgrenzten Umrissen — wohl Bruchstücke von größeren Kristallen — im Feldspat (mehrere von diesen örtlich getrennten Bruchstücken löschen oft gemeinsam aus), andererseits ist der Quarz mit dem Feldspat unregelmäßig verwachsen, ihn in breiten Schnüren durchziehend, welche wiederum untereinander einheitlich auslöschen. Nicht selten schwimmt auch ein Albit, der nach seiner Orientierung als einem größeren Albitindividuum angehörig sich zu erkennen gibt, in einem Quarz, vollständig abgeschnitten von seinem Muttermineral, alles Merkmale der typischen pegmatitischen Struktur, die also hier sich ebenso auf den Plagioklas wie auf den Kalifeldspat erstreckt.

Stellenweise zeigt der Quarz bedeutende Kataklyse, ohne daß indeß die einzelnen Bruchstücke ihren Zusammenhang ganz verloren hätten. Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig. Muskovit tritt teilweise in gewöhnlicher Ausbildung und ganz frisch, teilweise in der schon makroskopisch erkennbaren radialstrahligen Anordnung auf. Unter dem

Mikroskop machen diese den Eindruck wirrschuppiger Aggregate stark verbogener und zeretzter Einzelindividuen.

Serizit findet sich an der Grenze von Mineralien und auf Brüchen.

Biotit ist gewöhnlich seltener als Muskovit, doch manchmal auch ebenso häufig und oft mit ihm parallel verwachsen. Meist ist er etwas grünlich gefärbt (schmutziggrün durch die Ausscheidung ganz feinen Staubes) und stark zeretz. Die Doppelbrechung ist noch sehr hoch, so daß sie auch bei den am meisten zersetzten Individuen noch weit höher ist als bei Chlorit. Die Zersetzung ist überhaupt ganz dieselbe, wie sie beim Granit beschrieben wurde (pag. 7 u. 8), befindet sich jedoch gewöhnlich noch im ersten Stadium. Damit fällt aber auch der Name „Eukamptit“ als nicht begründet fort, weil es sich hier nicht um eine scharf umschriebene Mineralspezies handelt, sondern nur um ein Übergangsstadium, oder besser gesagt um mehrere, da ein Individuum in der Regel an verschiedenen Stellen verschiedenen Grad der Zersetzung zeigt. Wollte man solchen Übergängen Namen geben, so müßte jeder Teil des Kristalls einen eigenen haben.

Der Granat, ein gemeiner Toneisengranat, ist in größeren Individuen vielfach durchlöchert und diese Löcher mit Quarz ausgefüllt. Die kleineren hingegen sind kompakt und zeigen gute Kristallumrisse. Es finden sich mitunter so kleine Rhombendodekaeder, daß sie im Dünnschliff noch körperlich erscheinen und so ihre Kristallform bestimmbar ist. Stellenweise ist der Granat sehr häufig, an anderen Stellen hingegen fehlt er ganz.

Die Aplite sind viel seltener als die Pegmatite und treten teils selbständig im Granit auf als schmale Gänge, teils in Verbindung mit Pegmatitgängen. Das beobachtet man besonders schön in dem schon erwähnten Steinbruch am Ostabhang der Kl. Karpathen zwischen Preßburg und Ratzersdorf. (Auf der Kartenskizze Nr. 2.) Dort erscheinen in einem breiten Pegmatitgang nebeneinander, durch Pegmatit getrennt, vier einander und den Pegmatiträndern fast parallel laufende Aplitbänder, scharf gegen den Pegmatit abgegrenzt und jedes beiderseits von einem Salband gröberer Kornes begleitet. Dieses Salband ist dann wieder vom Pegmatit durch ein glimmerfreies oder glimmerarmes, aber quarzreiches schmales Band getrennt. Fig. 2 zeigt eine Skizze dieser Bildungen. Ob diese Aplite jüngere Gänge sind, welche in den Pegmatit eindrangen oder ob sie nur Modifikationen des Pegmatits darstellen, wird sich schwer entscheiden lassen. Letzteres scheint wohl das wahrscheinlichste zu sein, da es sonst schwer erklärlich wäre, wie die jüngeren Aplitgänge so ganz geradlinig und parallel den Pegmatit durchsetzen sollten.

Die Aplite sind sehr feinkörnige helle Gesteine, in denen man mit bloßem Auge Quarz, Feldspat und Muskovit, manchmal auch einige Biotitblättchen wahrnimmt. Zuweilen tritt Granat in großer Menge auf, so daß das ganze Gestein damit gesprenkelt erscheint.

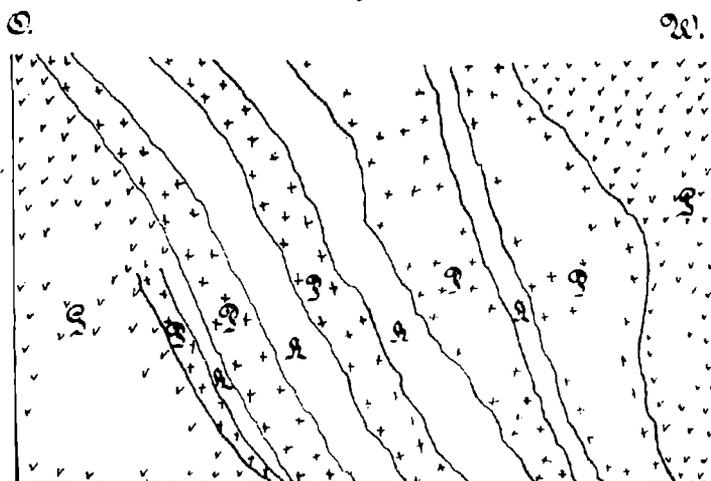
Mikroskopisch erkennt man als wichtigsten Feldspat den Albit, ebenso sicher bestimmbar wie im Pegmatit und von derselben Reinheit und Frische. Doch findet sich daneben ein Oligoklas-Albit,

dessen Elastizitätsaxe  $\alpha$  eine Lichtbrechung  $\alpha = 1.533$  (= Nelkenöl) aufweist, welcher  $- \alpha 6-7^\circ$ ,  $\perp M$  u.  $P-6^\circ$  ( $\alpha$  im stumpfen Winkel) Auslöschung zeigt.

Ein Karlsbader Doppelzwilling löscht bei  $2-3^\circ$  und bei  $8^\circ$  aus. Alles das weist auf einen  $An$ -Gehalt von  $8-10\%$  hin.

Dieser Oligoklas-Albit unterscheidet sich schon auf den ersten Blick vom Albit wegen seiner Serizitisierung. Außerdem zeigt er gewöhnlich einen schwächer lichtbrechenden und anders orientierten frischen Saum, welcher  $- M$  u.  $P$  bis  $-14^\circ$  auslöscht und im Karlsbader Doppelzwilling  $8^\circ$  und  $13-14^\circ$  Auslöschung aufweist, was beides auf reinen oder fast reinen Albit hinzeigt. Eine Gesetzmäßigkeit im

Fig. 2.



Pegmatitgang mit aplitischen Bändern.

Zwischen Preßburg und Ratzersdorf.

Maßstab: 1:20.

(Auf der Kartenskizze Nr. 2.)

G = Granit. — P = Pegmatit. A = Aplit.

Auftreten beider Feldspate ließ sich nicht nachweisen. Zwei Dünnschliffe vom selben Handstück zeigen, daß an der einen Stelle reiner Albit vorhanden ist, an der anderen aber nur Oligoklas-Albit mit Albitsaum.

Mikroklin tritt in den Apliten sehr in den Hintergrund. Er ist meist durch Einschlüsse getrübt und enthält spindelförmige Plagioklase in perthitischer Verwachsung.

Der Quarz, frisch und wasserklar, mit vielen Flüssigkeitseinschlüssen, zeigt wenig Kataklyse; meist ist er noch ganz einheitlich. Deutlich tritt sein Idiomorphismus hervor, sei es nun, daß er im Feldspat in wohlumgrenzten abgerundeten Kristallen eingeschlossen ist, sei es, daß er mit den übrigen Bestandteilen ein Pflaster bildet:

fast immer sind die Kristallumrisse deutlich zu erkennen. Es liegt also eine ausgesprochen granulitische oder aplitische Struktur vor.

Über den Muskovit ist nichts besonderes zu sagen. Sehr häufig ist er gerade nicht. Seine Ausbildung ist dieselbe wie im Granit. Noch viel spärlicher tritt der Biotit auf, teils noch frisch, teils grün gefärbt wie im Pegmatit und in ihm Epidot ausgeschieden.

Der Granat ist auch hier durchlöchert und mit Quarz erfüllt.

#### IV. Basische Ausscheidungen.

Basische Ausscheidungen kommen im Karpathengranit in zweierlei Ausbildungen vor. Die einen in Form von kleineren **basischen Putzen** mit dunkler Farbe sind eine große Seltenheit und nie von größerer Ausdehnung. Sie sind meist von rundlicher Gestalt und gegen den Granit unregelmäßig abgegrenzt. Man kann beobachten, wie Pegmatitgänge sie durchziehen. Vom Granit unterscheiden sie sich nur durch die Anhäufung von Biotit, welcher sich im Dünnschliff als frisch erweist, mit brauner, respektive hellgelber Farbe und vielen Sagenitnadeln. Nur am Rand beginnt schon die Zersetzung durch Ausscheidung winzig kleiner Mineralien der Epidotgruppe. Neben dem Biotit ist ein Plagioklas in sehr wechselnder Zusammensetzung häufig. Der Kern dürfte, soweit die vorgeschrittene Zersetzung eine Bestimmung zuläßt, ein Oligoklas sein. —  $c$  ist die Auslöschung  $2-3^{\circ}$ , was einem  $An$ -Gehalt von etwa  $15\%$  entsprechen würde. Doch sind auch zweifellos basischere Plagioklase vorhanden, da in einem Schliff —  $P$  und annähernd  $\perp M$  die Auslöschung in den verschiedenen Teilen von  $+2$  bis  $+7$  ( $\alpha$  im spitzen Winkel) geht, das bedeutet bis  $25\%$   $An$ . Diese Plagioklase sind sehr stark zersetzt. Oft aber ist ein zersetzter Kern umgeben von einem mehr oder weniger breiten Saume eines frischen Plagioklases von geringerer Lichtbrechung. Dieser Saum konnte in vielen Fällen als Albit bestimmt werden:  $\perp c$   $20^{\circ}$ ,  $\perp a$   $16^{\circ}$ ,  $\perp M$  und  $P$  —  $14^{\circ}$  Auslöschung.

Myrmekit ist auch hier vorhanden. Es gilt für ihn dasselbe wie beim Granit. Auch hier unterscheidet sich der myrmekitische Feldspat nicht vom quarzfreien, und Myrmekit ist auch dort vorhanden, wo der Plagioklas an Quarz oder selbst an Biotit angrenzt.

Weniger häufig als Plagioklas ist Mikroklin, zum Teil perthitisch mit Plagioklas verwachsen. Quarz, mit manchmal sehr starker undulöser Auslöschung tritt ohne alle Kristallform auf, bildet aber im Mikroklin kleine gerundete Körner.

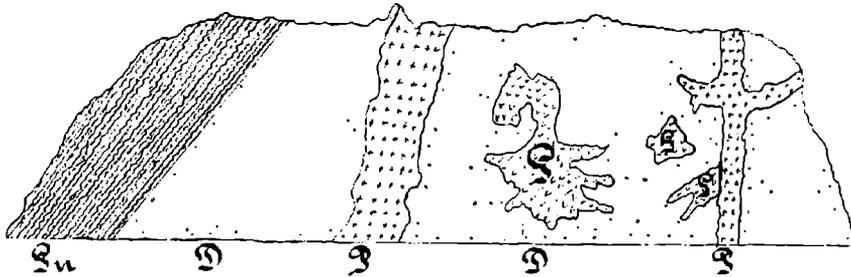
Muskovit findet sich bisweilen in kleinen, scharf umgrenzten Stücken im Plagioklas neben Serizit und im Biotit. Von den Nebengemengteilen ist auch hier Zirkon und Apatit zu erwähnen.

Mikroskopisch also zeigt das Gestein ganz den Habitus des Granits, nur durch das starke Hervortreten des Biotits von ihm verschieden.

Von größerer Ausdehnung und Bedeutung als die beschriebenen basischen Putzen ist ein anderes Gestein, welches schon längst als Diorit in der Literatur bekannt ist.

Schon Kornhuber hat ihn aus der nächsten Umgebung von Preßburg beschrieben<sup>1)</sup>: „Ausgezeichnet tritt der Diorit im Tiefen Wege (Straße von Preßburg nach Blumenau) auf<sup>2)</sup>, wo er gleich am Eingang zu beiden Seiten ansteht. Er geht allmählich in den Granit über und durchdringt denselben an anderen Stellen in mehr weniger mächtigen Gängen. Eine kleinere Partie taucht beim dritten Batzenhäusel im Granit auf und geht als zweiarmiger Gang zutage.“ Später berichtet er folgendes<sup>3)</sup>: „Beim Graben eines Brunnens nördlich vom Tiefen Weg fand man erst Granit mit einem Pegmatitgang. Nach unten folgte grobkörniger Diorit so tief der Brunnen reichte, von ganz gleicher Beschaffenheit wie er am Eingang des Tiefen Weges ansteht.“ Es scheint ihm dadurch der Beweis erbracht, daß die beiden oberirdisch getrennten Putzen unterirdisch in Verbindung stehen. Diese Angaben sind um so wertvoller, da es jetzt sehr schwer möglich ist, die Lagerungsverhältnisse zu studieren.

