

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod (Zone 7, Kol. XIII).

Von Dr. Karl Hinterlechner.

Mit 5 Tafeln (Nr. III—VII) und 6 Zinkotypien im Texte.

Einleitung.

Das mir in den Jahren 1900—1902 zur Aufnahme zugeteilte Blatt „Deutschbrod“, Zone 7, Kol. XIII, der österr.-ungar. Spezialkarte (1:75.000), umfaßt den südlichen, beziehungsweise nördlichen Teil des in den Jahren 1861 und 1862 von Ferdinand Freiherrn von Andrian begangenen Terrains der Generalquartiermeisterstabskartenblätter „Umgebung von Chrudim“, beziehungsweise „Umgebung von Deutschbrod“ (1:144.000).

Die nördliche Grenze meines Gebietes verläuft: nördlich Čihošt und Wrbitz, südlich Habern (Habry), nördlich Wepfikau und Nejepin, südlich Neuesdorf (Nová ves), nördlich Libitz, Kladrub (Kladruba) und endet im Osten im Dorfe Wscheradow selbst. Östlich ist das Gebiet von einer Linie begrenzt, die von Wscheradow über Eisenwerk Alt-Ransko (südwestlich Ždirec) und Groß Losenitz verläuft und ost-südöstlich von Sirakow fast die Landesgrenze (gegen Mähren) erreicht.

Die südliche Grenzlinie berührt: Neuhof (westnordwestl. Polna), Steken (Stoky), Petrowitz und Krasoňov. An der westlichen Terraingrenze liegen die Orte: Koňkovic, Pawlow und Čihoscht.

Die Sazawa durchströmt, im Osten in unser Gebiet eintretend, das eben begrenzte Terrain als Hauptwasserader in ost-südöstlich—westnordwestlicher Richtung. Im Gegensatz dazu zeigen ihre Zuflüsse am linken Ufer die Tendenz im allgemeinen gegen Norden und am rechten gegen Süd zu fließen.

Nahezu parallel zur Sazawa durchquert, ganz gleichsinnig mit ersterer fließend als selbständiger Zufluß der Elbe die Nordostecke unseres Aufnahmesterrains die Doubrava. Auch diese hat hier durchschnittlich nur süd-nördlich verlaufende Zuflüsse, falls man vom Čerhovka potok absieht.

Mit einzelnen Ausnahmen haben wir alle höhergelegenen Punkte im südlichen, beziehungsweise südwestlichen und andererseits im nördlichen und nordöstlichen Teile des aufgenommenen Gebietes zu suchen.

Sehen wir von der nordöstlichen Ecke unseres Kartenblattes an dieser Stelle vorläufig ab, so hat man es im Wesen nur mit drei herrschenden Gesteinsarten, und zwar mit einem mittelgrobkörnigen Zweiglimmergranite, einem ebensolchen, beziehungsweise manchmal fast grobkörnigen Cordieritgneise und einem Biotitgneise zu tun. Diese sind auch jene Faktoren, welche der Landschaft ihren speziellen Charakter verleihen.

Im Verbreitungsgebiete des Zweiglimmergranites haben wir es vornehmlich mit typischen Granitlandschaften zu tun. Im romantischen Sazawatale von Swětla abwärts sehen wir ebenso wie auf den waldigen Höhen des „Hlý vrch“ bei Lipnitz die Oberfläche mit mehr oder minder großen Granitblöcken besät. Die zahlreichen in und außer Betrieb stehenden Steinbrüche gewähren uns in besagter Gegend guten Einblick in das Innere dieses Gesteinskörpers.

In der Umgebung von Humpolec (besonders nordöstlich davon) und in der Richtung von Pollerskirchen gegen den Hochberg (nördlich Steken), das ist im Gebiete des typischen Cordieritgneises, verleihen auch noch mächtige Felspartien und große Blockanhäufungen der Gegend einen hübschen landschaftlichen Charakter.

In diametralem Gegensatze stehen dazu die landschaftlichen Verhältnisse im Verbreitungsgebiete des Biotitgneises und seiner Abänderungen.

Von der Lipnitzer Ruine gegen Osten (Deutschbrod) ausgehend, glaubt man eine in der Richtung des Sazawatales eingeknickte Tafel vor sich liegen zu sehen. Versperren uns die prächtigen Waldbestände, die überall mit üppigen Feldkulturen abwechseln, nicht die Aussicht, so kann man nämlich hier lokal das Auge noch über die östliche Blattgrenze schweifen lassen.

Die Aufschlüsse lassen im ganzen Gebiete so manches zu wünschen übrig.

In sehr vielen Fällen muß man sich bei der Arbeit im Felde nur mit Feldlesesteinen zufriedenstellen. Straßengräben sind, abgesehen vom Sazawatale und den Bahneinschnitten im Gebiete des Biotitgneises und der verwandten Varietäten, hochwillkommene Aufschlüsse. Felspartien, wie im Gebiete des Cordieritgneises (Worlik), darf man hier auf den flachgewölbten Kuppen nicht suchen.

Wesentlich anders ist die Terrainkonfiguration in der nordöstlichen Ecke unseres Kartenblattes, wo ein roter Zweiglimmergneis, Diorite, Serpentine und Gabbrogesteine neben den in der genannten Gegend für den landschaftlichen Charakter ausschlaggebenden Kreidebildungen zur Ausscheidung gelangten.

Bei sehr starkem Gefälle erzeugt im Gebiete des Zweiglimmergneises der Doubravabach zwischen Bilek und Libitz eine wildromantische, stellenweise sehr enge, von steilen Gehängen gebildete kañonartige Schlucht mit dem vielbesuchten „Čertovy stolek“. Das Ransker Revier wird durch die lokal zahlreichen Gabbroblöcke und nackten Serpentinfelspartien sowie die einst in Betrieb gestandenen Eisengruben ausgezeichnet.