Fig. 3.



Diorit im Tiefen Weg (nach v. Andrian).

(Auf der Kartenskizze Nr. 3.)

*Gn* = Gneis. — *D* = Diorit. — *P* = Pegmatit. — *G* = Granit.

Eingehender beschäftigt sich v. Andrian (l. c. pag. 335 und 336) mit dem Diorit. Von besonderer Bedeutung sind zwei Zeichnungen, welche er vom Diorit im Tiefen Weg und von dem an den Batzenhäuseln gibt, weil diese Zeichnungen aus einer Zeit stammen, als die Gesteine noch frisch waren, während heute die Verhältnisse wegen der fortgeschrittenen Verwitterung und wegen der Vegetation nicht mehr so klar zu überschauen sind. Es sei mir deshalb gestattet, diese Zeichnungen v. Andrians hier als Fig. 3 und 4 zu reproduzieren.

„Die Grenze zwischen Granit und Diorit läßt sich gut verfolgen. Im Diorit treten rötliche Partien von Granit und zahlreiche größere und kleinere Gangbildungen von weißen, feldspatreichen Ganggraniten (es sind Pegmatite gemeint) auf. An manchen

<sup>1)</sup> Verhandl. d. Vereines f. Naturkunde in Preßburg, Bd. I, pag. 3.

<sup>2)</sup> Auf der Kartenskizze pag. 3, Nr. 3 und 4.

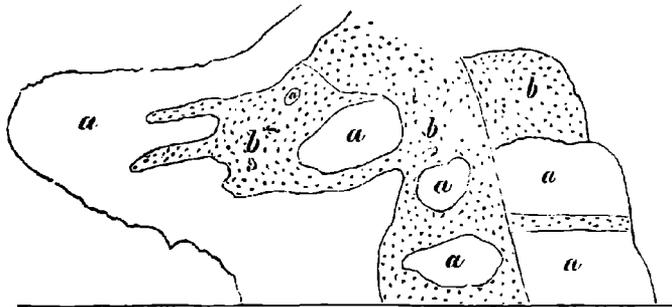
<sup>3)</sup> Verhandl. d. Vereines f. Naturkunde in Preßburg, Bd. II, Sitzungsber. 2. Heft, pag. 7.

Stellen sind die beiden Gesteine in komplizierten Begrenzungslinien durcheinander verschlungen. In der Nähe des Batzenhäusels sind die Verhältnisse noch komplizierter. Der Diorit schwimmt im Granit, dieser aber durchsetzt den Diorit. Die Gänge fehlen hier.“ (Figur 4.)

Betrachtet man die Zeichnungen, so muß man unbedingt v. Andrian zustimmen, wenn er sagt: „Der Diorit ist eine gleichzeitige Massenausscheidung während des Festwerdens der Hauptmasse des Granits“ oder, wie man sich heute ausdrücken würde: eine Konzentration der basischen Gemengteile.

Diese basischen Gemengteile herrschen nämlich im Diorit entschieden vor. Man erkennt makroskopisch braunen Biotit neben dunkelgrüner Hornblende in oft langgestreckten Säulen. Dazwischen tritt weißer oder gelblicher Feldspat und Quarz deutlich in die Er-

Fig. 4.



Diorit an den Batzenhäuseln (nach v. Andrian).

$a = \text{Diorit.} - b = \text{Granit.}$

scheinung. Das Gestein ist ungemein zähe, so daß es kaum gelingt, ein Handstück zu schlagen.

Der Feldspat ist ein Plagioklas; doch läßt seine starke Zersetzung eine genaue Bestimmung nicht zu. Der Rand ist fast immer mit Zersetzungsprodukten erfüllt, so daß eine Lichtbrechungsbestimmung fast ausgeschlossen erscheint. Doch konnte ein Bruchstück, welches den allerdings etwas schiefen Austritt der Mittellinie  $c$  zeigte, mit Anisöl verglichen werden. Letzteres besaß nach einer Messung mit dem Pulfrich-Abbeschen Totalreflektometer den Index 1.548. Es war  $\alpha'$  kleiner,  $\gamma'$  größer als Anisöl und da hier  $\alpha'$ , ungefähr  $\alpha$  und  $\gamma'$ , ungefähr  $\beta$  entspricht, so ergibt sich:  $\alpha$  kleiner,  $\beta$  größer als 1.548, das heißt der Plagioklas ist ein Oligoklas-Andesin. (Andesin ist schon ausgeschlossen, weil  $\alpha = 1.549$  ist.) Dafür spräche auch die geringe Auslöschung in einem Schlitze  $l$   $c$  und verbunden damit die Auslöschung der Zwillinglamellen bei 14—15° in einem symmetrischen Schnitt. Die Zersetzung hat fast den ganzen Feldspat zu einem Aggregat von Serizit und Epidot gemacht.

Kalifeldspat fehlt vollständig. Quarz ist aber wohl ebenso häufig als Plagioklas, und zeigt gegen diesen manchmal deutlich Kristallform, während er sonst allotriomorph auftritt. Druckerscheinungen geben sich auch hier durch undulöse Auslöschung und durch Zerbrechung zu erkennen. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen häufig.

Der Biotit ist zum Teil noch ganz frisch (tiefbraun bis hellgelb), zum Teil ist der in der Längsrichtung schwingende Strahl schon grünlich gefärbt. Dann beginnt zugleich an den Enden und auf Spalt-  
rissen die Zersetzung. Einzelne Lamellen sind zu Pennin (anomale Interferenzfarben) geworden. Daneben ist Epidot ausgeschieden. Ein Teil des Biotits endlich ist ganz zu Epidot geworden. Dieser zeigt dann denselben Pleochroismus mit derselben Orientierung, wie er früher beim grünlichen Granit von Wolfstal beschrieben wurde (siehe pag. 9): Pleochroismus des Biotits und des Epidots entgegengesetzt, Auslöschung gleichzeitig. Der Epidotgehalt ist ein sehr hoher. Das Mineral steht aber immer in Beziehung zum zersetzten Biotit oder findet sich im Plagioklas.

Neben Biotit ist grüne Hornblende ein gewöhnlicher Bestandteil des Diorits: *a* gelblich, *b* gelblichgrün, *c* blaugrün. Auslöschung in Schließen  $\#$  010 15–16°. Häufig findet man in größeren Individuen eine Zwillinglamelle nach 100 eingeschaltet. Daneben kommen auch einzelne nach derselben Fläche verwachsene Juxtapositionszwillinge vor.

Außer Epidot tritt noch Orthit auf, welcher aber nach Form und Vorkommen primärer Entstehung zu sein scheint. Jedenfalls hat er zum Biotit gar keine Beziehung. Sein Pleochroismus ist braun bis gelb, die äußere Zone viel intensiver gefärbt als der Kern. Die Doppelbrechung ist bedeutend schwächer als die des Epidots, was dann besonders hervortritt, wenn der Orthit von Epidot umrandet ist. Dann zeigt sich auch deutlich der Unterschied in der Auslöschungsschiefe.

Recht häufige Gemengteile sind noch Titanit, zum Teil mit Zwillinglamellen und Apatit.

Nach diesen Angaben ist also das Gestein als Quarzdiorit zu bezeichnen oder, wenn man genauer sein wollte, als Quarz-  
glimmeramphiboldiorit. Für die nach den Lagerungsverhältnissen gut begründete Ansicht v. Andrians, daß der Diorit als eine gleichzeitige basische Ausscheidung des Granits aufzufassen sei, weil der Granit im Diorit schwimmt und der Diorit im Granit (Fig. 4) und weil beide mit Pegmatitgängen durchsetzt sind (Fig. 3), konnte mikroskopisch kein neuer Beweis erbracht werden. Es ergibt sich aber anderseits aus der mikroskopischen Untersuchung nichts, was gegen eine solche Annahme sprechen würde. Es handelt sich also hier um eine basische Ausscheidung im Innern der Granitmasse. Scheinbar liegt sie zwar am Rande, doch muß man wohl beachten, daß dieser Rand ein sekundärer ist, entstanden durch Abbruch der ungarischen Tiefebene. Wie weit der Granit unter ihr sich noch nach Osten erstreckt, ist uns verborgen.

## V. Die Schieferzone.

Da der Granit mit seinem östlichen Rande, also auch die östliche Schieferhülle, unter der ungarischen Tiefebene verborgen liegt, so bleibt uns für die Betrachtung der Schiefergesteine nur der westliche Rand übrig. Hier sind vor allem die Kontaktverhältnisse vom petrographischen und geologischen Standpunkt ins Auge zu fassen, und das um so mehr, als man bis jetzt diese Verhältnisse in auffallender Weise ignoriert hat. Es ist zwar in der älteren und neueren Literatur eine Menge von Gesteinen beschrieben und auch mit mehr oder weniger glücklich gewählten Namen belegt worden; zwar heben die alten Beobachter Stur und v. Andrian übereinstimmend hervor, daß der Granit jünger sei als die Schiefer. Aber damit begnügten auch diese sich. Aus diesem Grunde wurde bei vorliegender Arbeit gerade den Kontaktverhältnissen ganz besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Sehr deutlich liegen diese Verhältnisse zutage in der Nähe von Kaltenbrunn, westlich der Eisenbahnstation Blumenau. Wählt man den Weg, welcher von Theben an der Kirche vorbei zum genannten Ort führt, so stößt man auf der letzten Anhöhe vor Kaltenbrunn, nachdem man eben den Wald verlassen hat, auf ein Konglomerat. Zahlreiche Abdrücke von Bivalven und Steinkerne von Gastropoden, besonders von *Conus* und *Turritella* beweisen, daß es das miocäne Leithekonglomerat der II. Mediterranstufe ist. Die Bestandteile des Konglomerats sind eckige Bruchstücke von Glimmerschiefer, mit viel Kalk verbunden. Geht man dann weiter abwärts auf Kaltenbrunn zu, so erreicht man diesen Glimmerschiefer selbst anstehend, zwar meist mit Löß bedeckt, aber doch in den cañonartigen Schluchten oft gut aufgeschlossen. Sein Streichen verläuft NO, das Fallen ist bei ziemlich steiler Schichtenstellung sehr wechselnd. Im Schiefer sieht man häufig Quarzgänge, manchmal mächtiger, manchmal dünne Adern bildend. Im allgemeinen halten sie sich ans Streichen, zeigen aber bisweilen auch bedeutendere Ausbauchungen, wobei sie die Schiefer auf die Seite drücken. Das Material ist grobkörniger Quarz. Nicht selten kann man aber neben dem Quarz große Muskovitblätter wahrnehmen, so daß dann das Gestein schon sehr an Pegmatit erinnert. Doch fehlt noch der Feldspat. Der Schiefer selbst ist ein Glimmerschiefer, in dem man makroskopisch Quarz, Biotit und Muskovit erkennt. Die Schieferung ist deutlich, aber nicht vollkommen.

Diese Verhältnisse halten an bis zur Kirche im Süden des Ortes. Ganz in der Nähe der Kirche findet man zum erstenmal an Stelle des Quarzes Pegmatitgänge im Schiefer, welche dann bis zum Granit sehr häufig sind. Am besten aufgeschlossen findet man sie, wenn man von der Kirche erst nach Süden geht und dann nach gut 100 Schritten in einen Hohlweg einbiegend nach Südosten<sup>1)</sup>. Das Streichen der Schiefer ist hier wieder NO, das Fallen bald steil gegen SO, bald ebenso steil gegen SW. Eine sehr charakteristische

<sup>1)</sup> Auf der Kartenskizze mit Nr. 5 bezeichnet.



Biotit ist, wenn vorhanden, nicht mehr ganz frisch, der vorherrschende Muskovit hingegen zeigt keine Einwirkung zersetzender Agentien. Der Granat tritt in kleinen, wohlumgrenzten Kristallen auf.

Die mikroskopische Untersuchung läßt also keinen Zweifel übrig, daß wir einen eigentlichen Pegmatit vor uns haben, mit der für diese Gesteine so charakteristischen Struktur. Die vollständige Übereinstimmung mit den Pegmatiten, welche aus dem Granit beschrieben wurden, beweist, daß sie die letzten Ausläufer des Granits darstellen.

Die Schiefer, in welchen die Pegmatite stecken, wurden als Glimmerschiefer bezeichnet. Parallel gelagerte Blättchen von Biotit und Muskovit in eine Quarzmasse eingebettet berechtigen zu diesem Namen. Allerdings ist die Schieferung nicht vollkommen; eine große Anzahl der Glimmerblättchen sind schief oder senkrecht zur Schieferfläche gestellt. Der reiche Biotitgehalt gibt dem Gestein eine dunkle Farbe.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt zunächst ein feinkörniges Quarzgemenge mit Pflasterstruktur. Zwischen den kleineren, durch kohlige Einschlüsse getrübten Quarzkörnern, finden sich zahlreiche größere, wasserhelle Quarze von derselben Beschaffenheit wie der Quarz, welcher in Adern und Gängen das Gestein durchzieht. Es scheinen diese Neubildungen zu sein, während erstere den ursprünglichen Quarzgehalt des Gesteines darstellen. Kataklastische Phänomene sind an beiden zu beobachten, aber nie sehr bedeutende. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen finden sich ebenfalls in beiden.

Neben dem Quarz treten einige Feldspatreste auf mit unregelmäßigen Umrissen, von schwächerer Lichtbrechung als Quarz, stark serizitisiert. Doch sind diese so selten, daß es nicht angeht, das Gestein deshalb zum Gneis zu stellen.

Meist in parallelen Lagen angeordnet durchzieht das Quarzpflaster ein gelbbrauner Biotit mit starkem Pleochroismus, so daß der quer zur Hauptzone schwingende Strahl fast farblos erscheint. Er bildet zerfetzte Lappen und enthält gewöhnlich Einschlüsse von Quarz und Erzen. Zersetzungserscheinungen fehlen.

Muskovit ist seltener als Biotit und nur selten parallel mit ihm verwachsen. Meist durchschneiden schmale Leisten von Muskovit den Biotit ohne Regelmäßigkeit. Andererseits tritt aber auch das umgekehrte Verhältnis auf.

Ein häufiger Bestandteil ist der Granat, ein gemeiner Granat mit guter Umgrenzung. Er ist stets durchlöchert und mit Quarz erfüllt.

Neben ihm tritt ebenso häufig Staurolith auf, ebenfalls zum Teil gut kristallographisch umgrenzt von den Flächen (001), (110), (010). Am häufigsten sind Querschnitte (in Schliffen  $\perp$  zur Schieferung), welche ein Prisma von etwa  $130^\circ$  und die Längsflächen (010) zeigen. Die Spaltbarkeit nach (010) ist oft deutlich, manchmal aber auch nicht zu sehen.  $\perp$  zu diesen Spaltrissen liegt die Achsenebene, also  $\# 100$ . Durchkreuzungszwillinge sind häufig, aber wie es scheint, immer nach Fläche (232) ( $\frac{3}{2} P \frac{3}{2}$ ), so daß sich die Individuen unter einem Winkel von  $60^\circ$  kreuzen. Die Lichtbrechung nähert sich der des Granats, die Doppelbrechung ist 0.01, der Charakter der Haupt-

zone und des Minerals +. Der Pleochroismus zeigt sehr deutlich die für Staurolith charakteristische Orientierung:  $c$  lebhaft gelb,  $a$  und  $b$  farblos oder doch nur mit schwach gelblichem Ton, das heißt  $c > b - a$ . Endlich ist noch die für Staurolith so bezeichnende Siebstruktur zu erwähnen: das Mineral zeigt zahlreiche Löcher, welche mit Quarz und Erzen ausgefüllt sind.

Sehr selten findet man auch einen braunen Turmalin mit typischem Pleochroismus und zonar aufgebaut.

Sehr häufig ist dagegen Eisenerz in unregelmäßig hexagonalen Blättchen und langgestreckten, seitlich scharf begrenzten Leisten: Eisenglanz. Er findet sich in allen übrigen Bestandteilen.

Zirkon erkennt man im Biotit an den pleochroitischen Höfen.

In der Niederung von Blumenau sind die Schiefer von tertiären Bildungen überdeckt, tauchen dann aber nördlich von diesem Ort wieder auf. Hier sieht man sie ausgezeichnet aufgeschlossen an dem Wege, welcher von Blumenau zum Eisenbründl führt. 300  $m$  weit sieht man beständig Schiefer mit Granit- und kleinen und großen Pegmatitgängen. Einmal ist ein solcher Gang grobkörnigen Pegmatits bis 10  $m$  mächtig und durchschneidet die Schichtung der Schiefer in einem spitzen Winkel. Auf der Karte findet man hier tertiäres Konglomerat eingetragen.

Noch weiter im Norden treten dieselben Schiefer östlich vom Franzhof (an der Straße von Blumenau nach Bisternitz) auf, erst bloß in Fundstücken im Walde, dann aber im Tal des Zigeunerbaches sehr gut aufgeschlossen. Auf der Karte findet man auch hier an Stelle der Schiefer erst tertiäres Konglomerat, dann Granit verzeichnet. Im Zigeunerbachtal bilden die Schiefer steile Gehänge, was offenbar verursacht ist durch die zahllosen Quarzadern, welche das Gestein durchziehen und es so widerstandsfähig machen. Das Streichen ist auch hier NO mit wechselndem Fallen. Pegmatitgänge sind nicht so häufig, fehlen aber doch nicht ganz. Einmal wurde ein solcher von  $1\frac{1}{2}$   $m$  Mächtigkeit beobachtet, welcher sich aus Streichen der Schichten hält, während ein anderer in einem östlichen Seitental,  $\frac{1}{2}$   $m$  breit, die Schichtung quer durchbricht. Neben diesen Pegmatitgängen wurden noch häufig lose Stücke dieses Gesteins gefunden, so daß es doch auch hier nicht so selten sein kann, wie es nach den Aufschlüssen den Anschein hat. Schiefer sowohl wie Pegmatite zeigen eine so große Übereinstimmung mit den von Kaltenbrunn beschriebenen, daß weitere Angaben darüber überflüssig erscheinen.

Noch muß ein merkwürdiges Schiefervorkommen angeführt werden, welches nach der Karte beim Eisenbründl (östlich von Blumenau) beginnt und in ostwestlicher Richtung als schmaler Streifen quer den Granit durchsetzend den Ostrand des Gebirges südlich von Ratzersdorf erreicht. Auf der Karte Beck's ist dieser Schiefer als Gneis ausgeschieden und im Text (pag. 6) wird er als „reiner Sedimentärgneis“ bezeichnet. Das Streichen der Schiefer, am Eisenbründl selbst gut aufgeschlossen, geht nach NO, entsprechend dem allgemeinen Streichen des Gebirges, während es mit der Längs-

erstreckung des Gneiszuges (OW) einen Winkel von  $45^{\circ}$  bildet. Das Fallen beträgt am Eisenbründl nur  $20-25^{\circ}$  gegen SO. Man sieht den Schiefer direkt unter den Granit einfallen.

Das Gestein führt hier den Namen „Gneis“ mit Recht, da der Feldspat, welcher im Kaltenbrunner Glimmerschiefer fehlt oder nur ganz untergeordnet auftritt, nun als wichtiger Bestandteil erscheint. Ob aber die Bezeichnung „reiner“ Sedimentärgneis ebenso zulässig ist, kann erst die mikroskopische Untersuchung zeigen. Im übrigen gleicht der Schiefer in seinem äußeren, makroskopischen Habitus so sehr den Kaltenbrunner Bildungen, daß es unmöglich wäre, beide voneinander zu unterscheiden.

Mikroskopisch beansprucht der Feldspat ein ganz besonderes Interesse. Der Plagioklas tritt in zwei Varietäten auf. Der eine ist vollständig frisch. Schlitze  $\perp M$  und  $P$  zeigen  $-13$  bis  $-14^{\circ}$  Auslöschung; es ist also fast reiner Albit. Der andere ist stark serizitisiert. Seine Lichtbrechung konnte durch Vergleich mit Anisöl von dem Index 1.548 bestimmt werden. In einem Bruchstück  $\perp a$  war die größte Lichtbrechung gerade gleich der des Anisöls, also  $\gamma = 1.548$ , das heißt der Plagioklas enthält  $25\%$  An. Damit stimmt auch die geringe Auslöschungsschiefe in Schlitzen  $\perp c$  überein. Wegen der so weit vorgeschrittenen Zersetzung war eine Bestimmung nach anderen Methoden nicht möglich. Zonar gebauter Plagioklas tritt auch auf, aber so selten und in so schlechter Ausbildung, daß nichts näheres darüber ausgesagt werden kann. Beide Feldspate finden sich im allgemeinen an verschiedenen Stellen des Schliffes getrennt.

Diese merkwürdige Erscheinung wird dem Verständnis näher gebracht durch die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse der Schiefer, welche gerade am Eisenbründl in einen großen Steinbruch sehr klar zu überschauen sind. Der Schiefer, welcher dort mit  $20-25^{\circ}$  unter den Granit einfällt, wird von zahlreichen Gängen eines grob- oder meist verhältnismäßig feinkörnigen Pegmatits und eines feinkörnigen Granits durchadert. In den oberen Teilen des Steinbruches ist die Grenze zwischen Schiefer und Granit aufgeschlossen und je mehr man sich letzterem nähert, desto mehr sind Granit oder Pegmatit und Schiefer durcheinandergemetet: Schollen von Schiefer stecken im Granit und wiederum durchdringt der Granit den Schiefer und sendet Pegmatitgänge in ihn hinein. Überträgt man diese Verhältnisse auf den Dünnschliff, so ist es leicht verständlich, woher die beiden verschiedenen Feldspate stammen: da der Granit stets Oligoklas führt, der Pegmatit aber Albit in größerer oder geringerer Reinheit, so liegt es nahe, den basischeren Plagioklas als einen Teil des eingedrungenen Granits, den Albit aber als vom Pegmatit herrührend zu betrachten. Wir hätten danach also ein Sedimentgestein, welches Eruptivmaterial aufgenommen hat, einen Paragneis. Diese Anschauung bestätigte die Untersuchung eines Schliffes, welcher gerade durch die Grenze von Granit und Schiefer ging, also beide enthielt. Dem Granit fehlt der Kalifeldspat und der Plagioklas schwankt zwischen  $18$  und  $27\%$  An, beide Mischungen zum Teil zonar verbunden. Quarz und Plagioklas sind nicht selten pegmatisch verwachsen. Man sieht nun den Plagioklas mit

demselben Amortitgehalt und in derselben Ausbildung in den Schiefer übergehen, ohne daß man Plagioklas des Granits und Plagioklas des Schiefers unterscheiden könnte. Der Albit fehlt hier, wohl weil kein Pegmatit in der Nähe ist.

Weiters ist über den Schiefer nichts mehr zu sagen. Was vom Kaltenbrunner Schiefer mitgeteilt wurde, gilt auch hier, mit der einzigen Ausnahme, daß Staurolith und Turmalin fehlen, während Granat ebenso wie dort vorhanden ist. Geologisch betrachtet ist die ganze Gneisscholle wohl eine Schieferpartie, welche in dem noch flüssigen Granit einsank und so vor der Denudation bewahrt blieb, welcher die Decke des Lakkolithen anheimfiel.

---

Südlich von Kaltenbrunn ist der Kontakt zwischen Granit und Schiefer und zum größten Teil auch der Schiefer selbst unter einer mächtigen Lößdecke begraben oder aber die Waldungen verhindern das Studium am anstehenden Material. Erst bei Theben, in dem bekannten Profil des Schloßberges (auf der Kartenskizze mit Nr. 6 bezeichnet), kommt vom Schiefer ein Teil wieder zum Vorschein. Es sind aber hier keine Glimmerschiefer mehr, sondern Phyllite; nur am östlichsten Teil des Schloßberges findet man noch Gesteine, welche makroskopisch wie mikroskopisch als Übergänge zwischen dem Phyllit von Theben und dem Glimmerschiefer von Kaltenbrunn betrachtet werden müssen. Makroskopisch erkennt man noch deutlich den Biotit und eine feinkörnige Quarzmasse. Unter dem Mikroskop erblickt man wiederum ein feinkörniges Gemenge von Quarz, wozu hier auch stark serizitisierte Feldspatbruchstücke kommen und sehr viele Fetzen von Biotit. Dieser ist teils braun mit Pleochroismus von braun bis fast farblos, teils grün (Pleochroismus grün bis gelb). Es ist eine Grünfärbung des ursprünglich braun gefärbten Biotits, wie die Übergänge klar zeigen. Daneben aber findet man auch grünlichen Chlorit mit viel schwächerem Pleochroismus und sehr schwacher Doppelbrechung, Pennin, welcher zum Biotit keine Beziehung erkennen läßt und wohl demselben Prozeß seine Entstehung verdankt, wie dieser.

Während also bei den Kaltenbrunner Glimmerschiefern vom ursprünglichen Gestein fast nur noch der Quarz unverändert erhalten ist, die anderen Bestandteile hingegen im Glimmer, im Granat und im Staurolith zu neuen Mineralien umgebildet wurden, haben wir in dem zuletzt beschriebenen ein Gestein vor uns, dessen klastischen Bestandteile noch gut erhalten sind, dessen Umwandlung erst zur Neubildung kleiner Biotit- und Chloritfetzen geführt hat, während die Hauptmasse unverändert blieb.

Noch deutlicher kommt dies zum Ausdruck bei dem nun nach Westen folgenden Phyllit. Es ist ein grünlich-graues Gestein, mannigfach gefältelt und mit zahlreichen Quarzadern durchzogen. Auf den Schichtflächen beobachtet man die charakteristischen Serizitmembranen. Unter dem Mikroskop sieht man in Schliffen  $\perp$  zur Schieferung zunächst parallele Lagen von Serizit, welche in Schlangelinien den Schliff durchziehen, entsprechend der makro-

skopisch erkennbaren Fältelung. Gegenüber diesem Serizit, in dem man manchmal auch einen grünlichen Glimmer findet, verschwinden die Quarzkörnchen fast ganz. Biotit- und Chloritschüppchen finden sich auch hier, wie im vorhergehenden Gestein, aber sie sind nur klein und noch schlechter begrenzt. Von Bedeutung ist noch das Auftreten von Turmalin mit einem Farbenton, welcher zwischen braun und grün liegt. Rutil ist in winzig kleinen Individuen und Zwillingen sehr häufig, Zirkon selten.