Im Tale des Čerhovka potok (= Čerhovkabach) springen dagegen die, wie schon bemerkt, der Gegend ihren landschaftlichen Charakter verleihenden Kreidebildungen in die Augen, die schon auf weite Distanzen hin als zwei deutlich ausgebildete Terrainstufen auffallen.

[Talbildungen.] Die Tälchen der Sazawa- und Doubrava-zuflüsse zeichnen sich bis auf das Čerhovkatal durch einen, wie gesagt, im allgemeinen nordsüdlichen oder südnördlichen Verlauf aus, was wohl mit dem nordsüdlichen generellen Streichen der Gneise in ursächlichem Zusammenhange stehen mag. Sehr oft sind diese wegen ihrer auffallenden Breite bei sehr geringer Wasserführung beachtenswert. Wasseradern von kaum 0.5 m Breite und ebensolcher Tiefe findet man in Tälern von 100—200 m Breite und noch darüber.

Wir können uns hier über diesen Gegenstand nicht weit ausbreiten. Deshalb mögen nur folgende kurze Beobachtungen genügen. Das gegenständliche Gebiet liegt lokal knapp an der mitteleuropäischen Wasserscheide. Das Gefälle der kleinen Zuflüsse ist an der nördlichen Abdachung der Wasserscheide oft ein minimales. Die Talsohlen sind so wenig geneigt, daß das Wasser an manchen Stellen talaufwärts zu fließen scheint. Treten nun hier (wie manchmal im Sommer) plötzlich größere Wassermengen gleichzeitig auf, so kann das ganze Tal unter Wasser gesetzt werden, da dieses bei dem geringen Gefälle weder rasch genug abfließen noch vom Bette gefaßt werden kann. Dabei wird der Bachlauf oft nach rechts oder links mit Bezug auf das ältere Bett verschoben und verlegt. Die erodierende Tätigkeit der Wasserläufe äußert sich infolgedessen, wie es scheint, wegen dem geringen Gefälle mehr nach den Seiten hin als in vertikaler Richtung. So werden die vermutlich ohnedies alten Täler in der jüngsten Epoche eher breiter als tiefer. Übrigens sei schon hier bemerkt, daß auf dem südlich angrenzenden Blatte Iglau (Zone 8, Kol. XIII) unmittelbar auf der mitteleuropäischen Wasserscheide vom Autor Schotter gefunden wurden. Deshalb könnten manche, heute fast trockenliegende Täler auch (partielle) Reste älterer Wasserläufe vorstellen.

[Quellen.] Während man im kristallinen Gebiete unseres Terrains nur selten auf gutes Wasser zu stoßen Gelegenheit hat, wie zum Beispiel am nördlichen Ende des Stadtparkes in Deutschbrod, beim Bade Petrkau und an der Bahn westlich von Friedenau¹⁾, sehen wir dagegen die Kreidesedimente einen vorzüglichen Kondensator der atmosphärischen Feuchtigkeit abgeben. In der Ortschaft Studenetz (studenec slav. [kalte] Quelle) bemerken wir auf Schritt und Tritt sehr gute und starke Quellen hervorberechen.

Bezüglich der Verteilung dieser Quellen am Rande der cretacischen Sedimente sei auf die ausführlicheren späteren Angaben verwiesen.

¹⁾ Die Quelle bei Friedenau ist fast sicher, jene von Bad Petrkau vielleicht Grubenwasser. An beiden Stellen finden sich Spuren alter bergmännischer Tätigkeit. Bei Friedenau sah ich einen verschütteten Stollen.

[Spuren bergmännischer Tätigkeit] können auf der Strecke Hochberg—Deutschbrod—Habern (nördlich angrenzendes Kartenblatt) und auf der Linie Deutschbrod—Böhm. Schützendorf—Uttendorf sowie auch an zahlreichen anderen Stellen unzähligemal angetroffen werden. Angaben über diese Arbeiten wollen jedoch in der vorliegenden Publikation (überhaupt) nicht gesucht werden, denn die Bearbeitung des Haldenmaterials kann ebensowenig in den Rahmen dieses Laborates fallen wie etwa eine Zusammenstellung der diesbezüglichen älteren Erfahrungen und Erkenntnisse. Mit neuen Aufschlüssen hatte es aber Autor nirgends zu tun.

An dieser Stelle sei es dem Autor nur noch gestattet, zu bemerken, daß er bei der Begehung der Umgebung von Humpolec in eine geologische Kartenskizze des Gerichtssprengels Humpolec Einsicht nahm, die von Herrn G. Koblíha, Bürgerschuldirektor in Humpolec, herstammt.

Besagte geologische Kartenskizze ist (als Manuskriptblatt) zwar nur das Resultat fleißiger Dilettantenarbeit und weicht in mancher Hinsicht von den nachstehenden Deutungen ab. Diese Arbeit verdient jedoch schon deshalb eine besondere Erwähnung, da sie die erste Aufnahme von seiten unserer Anstalt in mancher Hinsicht bereits überflügelt hat und trotz ihrer Mängel doch einen unverkennbaren Fortschritt in der Erkenntnis der lokalen Verhältnisse darstellt.

Bevor ich zum eigentlichen Gegenstande übergehe, möchte ich mir schließlich erlauben, dem Güterdirektor der fürstl. Khevenhüllerschen und gräfl. Festeticschen Herrschaft Saar-Přibislau, Herrn Johann Freiherrn von Bruck, den geziemenden Dank zum Ausdrucke zu bringen für die liebenswürdige Überlassung mehrerer Bestandeskarten von herrschaftlichen Forsten aus meinem Aufnahmegebiete und für die Unterstützung, die mir durch die Zuteilung von Forstorganen zwecks Führung in den weit ausgebreiteten herrschaftlichen Waldungen zuteil wurde.

I. Teil.

Eruptivgesteine.