Die Quarzadern bestehen aus frischem, nicht kataklastischen Quarz von etwas größerem Korn, als er in der Hauptmasse vorkommt. Sie gehen genau parallel der Schichtung und machen die Fältelung im großen und ganzen mit, aber nicht in all ihren Feinheiten. Stellt man sich die Frage: woher diese Quarzadern? so muß man wohl antworten: sie sind sekundärer Entstehung. Wären sie im Schiefer gewesen bei der Faltung des Gesteins, so bliebe es unverständlich, wie sie bei dieser intensiven Fältelung, die sie hätten mitmachen müssen, unzertrümmert erhalten geblieben wären. Denkt man sich aber, eine Quarzlösung drang später in das Gestein, so sieht man leicht ein, daß eine solche gerade die Schichtfugen bevorzugte und, da diese in der mannigfaltigsten Weise verbogen waren, -so mußte der neugebildete Quarz sich den Biegungen anbequemen. Man wird aber wohl nicht fehl gehen, wenn man die Quarzlösung mit der Intrusion des Granits in Verbindung bringt. Wir sahen ja in Kaltenbrunn Pegmatitgänge allmählich in Quarzgänge, zum Teil noch Muskovitführend, übergehen, eine Erscheinung, die ja auch in anderen Gegenden beobachtet wurde, und zwar immer in Schiefen, welche weiter vom Granit entfernt sind.

Senkrecht oder spitzwinklig zur Schichtung und den Quarzadern durchzieht das Gestein ein System von zahlreichen Klüften, welche makroskopisch den Eindruck einer transversalen Schieferung hervorrufen. Im Dünnschliff sind sie leicht kenntlich durch ihre schmutzibraune Verwitterungszone. Die Glimmerblättchen werden an der Kluft verbogen („geschleppt“), die Quarzadern durchgerissen und gegeneinander verschoben: kurz, es ist ein mikroskopisches Bild von Verwerfungen, wie man es sich nicht schöner denken kann. In der Nähe der Risse zeigt der Gangquarz deutlich undulöse Auslöschung. Die Bildung der Klüfte gehört somit einer späteren Periode an, als das Eindringen des Quarzes.

Diese transversale Schieferung des Phyllits bewirkt, daß das Gestein sich stellenweise viel leichter nach den Klüften als nach den Schichtflächen absondert, und wenn man nicht genauer untersucht, wird man un schwer dazu kommen, diese Absonderung mit der Schichtung zu verwechseln. Diesen Fehler haben tatsächlich bis jetzt die Geologen, welche sich mit dem Thebener Schloßberg beschäftigten, begangen. So v. Andrian<sup>1)</sup> und Beck<sup>2)</sup>. Sie zeichnen beide den Phyllit so, als wenn sein westlichster Teil nach SO einfiel. Beck aber ist außerdem noch ein anderes Versehen unterlaufen.

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 346.

<sup>2)</sup> Zur Geologie der Kleinen Karpathen, pag. 46, Fig. 14.

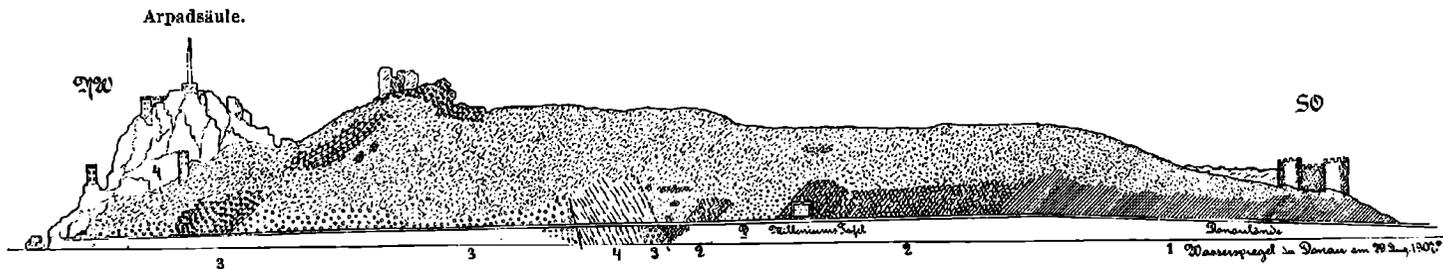
Wie der westlichste Teil der Phyllite bei ihm nach SO einfällt, so auch die noch weiter nach Westen folgenden Quarzite. Die Folge dieses Irrtums war die Annahme einer umgekippten Lagerung der ganzen Schichtserie, so daß der Lias zu unterst kam, eine Lagerung, wie sie in der ganzen Umgebung nicht vorkommt und deshalb auch für den Schloßberg sehr unwahrscheinlich erscheinen mußte. Es ist also jetzt das Profil dahin zu korrigieren, daß sämtliche Bildungen, Schiefer sowohl wie Quarzite, nach NW einfallen. Es läßt sich diese Lagerung bei den Phylliten in ganz ausgezeichneter Weise durch Verfolgung der Quarzadern feststellen, welche konstant nach NW fallen und deren Verlauf, den Untersuchungen im Dünnschliff zufolge, ebenso konstant die Schichtung angibt. Auch die Kalkschiefer in der Mitte des Profils dürften dieser allgemeinen Richtung folgen und auch ihr SO-Einfallen nur scheinbar sein, ebenfalls die Folge einer Druckschieferung. Figur 6 gibt das korrigierte Profil. Es wurde nach Photographie hergestellt und bringt nur Beobachtetes zur Darstellung.

Am rechten Donauufer findet man den Phyllit nicht mehr wieder, wohl aber treten am Braunsberge Schiefer auf, welche den vom Ostrand des Thebener Schloßberges beschriebenen sehr ähnlich sehen. Doch zeigt sich unter dem Mikroskop, daß die Metamorphose schon bedeutend weiter fortgeschritten ist. Der Biotit ist bereits merklich besser ausgebildet. Außerdem findet sich neben den serizitisierten Feldspatbruchstücken ein ganz frischer, neugebildeter Plagioklas, welcher  $\perp M$  und  $P$  —13 bis —14° Auslöschung zeigt, also wieder dem Albit nahe steht. Außerdem tritt auch Granat in vereinzelt Körnern auf. Dadurch nähert sich dieser Schiefer denen von Kaltenbrunn. Leider ist es nicht möglich, mit Bestimmtheit das Verhältnis dieses Schiefers zum Granit zu bestimmen, da alles mit Donaualluvionen überdeckt ist. Doch ergibt sich aus der Kartenskizze (pag. 3) als sehr wahrscheinlich, daß der Granit, welcher etwas schief zum Streichen des Gebirges herüberzieht (die wahrscheinliche Granitgrenze wurde durch eine gestrichelte Linie angedeutet), sich hier am Braunsberge dem Schiefer mehr genähert hat, und so wäre die höhere Metamorphose leicht verständlich.

Wenn das sich wirklich so verhält, dann müßten die Gesteine am Hainburger Schloßberge (auf der Kartenskizze Nr. 7) einen noch höheren Grad der Metamorphose zeigen, weil hier der Granit ganz nahe an sie herantreten muß. Und in der Tat ist das, was am Hainburger Schloßberg beobachtet wurde, geeignet, diese Voraussetzung voll und ganz zu bestätigen. Es ist zwar ein wenig ausgedehntes, aber dafür um so interessanteres Profil, welches am Ostabhange dieses Berges studiert werden konnte.

In den Weinbergen und auf den Wegen findet man nicht selten Gesteine, welche bald auffallen und mit den bis jetzt beschriebenen gar keine Übereinstimmung zeigen. Ein Verfolgen dieser Funde führte unmittelbar oberhalb der Weinberge am Südostabhange des Schloßberges zu einigen anstehenden Felsen, welche zusammen mit dem Schloßberg selbst ein interessantes Profil ergaben. Figur 7 gibt die Verhältnisse wieder, wobei allerdings einzelne Schichten zu mächtig eingetragen wurden, weil anderenfalls die Schichtfolge zu undeutlich

Fig. 6.



Profil durch den Thebener Schloßberg.

Maßstab: 1:3.500.)

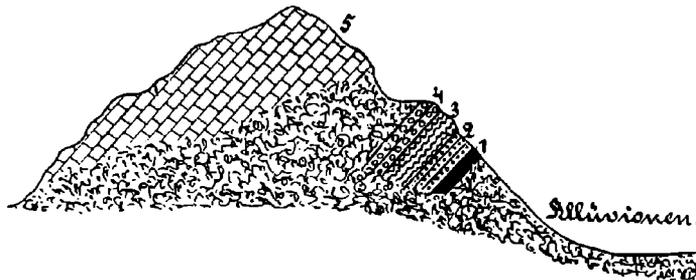
(Auf der Kartenskizze Nr. 6.)

1. Übergang von Glimmerschiefer in Phyllit. — 2. Phyllit. (Die gewundenen Linien bezeichnen die Schichtung, die unterbrochen die Klüftung.) — 3. Quarzit. — 4. Liaskalk. — P. Porphyroid.

3 und 4 wiederholen sich, wohl infolge Verwerfung. — Die westliche Grenzlinie zwischen 3 und 4 ist deutlich zu sehen. Die Begrenzung von 3 und 4 im Osten und von 3 und 2 nur sehr undeutlich. Die vermutliche Grenze wurde unterbrochen gezeichnet. Die unterbrochenen Linien bei 4 in der Mitte des Profils bezeichnen wahrscheinlich nur transversale Schieferung, entsprechend der transversalen Schieferung des Phyllites.

geworden wäre. Zu unterst findet man dieselben Schiefer wie in Kaltenbrunn. Anstehend wurden sie zwar nicht gesehen. Doch liegen die Fundstücke so, daß ihre Stellung im Profil gesichert erscheint. Dann folgt ein typischer Kalksilikathornfels; es ist ein massiges, dunkles, splittrig brechendes Gestein, zum Teil deutlich gebändert, indem dunkle und gelblichgrüne Lagen abwechseln. Die Mächtigkeit beträgt nur einige Dezimeter. Dann schließt sich ein schiefriges Gestein von grünlicher Farbe an; stellenweise ist es gefältelt und von phyllitischem Aussehen. Grünschiefer dürfte die passendste Bezeichnung sein. Auch seine Mächtigkeit ist gering. Das nun folgende Gestein ist wieder ein schwarzer, gebänderter Hornfels von großer Härte und splittrigem Bruch. Er geht nach oben über in bräunlich verwitterten Quarzit. Aber auch diese Bildungen sind so wenig mächtig, daß sie bis jetzt mit Einschluß der vorhergehenden ganz übersehen wurden. Der Hainburger Schloßberg besteht ganz aus Liaskalk,

Fig. 7.



Profil durch den Hainburger Schloßberg.

(Auf der Kartenskizze Nr. 7.)

1 Glimmerschiefer. — 2. Kalksilikathornfels. — 3. Grünschiefer. — 4. Quarzhornfels und Quarzit. — 5. Liaskalk.

welcher kristallinische Struktur zeigt und stellenweise sogar in mittelkörnigen Marmor übergeht. Zunächst möge die mikroskopische Beschreibung aller dieser Gesteine folgen.

Der Glimmerschiefer, äußerlich dem Kaltenbrunner Schiefer sehr ähnlich, zeigt auch unter dem Mikroskop mit ihm gute Übereinstimmung. Gut ausgebildete Granaten und Staurolithe findet man in großer Menge. Häufig ist auch ein brauner bis grüner Turmalin. Auch Chlorit von schwacher, kaum merklicher Doppelbrechung (Pennin), ist vorhanden. Daraus ergibt sich, daß der Schiefer einen sehr hohen Grad der Metamorphose zeigt, was ausgezeichnet zum nun folgenden Gestein paßt. Dieses wurde als Kalksilikathornfels bezeichnet, ein Name, welchen man ihm schon ohne Bedenken beilegt, wenn man es makroskopisch betrachtet. Durch die mikroskopische Untersuchung aber wird er voll und ganz bestätigt. Der Hauptsache nach besteht dieser Hornfels aus Diopsid und Klinozoisit. Ersterer ist farblos und zeigt eine Auslöschung, welche in Schlifflinien  $\neq$  (010) immer etwas

unter  $40^\circ$  bleibt. Die Spaltbarkeit oder Absonderung nach (100) tritt in Querschnitten noch deutlicher hervor als die prismatische Spaltbarkeit. Auf den Spaltrissen hat sich Kalkspat angesiedelt. Der Diopsid ist meistens durchlöchert und umschließt zahlreiche, vollkommen umgrenzte Individuen von Klinozoisit. Die Bestimmung als Klinozoisit ist leicht und sicher auszuführen, da Zwillinge nach (100) vorhanden sind, welche die Lage der Elastizitätsachse  $a$  zu bestimmen ermöglichen. Diese weicht in solchen Schliffen etwa  $2^\circ$  nach vorn von der  $c$ -Achse ab. Ebenso weist der  $+$  Charakter des Minerals auf Klinozoisit hin, sowie die geringe Doppelbrechung, welche stellenweise nur die Höhe  $0.003-0.004$  erreicht, allerdings auch bis  $0.01$  gehen kann. Da beide Mischungen unregelmäßig durcheinanderliegend vorkommen, so ergeben sich daraus fleckige Interferenzfarben. Anomale Interferenzfarben fehlen. Wenn der Klinozoisit nicht im Diopsid liegt, bilden seine Körner ein ausgesprochenes Pflaster.

Kalzit ist an manchen Stellen des Schliffes in zwillinglamellierten großen Stücken angehäuft. Auch findet man eine blaugrüne Hornblende ( $a$  schwach gelblich,  $b$  gelblichgrün,  $c$  blaugrün) mit etwa  $20^\circ$  Auslöschung auf der Symmetrieffläche.

Endlich kommt noch dazu eine farblose Masse mit schwacher Doppelbrechung. Es scheint stark zersetzter Feldspat zu sein. Eine nähere Bestimmung ist nicht möglich.

So weisen also Mineralkombination wie Struktur — ausgesprochene Sieb- und Pflasterstruktur — auf einen Kalksilikathornfels hin. Einen ganz anderen Typus stellt das nun folgende Gestein dar. Es wurde als Grünschiefer bezeichnet. Makroskopisch unterscheidet man keine Mineralien wegen der überaus feinkörnigen Beschaffenheit. Unter dem Mikroskop ergibt sich als Hauptbestandteil Hornblende, welche sich aber nach ihren mikroskopisch erkennbaren Eigenschaften mit keiner bekannten Mischung aus der Hornblendegruppe vollständig identifizieren läßt. In Schliffen  $\#$  der Symmetrieebene ist deutlicher Pleochroismus vorhanden:  $a$  fast farblos,  $c$  mattgrün mit einem violetten Ton. In Schliffen nach (100) ist der Pleochroismus schwächer;  $b$  nimmt einen gelblichen Ton an. In Querschnitten endlich ist der Pleochroismus wieder ziemlich stark, doch noch immer weit zurückstehend hinter dem der grünen Hornblende. Es ergibt sich so als Regel:  $a$  fast farblos,  $b$  gelblichgrün,  $c$  mattgrün mit violettem Ton. Der optische Charakter ist  $+$ , wie sowohl in Schliffen fast  $\perp$  zu einer Achse, als auch in Schliffen  $\#$  zur Achsenebene unzweifelhaft bestimmt werden konnte. Nach der Krümmung der Hyperbel dürfte  $2V = 80^\circ$  sein. Licht- und Doppelbrechung haben dieselben Werte wie bei der grünen Hornblende. Es ist also eine Hornblende, welche nach Farbentönen und optischem Charakter dem Pargasit nahestehen scheint, sich aber durch den größeren Achsenwinkel von ihm unterscheidet. Leider ist es nicht möglich, reines Material für eine chemische Analyse zu gewinnen.

Neben der Hornblende sieht man häufig einen farblosen oder gelblichbraunen Glimmer, lamellar verwachsen mit einem farblosen Chlorit, welcher gerade auslöscht und eine Doppelbrechung

von ungefähr 0·006—0·007 zeigt. Vom Glimmer unterscheidet er sich außerdem noch durch negativen Charakter der Hauptzone. Alles das weist auf Klinochlor hin. Der Glimmer ist teils farblos, teils gelbbraun mit deutlichem Pleochroismus. Da sich zwischen beiden Übergänge finden, so war der ursprüngliche Glimmer wohl Biotit oder vielleicht auch Phlogopit. Das Mineral ist erfüllt mit dunklen, nicht näher bestimmbareren Umwandlungsprodukten. Die Chloritglimmerindividuen umschließen oft die Hornblende, deren Längsschnitte keine Endflächen zeigen, während Querschnitte von Prismen begrenzt sind. Nie aber enthält die Hornblende Chlorit- oder Glimmereinschlüsse.

In allen Bestandteilen eingeschlossen findet sich Titanit in zahlreichen kleinen, oft langgestreckten Fetzen, welche untereinander parallel gelagert das Gestein in gewundenen Linien durchziehen. Größere Stücke zeigen deutlich den kleinen + Achsenwinkel mit starker Dispersion ( $r > v$ ). Fast immer liegt im Kern eine schwarze Erzpartie: Titaneisen.

Klinozoisit und Kalzit treten nur an einzelnen Stellen des Schliffes auf, noch seltener Apatit und Rutil.

Die Fältelung, welche man makroskopisch stellenweise beobachtet, beruht auf einer helizitischen Windung parallel gelagerter Hornblendenädelchen.

Fragt man sich nun, welche Gesteine ursprünglich vorgelegen haben mögen, durch deren Metamorphose der Kalksilikathornfels und der Grünschiefer hervorgingen, so kann die Antwort bei ersterem keine Schwierigkeit bereiten. Der Mineralbestand weist unbedingt auf ein kalkreiches Sediment hin. Der Gedanke an ein basisches Eruptivgestein ist völlig ausgeschlossen, wie folgende Überlegung zeigt: da das Gestein beinahe zur Hälfte aus Klinozoisit besteht, so würde dieser allein schon 10—12%  $CaO$  liefern. Dazu kommt aber noch eine nicht unbedeutliche Menge freien  $CaCO_3$  und der  $CaO$ -Gehalt des Diopsids, so daß 30%  $CaO$  gewiß nicht zu hoch angenommen ist. So viel weist aber kein einziges Eruptivgestein auf. Es bleibt also nur ein etwas dolomitischer Mergel übrig.

Eher könnte man bei dem Grünschiefer an ein umgewandeltes basisches Eruptivgestein denken. Das Verhältnis des  $CaO$  zu  $MgO$ , wie es im Pargasit, dem Hauptbestandteil, vorliegt, würde gerade dem eines Diabases entsprechen. Das bestätigte eine angenäherte Bestimmung von  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  und  $MgO$ . Für eine solche Annahme spricht endlich auch der hohe Titangehalt, wie er sich im Titanit und Titaneisen kundgibt. In einem Sedimentgestein würde er wohl kaum zu erklären sein.

Keines von beiden Gesteinen konnte an einer anderen Stelle anstehend aufgefunden werden. Doch liegen am Ostabhange des Braunsberges, in Kaltenbrunn und weiter nördlich beim Franzhof lose Fundstücke des Grünschiefers und bei Kaltenbrunn mit ihm eng verbunden der Kalksilikathornfels. Auch noch weiter nach Norden ist der Grünschiefer recht häufig, wie aus dem Material ersichtlich ist, das mir vom geologischen Institut der Universität Wien gütigst zur Verfügung gestellt wurde.

Im Profil des Hainburger Schloßberges findet man über dem Grünschiefer „Quarzhornfels“ und Quarzit eingetragen. Es ist der Name „Quarzhornfels“ gewählt worden, weil der äußere Habitus ganz der eines Hornfelses ist und weil das Gestein makroskopisch wie mikroskopisch eine große Ähnlichkeit zeigt mit unzweifelhaften Hornfelseln, welche bei Klausen in Südtirol (Tinnebachtal) am Dioritkontakt auftreten. Es erscheint unter dem Mikroskop ein Quarzpflaster, welches mit Graphitbändern durchzogen ist. Diese geben dem Gestein makroskopisch gebändertes Aussehen. Außer winzigen Muskovitblättchen fehlen andere Mineralien. Auf den Namen Quarzhornfels soll kein besonderes Gewicht gelegt werden; man könnte das Gestein ebenso gut als „graphitführenden Quarzit“ bezeichnen und es damit zu dem nun nach oben sich anschließenden, hier nur wenig mächtigen Quarzit stellen. Es ist dieser Quarzit von derselben Beschaffenheit wie die großen Quarzitmassen, welche weiter nach Norden immer das Liegende der Liaskalke bilden. Deshalb möge die Beschreibung dieser hier sofort angeschlossen werden. Meist ein feinkörniges, weißes oder auch gelblichbraunes Gestein, deutlich in Bänken abgesondert, hat der Quarzit nicht selten Einlagerungen eines groben Konglomerats, dessen abgerundete Gerölle wieder nur aus Quarz bestehen. Unter dem Mikroskop sieht man ein stark kataklastisches Quarzpflaster, aus eckigen Quarzkörnern mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen bestehend. Ein Bindemittel fehlt meistens, wenn aber vorhanden, besteht es aus serizitischem Material. Manchmal sind die Quarze zu ganz kleinen Körnern zertrümmert. Stellenweise findet sich in diesen Zertrümmerungsprodukten oder auch auf der Grenze der Quarzkörner ein stark licht- und schwach doppelbrechendes Mineral von so kleinen Dimensionen, daß eine sichere Bestimmung nicht möglich war. Nach Licht- und Doppelbrechung dürfte es Zoisit sein. Wo dieses Mineral recht zahlreich wird, zeigt der Quarzit dunkle, fast schwarze Flecken. Die makroskopischen Eigentümlichkeiten der Quarzite in ihren verschiedenen Varietäten und ihr geologisches Auftreten beschreibt Beck<sup>1)</sup> so ausführlich, daß eine Wiederholung überflüssig erscheint.

Die metamorphe Beschaffenheit der Liaskalke in den Kleinen Karpathen wurde schon von Beck<sup>2)</sup> hervorgehoben. Er beobachtete in den Kalken oft Serizitschüppchen und an den Mergelschiefeln, welche mit den Kalken in inniger Beziehung stehen, nicht selten ein phyllitisches Aussehen, ferner bei manchen Kalken, wie bei denen von Ballenstein, Hainburg und im Modreiner Gebirge eine „halbkristallinische“ Beschaffenheit. Letzteres ist besonders auffallend bei den Liaskalken unseres Profils (Figur 7) am Hainburger Schloßberg. Alle Kalke sind zwar feinkörnig, aber doch deutlich kristallinisch. Am Ostabhange, ganz in der Nähe der Hornfelse, fanden sich sogar Stücke, welche den Laaser Marmor im Korn

<sup>1)</sup> Zur Geologie der Kl. Karpathen, pag. 7 u. 8.

<sup>2)</sup> Ib., pag. 20 u. 21.

bedeutend übertreffen und wie die Marmore von Wolfsberg in Kärnten beim Schlagen den bekannten Geruch hervorbringen. Unter dem Mikroskop erkennt man gut ausgebildete, zwillingslamellierte Kalzitkörner, die verzahnte Struktur zeigen. Andere Mineralien sind nicht vorhanden; der Kalzit ist vollständig rein. Betrachtet man dagegen die Kalke am Thebener Schloßberg, so fällt sofort der Unterschied auf: diese Kalke erscheinen auf den ersten Blick als ganz normale Sedimente. Erst bei genauerem Zusehen entdeckt man auch hier die beginnende Metamorphose. Doch sind, wie sich im Dünnschliffe zeigt, die Kalzitkörner viel kleiner als am Hainburger Schloßberg.

Als letztes Gestein wäre nun noch zu beschreiben ein ganz lokales Vorkommen eines Porphyroides am Thebener Schloßberg, als, wie es scheint, konkordante Einlagerung in den Phylliten. (Siehe Figur 6.) Beck erwähnt diese Bildung pag. 7 seiner Monographie und gibt folgende Beschreibung: „Es sind meist hellgrüne, körnig-schiefrige Gesteine. Die Quarzkörner zeigen sehr häufig die Erscheinung der sogenannten Taschen und durchaus undulöse Auslöschung. Orthoklas, Plagioklas und Mikroklin bilden nebst den Quarzkörnern die wichtigsten Einsprenglinge; Glimmerblättchen treten nicht sonderlich hervor. Die feinkörnige Grundmasse besteht größtenteils aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat, untermenget mit Serizit.“ Orthoklas und Mikroklin sind frisch, der Plagioklas serizitisiert; letzterer ist ein Oligoklas. Nicht bloß der Quarz ist zertrümmert, sondern auch der Kalifeldspat. Ein Kristall zum Beispiel ist mehreremale zerbrochen und die einzelnen Teile gegenseitig verschoben. Die Risse aber wurden mit Quarz ausgefüllt. Es sieht aus, als wenn der Quarz sich hineingefressen hätte. Wenige ausgebleichte Biotite und kleine Muskovitblättchen kommen außer Quarz und Feldspat als Einsprenglinge vor. Die Grundmasse sieht einem Phyllit nicht unähnlich, indem der Serizit sich durch das Gestein hindurchwindet. An Nebengemengteilen findet man Zirkon und Rutil und ziemlich häufig einen grünlichen Turmalin. Aus all diesem ersieht man, daß der Porphyroid aus einem Quarzporphyr durch starke Pressung und Zersetzung hervorgegangen ist. Der Turmalin aber scheint auf eine Einwirkung des Granits hinzuweisen.

## VI. Zusammenfassung und allgemeine Ergebnisse.

Fassen wir nun das Ergebnis der Untersuchung kurz zusammen: Die Hauptmasse der Kleinen Karpathen besteht aus einem Zweiglimmergranit mit zahlreichen, zum Teil recht mächtigen Pegmatit- und wenigen Aplitgängen und noch selteneren basischen Ausscheidungen. Nur eine basische Ausscheidung, der Diorit im Tiefen Weg und an den Batzenhäuseln, ist von etwas größerer Bedeutung. Die Zersetzung des Granits führt zur Ausbleichung des Biotits unter gleichzeitiger Ausscheidung von Klinozoisit und Epidot; Chloritbildung ist selten. Stellenweise ist der Granit schiefrig, und zwar nicht bloß am Rande, sondern auch im Innern des Massivs selbst. Die schiefrige Struktur ist eine Zertrümmerungs-

erscheinung, wie sich an verschiedenen Verwerfungsklüften deutlich nachweisen läßt. Dieser Zertrümmerung folgt dann die Zersetzung. Der neugebildete Serizit durchzieht in parallelen Schnüren das Gestein und ruft so den Eindruck der Schieferung hervor.

Die Kontaktverhältnisse sind im Osten nicht zu beobachten, weil der Granit in die Tiefe gesunken ist, im Westen aber sind sie an verschiedenen Stellen deutlich aufgeschlossen. Granat- und staurolithführende Glimmerschiefer (selten Gneise) mit Pegmatitgängen grenzen unmittelbar an den Granit an. Dann folgen Phyllite, endlich Quarzit und Kalke, zum Teil kristallinisch. Zwischen Quarzit und Glimmerschiefer schiebt sich am Hainburger Schloßberg Kalksilikathornfels und Grünschiefer ein, welche auch weiter nach Norden noch beobachtet wurden, aber niemals anstehend.