1. Granite.

A. Zweiglimmergranit.

Die Farbe des Zweiglimmergranites ist in frischem Zustande als Funktion des Mineralbestandes allein mehr oder minder hellgrau. Durch die Verwitterung wird sie hellgelb bis hellbräunlichgelb.

Nach der Größe der Elemente kann die herrschende Modifikation des Zweiglimmergranites als mittelgrobkörnig bezeichnet werden. Im Querbruche messen die Gesteinskomponenten selten mehr als 5 mm². Stellenweise wird das Gestein wie östlich Meziklas oder östlich Hammer M. bei Deutschbrod, auch

feinkörnig. Kartographisch können jedoch diese zwei Varietäten nicht unterschieden und zum Ausdrucke gebracht werden.

Mit freiem Auge erkennt man stets mit Leichtigkeit als wesentliche Gemengteile grauen Quarz, weißen Feldspat (speziell Orthoklas), ferner Biotit und Muskovit so wie schließlich in gewissen Gesteinsvarietäten auch untergeordnet schwarzen Turmalin.

Der Feldspat läßt hie und da schmale Tafeln nach *M* und kleine Zweihälfter (Karlsbader Zwillinge) erkennen. Lokal (wie im biotitreichen Gesteine nordnordöstlich von Neudorf an der Nordwestbahn) nimmt dieser Feldspat etwas größere Dimensionen als oben angegeben wurde an. Dadurch wird das Gefüge scheinbar porphyrisch. Ein scharfer Gegensatz zweier Generationen besteht jedoch nicht oder nur selten.

Der Biotit tritt entweder in Form kleiner Blättchen einzeln oder, was der seltenere Fall ist, in kleinen Nestern auf; mitunter bleicht er aus. Täfelchen, die etwa an Einsprenglinge gemahnen möchten, fand ich selten.

Katzer (Tschermaks min. u. petr. Mit., Bd. XIV) bespricht aus der Umgebung von Deutschbrod und von der Bahnstrecke Deutschbrod—Plumolec porphyrische Abänderungen, in denen angeblich der Biotit Einsprenglinge bildet. Mir ist diese porphyrische Struktur nie recht klar geworden.

Der Muskovit erreicht beinahe die Menge des Biotites; lokal steht er ihm überhaupt um gar nichts nach¹⁾. Wegen seiner hellen Färbung ist der Muskovit nur weniger augenfällig als jener. Die Größe der Blättchen ist bei beiden Glimmern beiläufig dieselbe. Manchmal beobachtete ich am Muskovit, wie Katzer am Biotit Größen von 5 *mm*². Auch der helle Glimmer bildet mitunter kleine Nester.

In einem in Betrieb stehenden Steinbruche bei Wěž wurde deutlich beobachtet, daß der Quarzgehalt, ohne absolut stark abzunehmen, mitunter relativ etwas geringer wird. Ähnlich wie der Quarz kann auch der Muskovit mitunter an Menge abnehmen. Es bilden sich dann Varietäten aus, die man mit Fug und Recht als Granitit mit akzessorischem Muskovit oder als Biotitgranit mit teilweiser Muskovitführung bezeichnen²⁾ kann. Reinen Biotitgranit habe ich nirgends in hinreichend großem Maße ausgebildet vorgefunden, um ihn als solchen kartographisch ausscheiden zu können. Sicher kommen dagegen größere Partien vor, in denen der Muskovit über den dunklen Glimmer sogar herrscht.

Unter dem Einflusse der Atmosphärien geht Hand in Hand mit gleichzeitiger Gelb- bis Braunfärbung des Gesteines eine Lockerung des Mineralverbandes vor sich. Das Endstadium dieses Prozesses ist der Zerfall des Gesteines in einen hellbraun gefärbten Sand. Nach stärkeren Regengüssen kann man diesen Quarz-Feldspat-Glimmersand auf allen Feldwegen antreffen.

¹⁾ F. Slavík. „Živa“, Prag 1896, pag. 311.

²⁾ Katzer, l. c. XIV. Bd., pag. 508.

Gelingt es einmal, die Grenze des Granites gegen das Hangende zu aufgeschlossen anzutreffen, wie dies zum Beispiel östlich von Humpolec und westlich von Wilhelmov, rechts an der Straße, die von der ersteren Ortschaft nach Wěz führt, der Fall war, so überzeugt man sich, daß zwischen dem hangenden Cordieritgneise und dem Granite eine wohlerkennbare scharfe Grenzlinie verläuft. Im Gegensatz zu den allgemeinen Angaben in der älteren sowie auch in der neueren Literatur muß für oben angeführte spezielle Stelle (es ist ein Steinbruch, die Felsarten waren also gut aufgeschlossen), ausdrücklich bemerkt werden, daß hier absolut kein Übergang des Granites in das Hangendgestein nachzuweisen ist. Die Grenzschichten der Gesteine zeigen dabei folgende Eigentümlichkeiten.

Der Cordieritgneis ist in normaler Entwicklung vorgelegen, wie wir sie in einem der späteren Abschnitte zu schildern haben werden. Hier sei vorgreifend nur bemerkt, daß der Orthoklas dieses Gesteines sich bei der Verwitterung nur rot färbt, was ich am Granite nie beobachten konnte. Manchmal wird der Cordieritgneis auch ganz körnig.

Besonders diese Tatsache scheint der Grund zu sein, weshalb manche Autoren das Gestein bei Verkennung des Cordierites (namentlich wenn er schon etwas zersetzt ist) allgemein einfach als Granit ansprachen und deshalb infolgedessen im allgemeinen von Übergängen vom Granite zum Gneise sprachen. Ich betone jedoch, daß Übergänge weder in diesem speziellen Falle noch auch im allgemeinen existieren, sofern man mit der Bezeichnung „Übergang“ nicht einzig und allein den in solchen Fällen gemeinsamen, körnigen Strukturcharakter ohne jede verwandtschaftliche Verhältnisse versteht.