Als erste Folgerung ergibt sich aus letzteren Darlegungen mit vollständiger Klarheit, daß der Granit jünger ist als die Schiefer, daß er sich zu diesen intrusiv verhält. Das ist nun allerdings nichts Neues. Davon war schon Kornhuber im Jahre 1856 überzeugt (siehe pag. 10), da er sich die Gneise als Urgebirgsschollen schwimmend im flüssigen Granit dachte, und Stur<sup>1)</sup> und v. Andrian<sup>2)</sup> schlossen es aus der geographischen Verbreitung des Granits. Aber es konnte doch ein neuer Beweis dafür erbracht werden. Die zahlreichen Pegmatitgänge, welche vom Granit ausgehend den Schiefer durchziehen, teils parallel den Schichten, teils diese in kleinerem oder größerem Winkel schneidend, bilden einen solchen unanfechtbaren Beweis für das Altersverhältnis beider Gesteine.

Damit ist aber auch die Möglichkeit gegeben, die kristallinische Beschaffenheit der Schiefer einer anderen Ursache zuzuschreiben, als man es bis jetzt getan hat, oder wenigstens immer stillschweigend voraussetzte. Es wurde schon mehreremale hervorgehoben, wie die Schiefer in der Nähe des Granits, soweit die Pegmatitgänge reichen — wenigstens 300 m weit — vollständig umgewandelt sind und als Neubildungen Granat und Staurolith erscheinen. Entfernt man sich weiter vom Eruptivgestein, so verschwinden die Pegmatitgänge; an ihre Stelle treten Quarzadern und Quarzgänge, zunächst teilweise muskovitführend, dann aber fehlt auch der Muskovit und der reine Quarz herrscht vor. Damit verschwinden aber auch Granat und Staurolith; der Biotit, welcher früher sehr häufig war und gut ausgebildet erschien, wird nun seltener und findet sich nur in kleinen Fetzen. Die ursprünglich klastische Struktur tritt stellenweise deutlich hervor (Ostrand des Thebener Schloßberges), endlich werden die Glimmerschiefer zu Phylliten (Thebener Schloßberg), welche noch immer zahlreiche Quarzadern enthalten, u. d. M. aber die klastische Struktur deutlich zeigen. Alle diese Erscheinungen erklärt in einfacher und vollständig befriedigender Weise die **Kontaktmetamorphose**. Die Entfernung des Phyllits vom Granit ist nicht so groß, daß daraus ernste Schwierigkeiten erwachsen könnten. An der Oberfläche gemessen, be-

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861, Bd. XI, pag. 54 ff.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, Bd. XIV, pag. 332.

trägt diese Entfernung nicht mehr als  $1\frac{1}{2}$  km; daß sie aber unterirdisch noch geringer ist, zeigen die Pegmatitgänge, welche 300 m von der oberflächlichen Granitgrenze noch nachgewiesen wurden. Noch näher würde vielleicht der Granit rücken, wenn man die Quarzadern ebenfalls als vom Granit ausgehend betrachten dürfte, wofür ja zahlreiche Beobachtungen an anderen Orten sprechen. Es unterliegt also gar keinem Zweifel, daß der Granit wirklich die Schiefer unter den vorliegenden Verhältnissen umwandeln konnte. Aber hat er es nun auch wirklich getan?

Da dürfte die Form der Metamorphose der Schiefer einige Schwierigkeiten bereiten. Es hat sich ja im Laufe der Zeit die weit verbreitete Anschauung herausgebildet, daß man nur da von Kontaktmetamorphose reden kann, wo Hornfelse, Knotenschiefer usw. mit ganz bestimmten Kontaktmineralien auftreten. Nun aber finden wir in den Kleinen Karpathen unmittelbar an den Granit anstoßend nicht Hornfelse, sondern Glimmerschiefer und dann Phyllite, welche die Vertreter jener Anschauung als typische Bildungen der Dynamometamorphose betrachten, und in den Glimmerschiefern treten nicht Andalusit oder Kordierit auf oder ähnliche „Kontaktmineralien“, sondern Granat und Staurolith, Mineralien, welche nach der Anschauung Rosenbuschs vor allem dynamischen Prozessen ihre Entstehung verdanken.

Doch ist diese Schwierigkeit nicht so bedeutend, als es scheinen mag. Man kann nämlich die genannte Anschauung als höchst unwahrscheinlich dartun. Zahlreiche Beobachtungen, welche vor allem in der letzten Zeit angestellt wurden, liefern hinreichendes Material dazu. Und zu diesen Beobachtungen muß man, wie mir scheint, auch die in den Kleinen Karpathen rechnen.

Wenn man den Einfluß des Granits auf das von ihm durchbrochene Gestein zuverlässig beurteilen will, muß man offenbar zuerst durch geologische Beobachtungen feststellen, welche Gesteine überhaupt im primären Kontakt mit Granit vorkommen. Es zeigt sich nun aber immer deutlicher, daß dieses meistens kristallinische Schiefer sind, während Hornfelse und Knotenschiefer seltener auftreten. Bei dem früheren Stande der Wissenschaft, als man noch die Granite, welche mehr oder weniger deutlich Schieferstruktur zeigen, zur „Gneisformation“ stellte, das heißt als erste Erstarrungskruste oder als die ersten chemischen Sedimente des Urmeeres betrachtete, hatte das Auftreten der kristallinischen Schiefer in enger Verbindung mit den „Gneisen“ keineswegs etwas Befremdendes. Im Gegenteil, es entsprach durchaus der herrschenden Theorie. Zahllose Beobachtungen haben aber inzwischen ergeben, daß jene Theorie, wenigstens in ihrer Allgemeinheit, nicht richtig sein kann, sie haben unzweifelhaft dargetan, daß ein großer Teil des „Urgneises“, soweit die Untersuchungen reichen, nichts anderes ist als ein echter Granit, welcher in die älteren Schiefer als jüngere Eruptivmasse eindrang. Das ist deshalb auch die Anschauung, welche alle modernen Petrographen vertreten. Daraus erwächst aber für diejenigen, welche die Entstehung der kristallinen Schiefer in völliger Unabhängigkeit von der Granitintrusion auf dynamische Prozesse zurückführen wollen,

eine kaum überwindliche Schwierigkeit. Gerade dort, wo man die „Gneise“ als intrusive Granite im primären Kontakt mit ihrer ursprünglichen Schieferhülle erkannte, hat man auch fast immer mit derselben Sicherheit beobachten können, wie unmittelbar in Verbindung mit dem Granit hochkristalline Gesteine auftreten, wie aber die kristalline Beschaffenheit der Schiefer mit der Entfernung vom Granit abnimmt. Man muß also hier entweder eine Abhängigkeit dieser kristallinen Beschaffenheit vom Granit annehmen, oder aber die Behauptung aufstellen, der Granit ist zufällig immer dort in die Schiefer eingedrungen, wo diese infolge dynamischer Erscheinungen am stärksten umgewandelt waren oder später umgewandelt wurden. Einer solchen Behauptung könnte nun allerdings nicht alle Wahrscheinlichkeit abgesprochen werden, wenn es sich nur um einige wenige Fälle dieser Art handelte. Aber eine jede neue Beobachtung der genannten Erscheinung macht sie unwahrscheinlicher und nachdem so viele einwandfreie Untersuchungen vorliegen, welche alle dieselbe Tatsache bezeugen, ist die Wahrscheinlichkeit so gering geworden, daß man ohne Bedenken sagen kann, es fehlt jener Behauptung die wissenschaftliche Berechtigung.

Somit bleibt nur die Annahme übrig, die kristalline Beschaffenheit der Schiefer ist vom Granit abhängig, das heißt durch Kontaktmetamorphose des Granits hervorgebracht. Und daraus ergibt sich wiederum, daß die Kontaktmetamorphose unter Umständen nicht Hornfelse und Knotenschiefer, sondern kristalline Schiefer (Sedimentgneise, Glimmerschiefer, Phyllite usw.) zum Endergebnis hat. Die Verhältnisse in den Kleinen Karpathen aber zeigen das mit großer Deutlichkeit, da hier die Abhängigkeit vom Granit mit seltener Klarheit zutage tritt. Es ist somit wissenschaftlich voll und ganz berechtigt, die kristalline Beschaffenheit der Glimmerschiefer und Phyllite in unserem Gebiete auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen und die Annahme irgendwelcher dynamometamorpher Einwirkung als im höchsten Grade unwahrscheinlich anzusehen<sup>1)</sup>.

Dieser Beweis erlangt aber noch eine neue und zuverlässige Stütze in einer anderen Beobachtung, welche von entscheidender Wichtigkeit in unserer Frage ist. Es wurden ja wirkliche Hornfelse gefunden, und zwar in so typischer Ausbildung, daß sie makroskopisch wie mikroskopisch sofort als solche kenntlich sind. Von ganz besonderem Interesse ist es dabei, daß diese Hornfelse nicht unmittelbar an den Granit angrenzen, sondern im Glimmerschiefer, allerdings in einem hochmetamorphosierten, wie Staurolith und Granat zeigen, eingelagert sind. Eine Schwierigkeit würde das bereiten, wenn Hornfels und Glimmerschiefer aus demselben Sediment hervorgegangen wären. Da aber ersterer aus

<sup>1)</sup> Daß die „Granitgneise“ dynamischen Prozessen ihre Entstehung verdanken, wurde im Text schon genügend hervorgehoben. Diese würde man also mit Recht dynamometamorph nennen. Man ersieht aber gerade aus diesen Bildungen, daß dynamische Einwirkungen vor allem Zertrümmerungen schon vollendeter Gesteine bewirken, während Neubildungen erst in zweiter Linie auftreten und auch dann nicht von den dynamischen Prozessen bewirkt, sondern nur veranlaßt werden.

Kalksilikaten besteht, also ursprünglich ein Mergel war, letzterer hingegen ein metamorphosiertes sandig-toniges Sediment darstellt, so schwindet damit jede Schwierigkeit; es bildet diese Beobachtung vielmehr einen interessanten Beitrag dafür, wie verschieden die verschiedenen Gesteine sich der Kontaktmetamorphose gegenüber verhalten.

Eine zweite Frage von großer Bedeutung bezieht sich auf das Alter der Granitintrusion. Will man die Altersgrenze nach unten festlegen, so ist es zunächst notwendig, das Alter der metamorphosierten Schiefer zu bestimmen. Da Fossilien nicht erhalten sind, so muß uns hier die petrographische Beschaffenheit im Vergleich mit Gesteinen von bekanntem Alter aushelfen. Nach den Ausführungen des Meisters der Karpathengeologen Herrn Prof. Dr. V. Uhlig<sup>1)</sup> kennt man in den Karpathen karbonische Bildungen, deren Alter durch Fossilfunde sichergestellt wurde, welche aus „rostbraunen, glimmerreichen Sandsteinen, dunklen Tonschiefern . . bestehen“. Außerdem gehören nach ihm jedenfalls dem Paläozoikum an „buntfarbige Schiefer und Quarzite, zwischen denen Grünschiefer auftreten, welche Übergänge in Porphyrit mit erhaltenen Plagioklaseinsprenglingen zeigen“<sup>2)</sup>. Ferner finden sich in diesen Bildungen „Porphyrschiefer, welche man zum Teil noch deutlich als Quarzporphyre erkennt“. (Ib.) Prof. Uhlig bezeichnet diese Schichtgruppe als die „erzführende Serie“ und Hauer<sup>3)</sup> rechnet sie zum Devon, weil sie im Kontakt mit den karbonischen Bildungen auftritt.

Die Glimmerschiefer und Phyllite in den Kleinen Karpathen scheinen in ihrem chemischen Bestande ebenso gut mit Gesteinen der karbonischen Bildungen, wie mit solchen der „erzführenden Serie“ übereinzustimmen, doch spricht das Auftreten von Quarzporphyr (Porphyroide von Theben) und von Grünschiefern so sehr zugunsten der letzteren Formation, daß man wohl ohne Bedenken unsere Schiefer mit den Schiefern der „erzführenden Serie“ identifizieren kann.

Es ergibt sich daraus für den Granit als unterste Grenze ein Alter, welches geringer ist als das des genannten Schichtsystems, also wahrscheinlich als postdevonisch bezeichnet werden muß. Als oberste Grenze gibt Prof. Uhlig<sup>4)</sup> das Perm an: „Soviel steht fest, daß die Granite nicht etwa einer postpermischen Intrusion angehören, wie der Tonalit der Ostalpen, sondern geologisch älter sind als die Permformation.“ Doch ist zu beachten, daß diese Feststellung zunächst streng genommen nur für die Hohe Tatra gilt<sup>5)</sup>, wo ein präpermisches Alter des Granits unzweifelhaft erwiesen ist.

Für die Kleinen Karpathen glaubt Beck in „Grundkonglomeraten und Breccien, in welchen Fragmente des kristallinischen Urgebirges, namentlich der Phyllite auftreten“<sup>6)</sup> einen Beweis für

<sup>1)</sup> V. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, pag. 14 (664).

<sup>2)</sup> Ib. pag. 15 (665).

<sup>3)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Bd. XIX, pag. 507.

<sup>4)</sup> V. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, pag. 18 (668).

<sup>5)</sup> V. Uhlig, Geologie des Tatragebirges, I., Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. LXIV, pag. 647.

<sup>6)</sup> Zur Geologie der Kleinen Karpathen, pag. 9.

präpermisches Alter des Granits erblicken zu dürfen. Leider sind die so wichtigen Belegstücke dieses Grundkonglomerates verloren gegangen und so war eine petrographische Untersuchung der „Urgebirgsfragmente“ nicht möglich. Auffallend ist es jedenfalls, daß in den Permkonglomeraten bis jetzt niemals ein Gerölle des Karpathengranits gefunden wurde, was doch allein als ein vollgültiger Beweis des präpermischen Alters angesehen werden könnte. Das Vorkommen von kristallinen Schiefen in diesen Konglomeraten beweist nur dann etwas, wenn man zeigen kann, daß es die Schiefer sind, welche vom Granit durchbrochen wurden. Dieser Nachweis läßt sich aber durch bloß makroskopische Betrachtung kaum führen, da selbst die mikroskopische Untersuchung, wenn es sich nicht um ganz charakteristische Stücke handelt, hier versagen könnte. Wenn der Karpathengranit wirklich jünger ist als die kristallinen Schiefer, und daran kann man nach den ausgeführten Untersuchungen nicht zweifeln, dann ist es ohne weiteres klar, daß wir zur Bildung der Tonschiefer oder Sandsteine, welche heute als Glimmerschiefer und Phyllite vor uns liegen, ein älteres kristallines Gebirge annehmen müssen, vielleicht auch einen älteren Granit, dessen Zertrümmerungs- und Zersetzungsprodukte die nun metamorphisierten klastischen Sedimente darstellen. Aus diesem Gebirge ließen sich dann auch leicht die „Urgebirgsfragmente“ herleiten, welche in den Permkonglomeraten gefunden wurden.

Die Untersuchung einer Arkose, welche mir durch die Güte der Herren Dr. Beck und Dr. Vettters zur Verfügung gestellt wurde<sup>1)</sup>, bestätigte diese Annahme. Es fanden sich in diesem Gestein neben deutlichen Fragmenten eines Quarzporphyrs auch solche eines Quarzporphyrits (Plagioklaseinsprenglinge in einer quarzreichen, andesitischen Grundmasse), also eines Gesteines, das in den Kleinen Karpathen bis jetzt noch nicht beobachtet wurde. Außerdem waren Bruchstücke von Quarzit und Glimmerschiefer vorhanden, ohne daß letzterer irgendwelche Ähnlichkeit mit den beschriebenen Glimmerschiefern der Kleinen Karpathen zeigte. Es geht also nicht an, aus dem bloßen Vorkommen von Phyllit in den Permkonglomeraten auf ein präpermisches Alter des Granits zu schließen. Jedenfalls müßten die Konglomerate einer neuen eingehenden Untersuchung im Gebirge und im Laboratorium unterzogen werden, wozu aber leider bis jetzt die Gelegenheit fehlte.

Als feststehend kann man nach alledem nur das eine betrachten, daß der Granit älter ist als die zweite Mediterranstufe. Denn auf den Glimmerschiefern lagernd finden sich bei Kaltenbrunn Konglomerate mit Bruchstücken desselben Glimmerschiefers, welche Fossilien der zweiten Mediterranstufe enthalten. (Siehe pag. 23.)

Somit bleibt für die Intrusion des Granits zunächst noch ein weiter Spielraum. Doch scheint es, daß man ihn noch bedeutend eingengen kann. Es wurde schon erwähnt, daß die Liaskalke eine deutliche Metamorphose zeigen. Sollte nicht diese Metamorphose als Kontaktwirkung des Granits aufzufassen sein? An dynamische Pro-

<sup>1)</sup> Beschrieben pag. 9 der Beck'schen Abhandlung.

zesse, welche die Umwandlung erklären könnten, kann man wohl hier kaum denken, ganz abgesehen davon, daß es noch gar nicht erwiesen ist, ob solche Prozesse Kalkstein zu Marmor machen können. Die tektonischen Störungen der Kalke sind viel unbedeutender als an anderen Stellen, zum Beispiel bei den Liaskalken der Alpen oder in anderen Teilen der Karpathen. Speziell der Vergleich mit den Liasjurakalken der Hohen Tatra ist sehr lehrreich. Sind doch diese Kalke fast immer steil aufgerichtet, in Kniefalten gelegt, überschoben und verworfen und doch sieht man, auch an Stellen der stärksten dynamischen Bewegungen, keine Spur einer Metamorphose. Die Gesteine zeigen überall denselben Charakter, welcher nicht viel verschieden ist von dem des Dachsteinkalkes der Alpen. Es ist also von vornherein sehr unwahrscheinlich, daß viel untergeordnetere tektonische Bewegungen in den Kleinen Karpathen so weitgehende Veränderungen hervorgebracht hätten.

Das postliassische Alter des Granits läßt sich noch auf eine andere Weise sehr wahrscheinlich machen. Am Hainburger Schloßberge, speziell an seinem Ostabhange, findet man Liaskalke, welche außergewöhnlich stark marmorisiert erscheinen (pag. 35). Wenn nun auch der Granit gerade am Hainburger Schloßberge von den Donaualluvionen überdeckt ist, so unterliegt es doch kaum einem Zweifel, daß er ganz in der Nähe durchstreicht. Dafür spricht die Lage der Granitgrenze mehr südlich (siehe auf der Kartenskizze die gestrichelte Linie), dafür sprechen auch der so hoch metamorphisierte staurolith- und granatreiche Glimmerschiefer (siehe Fig. 7) und der Kalksilikat-hornfels, welcher fast unmittelbar unter dem Kalk liegt. Nimmt man nun ein postliassisches Alter des Granits an, so erscheint die hohe Metamorphose der Liaskalke nicht mehr auffallend und es ist ebenso leicht verständlich, daß die gleichaltrigen Kalke am Thebener Schloßberg (Fig. 6) einen so geringen Grad der Metamorphose aufweisen, weil hier der Granit sich viel weiter entfernt.

Ähnliche Verhältnisse scheinen auch in anderen Teilen der Karpathen zu bestehen. So erwähnt Prof. Uhlig<sup>1)</sup> die Metamorphose der Kalke aus der Niederen Tatra: „Von der näheren Untersuchung dieses Gebietes (westlicher Teil der Niederen Tatra) darf man um so mehr interessante Ergebnisse erwarten, als hier die hochtatratischen Kalke (Lias-Jura) und ihr Schiefermittel namentlich zwischen der Smrečina und Doščanka bei Teplicska einen auffallend hohen Grad von kristallinischer Beschaffenheit angenommen haben.“ Diese Metamorphose fehlt, wie schon angegeben, in der Hohen Tatra vollständig. Dort kann man aber auch das präpermische Alter des Granits mit absoluter Sicherheit nachweisen. Es scheinen somit die Granite der karpathischen Kerngebirge verschiedenen Perioden anzugehören, wofür auch schon die große Verschiedenheit der Granite der Kleinen Karpathen und jener der Hohen Tatra sprechen würde. Gewiß wäre es höchst interessant, wenn in dieser Richtung genauere Untersuchungen angestellt würden, da ja auch die Frage nach der Tektonik der Kerngebirge mit einer genauen Altersbestimmung der

<sup>1)</sup> Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, pag. 118 (763).

Granite im engsten Zusammenhange steht und jener neue Bahnen weisen könnte.

## VII. Der Anschluß der kristallinen Karpathen an die Zentralalpen.

Immer hat die Geologen in ganz besonderer Weise das Verhältnis der Karpathen zu den Alpen interessiert. Es liegt der Gedanke zu nahe, daß beide Gebirge eine geologische Einheit darstellen, welche durch tektonische Prozesse in zwei oder mehrere Teile zerlegt wurde. Für die triadischen Bildungen konnte das bis zur Evidenz bewiesen werden durch die interessanten Beobachtungen Dr. Vettters<sup>1)</sup>. Für die Sandsteinzone war es schon längst bekannt. Für den kristallinen Teil ist man aber bis jetzt über mehr oder weniger begründete Vermutungen nicht hinausgekommen. Dazu waren sowohl die kristallinen Karpathen als auch die angrenzenden kristallinen Teile der Alpen viel zu wenig bekannt. Unsere ganze Kenntnis des Leitha- und Rosaliengebirges und des Wechsels, welche die Fortsetzung der Karpathen darstellen müßten, stützte sich auf die Arbeiten Čížeks vom Jahre 1852 und 1854<sup>2)</sup>, auf die Aufnahmen Vaceks, worüber er in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien im Jahre 1888 und den folgenden Jahren berichtete und für das Semmeringgebiet auf eine Untersuchung Toulas vom Jahre 1885<sup>3)</sup>. Petrographisch wurde nur ein kleiner Teil des großen Gebietes untersucht, nämlich der Wechsel von A. Böhm im Jahre 1883<sup>4)</sup>. Aber auch diese Arbeit hat für den vorliegenden Zweck wenig Bedeutung, da sie, rein petrographisch, auf geologische Verhältnisse keine Rücksicht nimmt.

Sollte also die interessante Frage ihrer Lösung näher gebracht werden, so blieb nichts anderes übrig, als die hier in Betracht kommenden Gebiete in derselben Weise petrographisch-geologisch zu untersuchen, wie es in den Karpathen geschah. Erst dann ist ein Vergleich möglich.

Es wurden deshalb die genannten Gebirge an verschiedenen Stellen durchquert, um durch das petrographisch-geologische Studium möglichst charakteristischer Profile einen möglichst vollständigen Überblick über die Verhältnisse zu gewinnen, ohne daß schon alle Einzelheiten in dem weit ausgedehnten Gebiet berücksichtigt werden konnten. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen schon jetzt mitgeteilt werden, während die ausführliche Beschreibung einer späteren Zeit vorbehalten werden muß. Bis dahin muß auch der vollständige Beweis für manche im folgenden aufgestellten Behauptungen aufgeschoben werden. Am klarsten liegen die Verhältnisse im Wechsel und im Rosaliengebirge, letzteres hier im weiteren Sinne genommen

<sup>1)</sup> Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 142 u. 143.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, 4. H., pag. 35 ff. u. IV. Bd., pag. 465—529.

<sup>3)</sup> Denkschriften d. k. Akademie d. Wissensch., L. Bd., pag. 121.

<sup>4)</sup> Tschermaks mineral.-petrogr. Mitteilungen 1883, pag. 197—214.

als der Gebirgszug, welcher am rechten Ufer die Pitten (im Oberlauf Pöstingbach genannt) begleitet und vom Wechsel durch den Sattel von Mönichskirchen getrennt ist. Deshalb soll die Beschreibung mit ihnen beginnen. In beiden Gebirgen spielen „Gneise“ eine große Rolle. Aber unter dem Namen „Gneis“ hat man in der jüngeren Literatur ganz verschiedene Bildungen zusammengefaßt, zum großen Schaden für das Verständnis unseres Gebietes. Čížek unterschied auf seinen Karten und in seinen Profilen den „Gneis“ vom „granitischen Gneis“, und wie gut das begründet war, wenn auch in einzelnen Punkten die Abgrenzung höchst ungenau erscheint, zeigt eine auch nur oberflächliche Begehung. Ferner hat derselbe Forscher schon mit großer Bestimmtheit hervorgehoben, daß sich unter den „granitischen Gneisen“ viele echte Granite befinden<sup>1)</sup> und daß dieses dann auch in der Gestaltung der Gebirgsoberfläche hervortritt. Und in der Tat, wenn man die „Gneise“ bei Kirchberg am Wechsel an der Straße, welche vom Ramssattel nach Feistritz führt, sowohl westlich als östlich vom Orte sich ansieht, so ist es schwer verständlich, wie jemand diese typischen richtungslos-körnigen Granite als „Gneis“ bezeichnen kann. Allerdings beginnen dieselben Granite südlich von Kirchberg, auf den Wechsel zu, Parallelstruktur anzunehmen und zugleich porphyrisch zu werden, ohne aber deshalb den Granitcharakter zu verleugnen. Auch östlich von Aspang, also schon im Rosaliengebirge, sind die „Gneise“ echte Granite, meist grobporphyrisch mit Mikroklineinsprenglingen bis zu 3 cm Länge, doch gewöhnlich ohne Parallelstruktur. Die Bergformen verraten deutlich den echt granitischen Untergrund. Parallelstruktur soll allerdings auch hier nicht vollständig in Abrede gestellt werden. Aber sie ist doch selten und dann so unbedeutend, daß sie den Gesteinscharakter kaum beeinflußt. Deshalb ist es auch unbegründet, das Gestein nach diesem untergeordneten Vorkommen zu benennen. Es ist ein echter Granit und nichts anderes und deshalb soll man es auch Granit nennen.

Ganz andere Beschaffenheit zeigt der „Wechselgneis“. Wie schon Böhm feststellte (siehe pag. 43, Anm. 4), sind diese Gneise „Albitgneise“. Der Albit ist vorherrschender Bestandteil; Orthoklas fehlt. Der Mineralbestand weist zwar auf sedimentären Ursprung hin, doch ist es nicht möglich, alle seine Bestandteile aus einem reinen Sedimentgestein abzuleiten, es ist vielmehr höchstwahrscheinlich ein umgewandeltes toniges Sediment, mit eruptivem Material vermischt, ähnlich dem Schiefer, wie er vom Eisenbründl (pag. 27) beschrieben wurde. Die Albite treten in dem ausgesprochen schiefrigen Gestein als Knoten deutlich hervor und werden stellenweise sehr groß, daß man sich nicht darüber wundern darf, wenn diese Gesteine manchmal für geschieferte porphyrische Granite gehalten und Augengneise genannt wurden.

Noch einen dritten Gneis bespricht Vacek, einen „Hornblendegneis“. Es handelt sich hier um echte Amphibolithe und es konnte nachgewiesen werden, daß sie, zum Teil sicher, umgewandelte Diabase darstellen. Es wurden die deutlichsten

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, IV. Bd., pag. 479.