Der Granit weist im bezeichneten Steinbruche zwischen den Quarz-Feldspatkörnern Schüppchen und Plasern von Biotit auf, die parallel zur Grenze zwischen Granit und Cordieritgneis so geordnet liegen, daß eine Art körnig-schuppig-flaserige Struktur zur Ausbildung gelangt.

Je weiter (tiefer) wir jedoch von der Gesteinsgrenze gegen das Innere des Granites fortschreiten, um so mehr verliert sich der körnig-schuppig-flaserige Charakter. Schon in einer Entfernung von ca. $\frac{1}{2}$ m von der Grenzfläche macht nämlich diese Struktur einer rein körnigen auf der ganzen Linie Platz.

Wie es die mikroskopische Untersuchung zur Genüge klar erwiesen hat, haben wir es in dieser Grenzpartie des Granites mit einer körnig-flaserigen Randfazies desselben zu tun und ich habe gar keinen Grund, die besagte Schieferung als sekundär, beziehungsweise nicht als primär, das heißt, als nicht schon zur Zeit der Festigung des Granitmagnas durch am Rande des letzteren orientierend auf die Glimmer und ihre Lage wirkende Druckkräfte entstanden, auffassen zu müssen ¹⁾.

¹⁾ Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde I, pag. 58.

Die mikroskopische Untersuchung des Zweiglimmergranites ergab folgende Resultate. Als wesentliche Gemengteile sind aufzufassen: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Muskovit; Nebengemengteile sind Magnetit, Apatit, Zirkon und Übergemengteile schließlich Granat und Turmalin.

Der farblose Orthoklas bildet Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze; als Zersetzungsprodukte läßt er Kaolin und Muskovit-Schüppchen und -Leisten erkennen.

In einigen Feldspaten wies die Ausbildung der für Mikroklin charakteristischen Gitterstruktur auf dieses Mineral hin.

Der Plagioklas ist im Vergleiche zum Orthoklas häufiger leistenförmig ausgebildet.

Die Bestimmung des ersteren wurde nach der Beckeschen Methode¹⁾ vorgenommen, und zwar ergab diese bei

Parallelstellung: $\omega > \alpha'$ und $\varepsilon > \gamma'$; bei

Kreuzstellung: $\omega = \gamma'$ und $\varepsilon > \alpha'$.

Dies entspräche einem Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_8 An_1$ bis $Ab_3 An_1$.

Am Oligoklas beobachtete man eine feine Zwillingstreifung nach dem Albitgesetze und die dem Orthoklas analoge Zersetzung. Eine von Zersetzungs Vorgängen herrührende rote Farbe zeigt, wie gesagt, kein Feldspat des Zweiglimmergranites.

Der Plagioklas erwies sich nur selten wie gewaltsam verbogen oder in kleinere (eckige) Brocken zerbrochen. In diesen Zermalmungszonen treten dann gern (in Schnurform) Haufwerke von Epidot (grünlich, mit sehr hohen Interferenzfarben) und Zoisit (farblos und sehr schwach, fast gar nicht doppelbrechend) auf.

Auch der Quarz erscheint hier in Haufwerke von kleineren Körnern entweder ganz oder nur randlich aufgelöst.

Der Biotit zeigt einen Pleochroismus, der sich zwischen hellgelb und rotbraun bewegt. Er erscheint in grünen Chlorit und in ein Mineral umgewandelt, das in unregelmäßigen Klümpchen und Schüppchen auftritt. Im auffallenden Lichte zeigen diese jene weißgraue Farbe, die vom Leukoxen bekannt ist. Es dürften wohl Titänsäuremineralien vorliegen. Beherbergt der Biotit winzige Zirkonkriställchen von bekannter Form, so treten um diese pleochroitische Höfe auf.

Der Muskovit tritt außer als primärer Bestandteil manchmal auch als sekundäre Bildung auf.

Außer Biotit und Muskovit hat man Gelegenheit (jedoch selten), auch einen grünen Glimmer zu beobachten (? Zersetzungsprodukt). In c. p. L. zeigt dieser nur einen recht kleinen Achsenwinkel; kaum, daß man ein Öffnen desselben beobachten kann.

Der Granat bildet unregelmäßige Körner. Er wurde selbst mikroskopisch nur sehr selten nachgewiesen.

¹⁾ „Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklasse auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens.“ Sitzungsber. der Wiener Akad. d. Wiss. 1893, Abt. I.

Der Turmalin zeigt verhältnismäßig kurze und dabei dicke Säulchen. Er ist sogar an den Polen durch (zumindest scheinbare) Kristallflächen ausgezeichnet. Wegen seines vollkommenen Idiomorphismus gehört er zu den allerersten Ausscheidungen aus dem Magma.

Abgesehen von den bereits angeführten Zersetzungsprodukten sei noch der in Körnerform auftretenden Vertreter der Zoisit-Epidotgruppe hier erwähnt.

Ihre Farbe ist grünlichgelb bis sehr schwach gelblichgrau. Zumeist sind sie farblos, sehr selten rosa, oder sie sind farblos und rosa gefleckt. Die Umgrenzung ist ganz unregelmäßig oder angedeutet leistenförmig. Die Doppelbrechung ist in manchen Fällen sehr stark; mitunter jedoch auch sehr schwach. Im ersteren Falle dürfte man an ein eisenreiches Mineral der Epidotgruppe denken. Die Spaltbarkeit, die optische Orientierung und die manchmal beobachtete schwache Färbung kann dagegen für einen Zoisit α (Weinschenk) sprechen.

Im Zweiglimmergranite vom „holý vrch“ bei Lipnitz beobachtete ich einmal ziemlich lange Nadeln, die ich in einem Gneise für Sillimanit halten möchte. Die Anordnung dieser Nadeln ist eine ganz unregelmäßige.

Soviel möge genügen über die makro- und mikroskopischen Eigentümlichkeiten dieses Gesteines.