Übergänge gefunden vom Diabas, durch seine ophitische Struktur makroskopisch und mikroskopisch charakterisiert, bis zum Amphibolith. Nicht selten geht der Amphibolith in Eklogit über.

Nach Vaceks Anschauungen bilden die „Hornblendegneise“ das unterste Glied der „Gneisformation“. Dann folgen<sup>1)</sup> „vorwiegend schiefrige Gesteine, deren Mächtigkeit nicht besonders groß ist, die sich aber oft wiederholen“ (durch Faltung, weshalb sie eine große räumliche Verbreitung erlangen). Als oberstes Glied betrachtet er die „Zweiglimmergneise“, das heißt die Granite, respektive granitischen Gneise und die „Wechselgneise“. Die „Hornblendegneise“ fehlen im Wechsel, treten aber im Rosaliengebirge „in mehreren isolierten Partien in Form von Wellenkernen zutage“<sup>2)</sup>, sie sind also die Scheitel von Antiklinalen.

Es ist klar, daß diese Anschauungen bedeutend modifiziert werden müssen, wenn zwei dieser Gruppen ganz oder zum Teil eruptiven Ursprunges sind. Und in der Tat bilden die Amphibolithe oder Hornblendegneise in den „vorwiegend schiefriigen Bildungen“, also in der zweiten Stufe der Gneisformation Vaceks, mehr oder weniger mächtige Einlagerungen, wie das ja bei Diabasen häufig der Fall ist oder aber sie durchbrechen den Schiefer in Gängen oder Stöcken. Es kann deshalb der „Hornblendegneis“ nicht die älteste Bildung sein; er ist vielmehr jünger als alle oder wenigstens als ein Teil der „vorwiegend schiefriigen Bildungen“. Für die intrusive Natur eines großen Teiles der „Zweiglimmergneise“ aber liegen so viele Beobachtungen vor, daß man ihr jüngerer Alter in bezug auf Schiefer sowohl als Amphibolithe als gesichert annehmen kann. An den Granit im Rosaliengebirge schließen sich nämlich unmittelbar im Kontakt dieselben Albitgneise an, wie sie den Wechsel zusammensetzen, oder aber granatführende Glimmerschiefer und diese mit zahlreichen Pegmatitgängen durchsetzt, dann folgt bald wieder Granit, meist schiefrig und bald darauf Schiefer mit Pegmatiten oder Albitgneise. Das wiederholt sich dann unzähligemale, wie man es auf dem Wege von Aspang über Kulma und Krumbach nach Kirchschlag in der schönsten Weise beobachten kann.

Ebenso sieht man aber auch, wie der Granit aplitische, seltener pegmatitische Gänge in die Amphibolithe entsendet. Ein jeder größerer Amphibolithaufschluß zeigt diese Erscheinung, so daß das Gestein oft mit Aplit gleichsam durchschwärmt erscheint.

Daraus ergibt sich nun für Wechsel und Rosaliengebirge folgendes: es liegt hier kein Urgebirge vor, kein Gebirge der Gneisformation. Vielmehr wurde ein vorwiegend aus Tonschiefern mit Diabaslagern bestehendes Gebirge von einem Granitlakkolithen durchbrochen. Der Granit bildete ein großes Massiv, welches bei Kirchberg im Feistritzthal angeschnitten ist und sich wahrscheinlich unter den Wechsel erstreckt, das östlich von Aspang die Gebirgsrücken zusammensetzt und seine Ausläufer in die Schiefer

<sup>1)</sup> Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 311.

<sup>2)</sup> Ib.

sendet bis nach Kirchschlag und sich oft so eng mit ihnen vermischt, daß es nicht möglich ist, Granit und Schiefer scharf zu trennen. Durch dieses Granitmassiv und seine Ausläufer wurden die ursprünglichen Tonschiefer teils in Gneis („Wechselgneis“), teils in Glimmerschiefer umgewandelt. Aus den Diabasen aber wurden Amphibolithe und zum Teil Eklogite, und zwar durch Kontaktmetamorphose, wie die zahlreichen Aplitgänge beweisen.

Es erinnern diese Verhältnisse, sieht man von der Metamorphose ab, so sehr an die silurisch-devonischen Bildungen, welche etwas weiter im Süden, in der Grazer Bucht, sich finden, daß es wohl erlaubt ist, die Frage aufzuwerfen: Könnten nicht Wechsel und Rosaliengebirge die metamorphosierte Fazies des Grazer Paläozoikums darstellen?

Im Semmeringgebiet liegen bei Klamm auf den Wechselgesteinen diskordant Konglomerate, Grauwacken und Tonschiefer, welche letztere Pflanzenabdrücke der Schatzlarer Schichten geliefert haben. Es liegt also eine Transgression des obersten Oberkarbon über ein älteres Gebirge vor. Könnte man nun zeigen, daß dieses ältere Gebirge, der Wechsel, silurisch-devonisches Alter hätte, so wäre in der Stratigraphie dieses Gebietes eine große Lücke ausgefüllt.

Bis jetzt hat man allerdings ein archaisches Alter angenommen, und zwar gestützt 1. auf die Gesteinsbeschaffenheit und 2. auf Verhältnisse, welche man an der Basis des Grazer Paläozoikums beobachtet hat. Der erste Grund kann heute nicht mehr aufrecht erhalten werden, da wir dieselben Gesteine von derselben kristallinischen Beschaffenheit nicht nur aus dem Archaikum, sondern auch aus jüngeren Formationen kennen. Von größerer Bedeutung scheint der zweite Grund zu sein. Die Grazer Silur-Devonbildungen liegen Gesteinen auf, welche den aus Wechsel und Rosaliengebirge beschriebenen sehr ähnlich sehen. Im Westen sind es die „Hornblendegneise“, das heißt Schiefer mit zahlreichen Amphibolithlagern und vielen Pegmatit- und Aplitgängen, im Osten Granatglimmerschiefer, wie sie auch im Rosaliengebirge vorkommen. Was aber noch wichtiger ist: man kann beobachten, wie beide Gesteinsgruppen aus dem Rosaliengebirge herüberstreichen. Liegt nun wirklich das Silur diskordant auf diesen Bildungen, dann ist ihr vorsilurisches Alter sichergestellt und dann müßte man auch für Wechsel und Rosaliengebirge den Gedanken an silurisch-devonisches Alter aufgeben. Es schreibt aber Clar<sup>1)</sup>: „Bekanntlich liegen die Devonschichten an ihrem Kontakt mit dem Kristallinischen diesem konkordant auf und fallen also im allgemeinen mit demselben an drei geschlossenen Seiten des Beckens gegen dessen Mitte zu.“ Eine tatsächliche Widerlegung dieses Satzes suche ich vergebens in der Literatur. Zwar zeichnet Vacek<sup>2)</sup> in seiner Kritik Heritschs eine Diskordanz ein, aber irgendwelche Angaben darüber, wo eine solche Diskordanz tatsächlich beobachtet wurde, vermißt man sowohl in dieser als in den früheren Arbeiten Vaceks. Denn

<sup>1)</sup> Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1874, pag. 64.

<sup>2)</sup> Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1906, pag. 208.

wenn auch die paläozoischen Bildungen einmal auf den Hornblende-gneisen, ein anderesmal auf Granatglimmerschiefern oder auf Phylliten aufliegen, so bedeutet das nur für den eine Diskordanz, der mit Vacek annimmt, daß alle diese Bildungen archaisch sind und in der Reihenfolge sich im „Urmeere“ abgesetzt haben, wie Vacek es behauptet. Dagegen sprechen aber entschieden die Beobachtungen im Rosaliengebirge (pag. 45).

Hält man hingegen mit Clar an der Konkordanz fest, so verschwindet ein jeder Grund für achaisches Alter. Es können dann die kristallinen Schiefer an den Rändern des Grazer Paläozoikums mit den nicht metamorphosierten Bildungen einen Schichtkomplex darstellen und gleich diesen dem Silur oder Devon angehören, nur durch die Metamorphose von ihnen unterschieden. Daraus würde sich dann auch für Wechsel und Rosaliengebirge dasselbe Alter ergeben.

Es liegt mir allerdings fern, dieses mit Bestimmtheit zu behaupten. Dazu kenne ich die Grazer Bildungen zu unvollständig. Nur die Möglichkeit einer solchen Auffassung soll hervorgehoben und den kompetenten Kennern des Gebietes zur Prüfung vorgelegt werden.

Es wurden oben die Granatglimmerschiefer des Rosaliengebirges erwähnt. Sie finden sich vereinzelt im ganzen Gebiete, sind aber besonders in den südlicheren Partien sehr häufig und vermitteln so den Übergang zu den Granatglimmerschiefern, welche im Osten der Grazer Bucht einen breiten Flächenraum einnehmen. Eine Diskordanz zwischen diesen Granatglimmerschiefern und den „Zweiglimmergneisen“ konnte nicht wahrgenommen werden. Es zeigt sich vielmehr an den verschiedensten Stellen, daß solche Glimmerschiefer in engster Verbindung mit Graniten (oder Granitgneisen) auftreten, also die höchste Stufe der Kontaktmetamorphose darstellen, ebenso wie in den Karpathen.

Noch weniger kann man von einer diskordanten Auflagerung der Phyllite reden. Man sieht im Gegenteil, wie vom Hochwechsel nach Westen die Albitgneise allmählich in Glimmerschiefer und diese ebenso allmählich in Phyllite übergehen, so daß sich auch hier im Wechsel eine Abnahme der Metamorphose mit der Entfernung vom Granit konstatieren läßt.

Was beweisen nun aber die Verhältnisse im Wechsel und Rosaliengebirge für eine Verbindung mit den Karpathen? Man kann nicht leugnen, daß eine große Ähnlichkeit besteht zwischen den Bildungen speziell des Rosaliengebirges und den Kleinen Karpathen. In beiden Fällen ein Tonschiefergebirge mit Granitintrusion, in beiden Fällen zahlreiche Pegmatitgänge im Schiefer und dieselbe Art der Metamorphose. Zwar fehlen die Amphibolithe in den Karpathen, aber im Leithagebirge sind sie noch vorhanden, wenn auch in bedeutend verminderter Mächtigkeit und ebenso von Pegmatitgängen durchzogen wie im Rosaliengebirge. Und könnten nicht die Grünschiefer in den Karpathen ihre letzten Ausläufer sein? Auch die Granite zeigen gute Übereinstimmung. Beide sind Zweiglimmergranite. Allerdings weist im Rosaliengebirge der etwas basischere Plagioklas (25–30% An) die Erscheinung der Piezokristallisation auf, doch nicht in so

hohem Maße, wie die eigentlichen Zentralgranite. Die Plagioklase sind ganz erfüllt mit wohlumgrenzten Muskovitblättchen, alle anderen Mineralien aber, wie sie im zentralalpinen Plagioklas auftreten, wie Epidot, Klinozoisit, Granat fehlen oder treten doch ganz in den Hintergrund. Auch im Leithagebirge, wo die Granite allgemein deutliche Schieferung<sup>1)</sup> zeigen und zum Teil typische Augengneise darstellen, findet man dieselbe Erscheinung wieder, doch werden die Muskovitblättchen schon viel seltener. In den Karpathen aber treten solche Muskovitblättchen nur noch ganz vereinzelt auf (siehe pag. 7). Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Granite der Karpathen, die des Leitha- und Rosaliengebirges zu einem Massiv gehören, daß aber die Erscheinung der Piezokristallisation allmählich abnimmt und dann in den Karpathen fast ganz verschwunden ist.

Auch die Porphyroide der Kleinen Karpathen scheinen in den Alpen ihr Äquivalent zu haben. Die „Quarzite“ am Sonnwendstein sind nämlich zum Teil ganz ausgesprochene Quarzporphyre, welche in Porphyroide und Serizitschiefer übergehen.

Ebenso könnte man die Quarzite und Kalke am Semmering, welche letztere zum Teil sicher den Kössener Schichten angehören, ganz gut vergleichen mit den Quarziten und Liaskalken in den Kleinen Karpathen. Auch hier bildet das Leithagebirge ein Übergangsglied. An seinem Westrande findet man nämlich ganz ähnliche Bildungen, ohne daß es allerdings bis jetzt möglich gewesen wäre, durch Fossilien ihr Alter festzulegen. Endlich scheint auch das Alter der Granitintrusion im Wechsel- und Rosaliengebirge dasselbe zu sein wie in den Karpathen. Wie es sich dort sehr wahrscheinlich machen läßt, daß die Granite noch Liaskalke umgewandelt haben, so sind im Semmeringgebiete die Kössener Schichten kristallinisch geworden, ebenfalls wahrscheinlich durch den Granit. Mögen auch manche von diesen angeführten Gründen in sich nicht allzuviel Beweiskraft besitzen, so zeigen doch alle zusammen nach der einen Richtung hin und es steht anderseits kein einziger Grund dagegen, so daß man ohne Bedenken den einstigen Zusammenhang auch der kristallinischen Kleinen Karpathen mit den Zentralalpen annehmen kann.

---

<sup>1)</sup> Diese Schieferung ist durchaus verschieden von der in den Karpathen beschriebenen. Die geschieferten Granite im Leithagebirge zeigen keine oder nur untergeordnete Zertrümmerungs- und Zersetzungsercheinungen, selbst dann, wenn die Schieferung sehr vollkommen ist. Man muß also wohl hier die Schieferung als eine primäre Erscheinung auffassen.

---