Nachstehend noch einiges über die Erscheinungsform, über die Verbreitung des Zweiglimmergranites und über gewisse Wechselbeziehungen des Granites zu seiner Schieferhülle.

F. v. Andrian¹⁾ schied in seinem einstigen Aufnahmesterrain „zwei ausgedehntere selbständige Partien“ von Zweiglimmergranit aus.

„Die nördliche derselben“ sollte „sich zwischen Ledec und Humpolec“ befinden; „die südliche“ müßte dagegen „am linken Ufer des Igelflusses“ auftreten und sich im Norden nur bis Windig-Jenikau ausdehnen. Wie ein Blick auf die v. Andrianschen Originalaufnahmsblätter oder auf die Hauersche Karte zeigt, sollte demnach nur die nördliche Partie noch in unser hier zur Besprechung gelangendes Gebiet fallen.

Von der südlichen Partie gehen nach der v. Andrianschen Ansicht gegen Nordwest und Nordost „nicht unbedeutende Abzweigungen“ aus.

Die neuen Aufnahmen der Gebiete der Kartenblätter Deutschbrod und Iglau werden dagegen dereinst erkennen lassen, daß man es in den von v. Andrian ins Auge gefaßten, mir zur Aufnahme zugefallenen Gebieten nicht mit zwei getrennten größeren Granitpartien und mehreren Ausläufern zu tun hat. Ein Verbindungsglied, das sich von Klein Kojkowitz über Wěž, Koječín, Heraletz, Eisenbahnstation Heraletz-Pollerskirchen, respektive Kamenitz, Krasoňov (auf dem Blatte Deutschbrod) bis Kalhau und Branschau²⁾ (beide Orte auf dem Kartenblatte Iglau) erstreckt, vereint

¹⁾ „Bericht über die im südlichen Teile Böhmens während des Sommers 1862 ausgeführte Aufnahme.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 537—547.

²⁾ Erst hier tritt eine scheinbare Grenze auf. Sie äußert sich durch einen sehr schmalen Gneisstreifen. Darüber mehr in der vorbereiteten Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Blattes Iglau.

nämlich die beiden v. Andrianschen Partien zu einer. Der Zweiglimmergranit des Kartenblattes Deutschbrod ist mithin kein vom mährisch-böhmischen Granitrücken abgetrenntes Granitvorkommen, sondern er erscheint als ein diesbezüglich gar nicht selbständiges derartiges Gebiet. Im westlichen Teile des Blattes Deutschbrod haben wir es also nur mit einem größeren Granitterritorium zu tun, das einen Bruchteil des großen böhmisch-mährischen Rückens repräsentiert.

In der Gegend bei Humpolec wird der Zweiglimmergranit zwar vom Cordieritgneise auf relativ weite Strecken noch deckenartig überlagert. Wo jedoch die Gneisdecke (wie speziell in den Tälern) bereits durchschnitten erscheint, da tritt immer der Zweiglimmergranit zum Vorschein. Auf diesen Umstand ist die Tatsache zurückzuführen, daß in der Umgebung des oberwähnten großen Granitstockes eine beträchtliche Anzahl von kleineren oder größeren Granitinseln (-ausläufern) ausgeschieden wurde.

Die Schieferhülle des Zweiglimmergranites ist jedoch bei Humpolec (Worlik, Wystrkov) vermutlich nicht nur relativ ausgedehnt, sondern lokal auch noch ziemlich mächtig. Sie wird in der Richtung gegen Osten eine Zeitlang immer schwächer. Bei Heraletz löst sie sich sogar in zwei Inseln (isolierte Schollen) auf, um östlich davon wieder mächtiger zu werden und dann den Granit abermals mehr oder weniger zu verhüllen oder seine Ausbreitung zu verschleiern.

Zwischen Krasnahora, Bezděkau, Wěz und Klein Kojkowitz sehen wir nämlich die Cordieritgneisdecke sich in einen „Schleier“ auflösen, das heißt, man glaubt in der genannten Gegend den Granit als herrschendes Gestein auffassen zu müssen, beigemengt beobachtet man jedoch den Granitlesesteinen stets auch solche des Cordieritgneises. Aufschlüsse sind hier besonders spärlich. Dieser Tatbestand erklärt es, daß eine scharfe Umgrenzung der größten Granitausscheidung nicht leicht fällt. Das ganz allmähliche Verschwinden der lokal ohnedies nur noch schwachen Gneisdecke bringt es mit sich, daß die Grenze an manchen Stellen nicht nur von verschiedenen Beobachtern etwas verschieden, sondern auch von ein und demselben — zu verschiedenen Zeiten — nicht ganz gleich gezogen werden dürfte. Dabei soll jedoch eine Zweiteilung im Sinne von v. Andrian in keinem Falle zugegeben werden.

Dies vorausgeschickt, kann erst an die Umgrenzung der größten Zweiglimmergranitausscheidung im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod gesritten werden, welche nur von der Sazawa in zwei sehr ungleiche Partien, eine nördliche und eine südliche, getrennt wird.

Im Westen bildet der Blattrand die Grenze von (fast genau) K. 444 bei „zu Pawlow“ bis zum Breitengrade von Pustolhotsko (beziehungsweise Kejžlitz). Von südlich Pustolhotsko wendet sich die Grenze über Budikau und Walchy in einem Bogen um K. 522 gegen Čejow. Von hier verläuft sie über Cihadla bis Kreyhansl (südlich Lipnitz), wendet sich hierauf gegen Bratranow und berührt nun fast Klein Kojkowitz, Wěz, Skala, die Wohrada bei Bonkow, Kamenitz und Krasoňov. Von

Krasoňov bis zur Straße, die von Heraletz über Slawnitz nach Süden (Windig-Jenikau) führt, bildet der Blattrand die Grenze. Von dieser Stelle verläuft die Grenze in nordnordöstlicher Richtung fast bis Michalowitz. Nur bei Pollerskirchen bildet die besagte Linie einen gegen Osten konvexen Bogen. Die Grenzlinie von Michalowitz gegen Waldhöfel (Dvorek) verläuft sodann fast südlich mit einer Einbuchtung bei Radnow. Im weiteren Verlaufe berührt die Grenzlinie Linden (Lipa), Scheibeldorf (Šejdorf), Dürre (Sucha) und Bad Petrkau. Von Bad Petrkau erstreckt sich die Grenze der Hauptpartie nahezu bis Deutschbrod und von dort (genauer vielleicht von Poděbáb) weiter in Sazawatale in nordwestlicher Richtung in die Gegend von Swětla. Man trifft jedoch auf Zweiglimmergranite häufig auch noch auf dem nördlichen Sazawaufer.

Entlang der Linie Bad Petrkau—Swětla wird die Begrenzung gegenüber dem Gneise noch ganz besonders durch die dort vorhandenen Lehm- und Schottermassen erswert. Hier muß man, nämlich abgesehen von den früher erwähnten Eventualitäten, noch mit der Möglichkeit rechnen, daß im Falle vorgefundener Lesesteine diese, wie es beispielsweise sicher für den Schotter der Fall ist, gar nicht von hier stammen.

Von Swětla, genauer Kapelle am rechten Sazawaufer, westlich von Swětla, erstreckt sich die weitere Grenzlinie der Hauptgranitpartie über Na Pile, Žebrakow, K. 513, fast K. 506 zu K. 444 bei „zu Pawlow“.

Diese derart umgrenzte Hauptgranitpartie sehen wir, wie gesagt wurde, von einer Unzahl bald kleinerer, bald größerer Granitinseln im Kartenbilde umgeben. Im Bereiche der beiden westlichen und zum Teile auch der südöstlichen Sektion des Kartenblattes Deutschbrod bewegen wir uns nämlich nicht selten an der unteren Grenze des Schieferkomplexes und an der oberen des Granites. Wie ferner auch schon bemerkt wurde, liegt auf der großen Granitpartie ein Gneis-„Schleier“. Dies ist im Bereiche der kartierten Granitinseln nur noch häufiger und nicht selten in nur noch größerem Maßstabe der Fall.

Die Granitinseln sind deshalb, kurz gesagt, nicht als derartige Gebiete von rein granitischem Charakter zu deuten, wie es zum Beispiel die Umgebung von Lipnitz oder Unterradt (Dolní Město) ist. Sie sind nur partiell entblößte Granitterrains. Neben den körnigen Granitlesesteinen, oder soferne man es an der (oberen) Granitgrenze mit schiefrigen Ausbildungen zu tun hat, wie dies oben angeführt wurde, finden sich überall mehr oder weniger reichlich unanfechtbare Gneisspuren.

Distrikte von derartigem Charakter sind die Gegenden bei Chisten, Prußdorf (Ouchozitka), Kochendorf (Kochanow) und Pollerskirchen (Usobi); dann die Landstriche zwischen Deutschbrod und Bad Petrkau, zwischen Deutschbrod und Lucitz, bei Lhota Ovesna und noch in anderen Gebietsteilen.

Noch undeutlicher tritt der Zweiglimmergranit östlich von

der Reichsstraße zwischen Blumendorf¹⁾ und Lerchenhof oder in den Waldungen zwischen Tis und Lucitz u. a. O. auf. Hier scheint er unter der Schieferhülle gleichsam erst hervorwuchern zu beginnen. Es finden sich bald mehr, bald weniger Belegstücke, die für das Auftreten von Granit in einem vielleicht noch als Gneisgebiet zu bezeichnenden Terrain sprechen. Darüber folgen ergänzende Beobachtungen in jenem Abschnitte, in dem wir uns mit dem Biotitgneis (im allgemeinen) beschäftigen werden.

Schließlich erübrigt uns noch einiger interessanter Wechselbeziehungen der Schieferhülle und des Granites an ihrer gegenseitigen Grenze Erwähnung zu tun. Die älteren diesbezüglichen Angaben sollen dabei in chronologischer Reihenfolge Berücksichtigung finden.

F. v. Andrian spricht (l. c. pag. 541) von einer untergeordneten Graniteinlagerung in einem Gesteine, das er als Phyllitgneis bezeichnet und den er in dem großen aufgelassenen Steinbruche am linken Sazawafer, gleich bei der Stadt Deutschbrod, beobachtet haben will. Nach v. Andrian „sitzen zwei Granitgänge in dem Phyllitgneis, von denen der kleinere Kugeln einer dichten grünsteinähnlichen Substanz enthält, deren Deutung“ ihm unmöglich war, „da sie ebensowohl Konkretionen als umgewandelte Bruchstücke des Nebengesteines sein können“.

Nach R. Helmhacker²⁾ wird ein „gemeiner Biotitgneis“ an sehr zahlreichen Orten von Granitgängen durchsetzt“.

Später besuchte vor mir den oben (im Zitat nach v. Andrian) erwähnten Steinbruch bei Deutschbrod wiederholt F. Katzer, der darüber in Tschermaks Mitteilungen³⁾ einiges Interessante berichtet.

Seinen Auseinandersetzungen entnehme ich umstehende Fig. 1 sowie auch folgende Einzelheiten. „Etwa in der Mitte der im Bruche entblößten, gegen Nord geneigten, von Ost nach West gestreckten Wand ragt eine stockförmige Masse von dem scheinbar geschichteten, biotitreichen Cordieritgestein in den Granit hinein und zu beiden Seiten derselben werden Partien des Cordieritgesteines von Granit fast vollständig umhüllt, wie es Fig. 1 darzustellen sucht.“

„Das sehr biotitreiche, cordieritführende Gestein ist vom Granit scharf geschieden und hebt sich“ von diesem „sehr deutlich ab. Dadurch, daß an der Grenze zwischen beiden Gesteinen einzelne Bestandteile des ersteren, besonders aber der Glimmer, in die Granitmasse hineinragen, wird zwischen beiden eine schmale Übergangszone geschaffen, welche indessen nicht verhindert, daß beim Zerschlagen von namentlich etwas angewitterten Blöcken die beiden Gesteine sich an der Berührungsfäche voneinander trennen.“

Von der Existenz einer „Übergangszone“ im Sinne von F. Katzer konnte sich Autor trotz mehrmaliger Besuche dieser

¹⁾ Schon v. Andrian nahm l. c. pag. 543 für diese Gegend das Vorhandensein von untergeordneten granitischen Einlagerungen an.

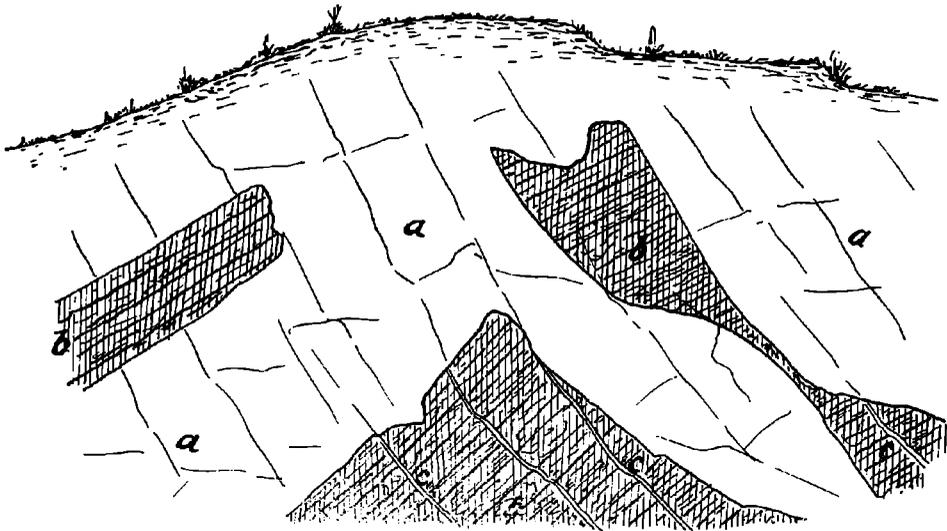
²⁾ „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen.“ Zeitschrift des berg- u. hüttenm. Vereines f. Steiermark u. Kärnten. 1876, pag. 257—272. Hiezu 2 Tafeln.

³⁾ XIV. Bd., pag. 507—516.

Lokalität nicht überzeugen, oder es trat die angebliche Übergangszone zumindest wegen der ungemein scharfen derzeitigen Scheidung der Gesteine nicht mehr derart hervor, wie einst. Sonst fand ich alles im Wesen so ausgebildet, wie Katzer es angibt.

Weiters bemerkt derselbe wie folgt (l. c. pag. 510): „Über das gegenseitige Verhältnis der beiden Gesteine in dem Deutschbroder Steinbruche sind nur zwei Auffassungen möglich: entweder war das cordieritführende Gestein ursprünglich ein Gneis, welcher durch Einwirkung des ihn durchbrechenden und umhüllenden Granites metamorphosiert und zum Teil granitisiert wurde; oder es war ein granitisches Gestein, in welchem durch

Fig. 1.



a. Porphyrischer Biotitgranit. — b. Cordieritgestein. — c. Pegmatitgänge.

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

dieselbe Einwirkung ein unregelmäßiger und auch nicht in der ganzen Masse vorhandener Parallelismus der biotitreichen Strähne oder Lagen und dadurch eine gneisähnliche Struktur hervorgerufen wurde.“ „Die erstere Vorstellung“ scheint Katzer „nicht zulässig zu sein“.

Wir werden darauf gelegentlich der Besprechung unserer Cordieritgneise und später im IV. Abschnitte zurückkommen. Hier möge nur noch folgendes Platz finden. Nach Katzers Ansicht ist „in jedem Falle das cordieritführende Gestein das ältere, ursprüngliche, vom Granit durchbrochene und der Cordierit ein Kontaktmineral, ebenso wie die bedeutende Anreicherung mit Biotit auf die bewirkte Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist“.

Ich kann nicht umhin, an dieser Stelle noch folgende hochwichtige Angaben Katzers zum Teil wörtlich zu reproduzieren¹⁾. Der Genannte fand zwischen 2·9 und 3 km der Deutschbrod-Humpolecer Bahn einen sehr guten Aufschluß, wo das Cordieritgestein „mehrere Gänge, bestehend teils aus dem gleichmäßig feinkörnigen Granit mit Biotiteinsprenglingen, teils aus feldspatreichem großindividualisierten Pegmatit durchsetzen.“

Einige der in Rede stehenden Gänge „drängen sich unregelmäßig in das Cordieritgestein hinein, wie zum Beispiel knapp beim

Fig. 2.



a. Porphyrischer Biotitgranit. — b. Cordieritgestein. — c. Quarzknollen mit Turmalin. — d. Ein Gang von fast reinem Orthoklas. — e. Sillimanit (Fibrolith).

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

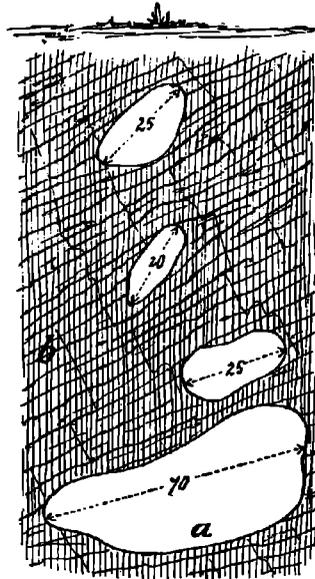
dritten Kilometer im östlichen Gehänge in der Partie, welche in Fig. 2 dargestellt²⁾ ist. Der Granit ist „porphyrisch und umschließt eine isolierte Partie des Cordieritgesteines, für welches es gewiß sehr charakteristisch ist, daß die Biotitfasern darin fast konzentrisch gelagert sind“.

¹⁾ Als Autor dieser Zeilen die Distrikte an der Bahn Deutschbrod-Humpolec kartierte, waren die Böschungen der Bahneinschnitte so bewachsen, daß man die Verhältnisse gar nicht oder bei weitem nicht so schön zu Gesicht bekam, als es seinerzeit Katzer gegönnt war, der die Strecke ein Jahr nach der Erbanung der Bahn beging. Deshalb und mit Rücksicht auf die Wichtigkeit der Beobachtungen mögen die etwas längeren Zitate gerechtfertigt erscheinen.

²⁾ Auch dieses Bild ist so wie Fig. 1, 3 und 4 der zitierten Katzerschen Arbeit entnommen.

„Gleich daneben sieht man den in Fig. 3 veranschaulichten umgekehrten Fall, nämlich, daß isolierte granitische Partien vom grobflaserigen Cordieritgestein eingeschlossen werden. Es ist aber wohl möglich, daß man es hier nicht mit knolligen Einschlüssen, sondern mit zufälligen Querschnitten von Apophysen des im Bahneinschnitte abgetragenen oder in der Böschung noch verdeckten Granites zu tun hat. Ebenso wäre die isolierte Granitpartie in Fig. 2 zu deuten.“

Fig. 3.



a. Biotitgranit. — b. Cordieritgestein.

Die eingeschriebenen Zahlen geben den Durchmesser in Zentimetern an.

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

Gute Aufschlüsse fand Katzer „weiterhin jenseits der Station Linden (Lipa), wo vom 9·2 km an auf einige hundert Meter der Granit mehr herrschend wird“. Er „durchbricht“ hier „zunächst das cordieritführende Gestein in einem etwa 9 m mächtigen Gange, der von mehreren Trümmern begleitet wird.“

Katzer bemerkt schließlich sehr richtig, daß „kein Zweifel darüber obwalten kann, daß die zahlreichen Gänge und Gangstöcke“ seines porphyrtigen Biotitgranites, „welche man, wie oben dargelegt, von Deutschbrod bis zum dreizehnten Kilometer der Humpolecer Bahn verquert, mit dem Hauptstocke des Granites von Heraletz“, also mit unserem als Zweiglimmergranit aufgefaßten Gesteine „in Verbindung stehen“.

Diese Katzerschen Beobachtungen möchte ich nun durch einige wenige eigene Erfahrungen ergänzen.

Südlich Blumendorf, am halben Wege nach Lerchenhof, östlich von der Reichsstraße, fand ich eine Grube, in der der Zweiglimmergranit (temporär) gut aufgeschlossen war. Im besagten festen Granite lagen nun mehrere Cordieritgneisbruchstücke eingebettet, das heißt eingebröckelt, ähnlich wie es Fig. 2 für das ovale Stück zeigt.

Im Tale des Pollerskirchner Baches trat ferner beim Mihalowský mlýn eine unter einem Winkel von etwa 75° nach Ost einfallende und ungefähr in h11 streichende Cordieritgneispartie auf. Diese repräsentiert eine Gneistafel, die mutmaßlich im Granite wie eingesunken liegt, oder es ist der Granit lagerartig zwischen die Gneisbänke eingedrungen. Das letztere dürfte auf Grund

Fig. 4.



a. Porphyrischer Biotitgranit, *a'* Apophyse desselben. — *b.* Cordieritgestein.

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

der Beobachtungen in einem Aufschlusse am rechten Ufer desselben Baches bei Hammerhöfel zumindest als möglich angenommen werden.

Beim 11.1 km der Deutschbrod-Humpolecer Bahn endlich fand ich zwei Granitapophysen von 0.9—1 m Mächtigkeit, die die Schieferhülle durchqueren. Dies wäre eine analoge Erscheinung, wie wir sie nach F. Katzer in Fig. 4 für eine Stelle beim Hektometersteine 9.8 zur Veranschaulichung bringen.

Die Reihe derartiger Verhältnisse, wie sie aus den vorausgeschickten Zitaten aus der Arbeit Katzers und auf Grund meiner eigenen Beobachtungen ersehen werden können, werde ich später unten noch zum Teile ergänzen und in einer folgenden Arbeit gelegentlich der Besprechung der geologischen Verhältnisse in dem Bereiche des Kartenblattes Iglau auch für dieses letztere Gebiet fortsetzen.

Vorläufig versetzen uns die bisherigen Angaben in die Lage, daraus im Sinne von Katzer den Schluß ableiten zu können, daß die Granite an den bezüglichen Stellen jünger sein müssen als die dortselbst durchbrochenen oder eingeschlossenen

Schiefer, woraus wir weiter die Möglichkeit einer kontaktmetamorphosierenden Einwirkung dieser Granite auf die Schiefer, und zwar vorläufig nur in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft ableiten.

Mehr folgt über diese Angelegenheit später im IV. Abschnitte der vorliegenden Arbeit.

[Verwendung.] In den zahlreichen Steinbrüchen wird der Zweiglimmergranit fast ausschließlich zu Bauzwecken gewonnen. Gleichzeitig wird natürlich auch der in der Umgebung gebrauchte Straßenschotter erzeugt. Wegen des guten Erhaltungszustandes des Granites einerseits und wegen der Suche nach möglichst billigem Materiale andererseits werden die Erstehungskosten in jedem eine Zeitlang betriebenen Steinbruche bald zu hoch. Deshalb wird häufig oberflächlich herumliegendes Material gesucht oder es wird, um es mit angewittertem und deshalb weicherem Materiale zu tun zu haben, ein neuer Steinbruch geöffnet, der jedoch in Bälde das Los mit seinen Vorgängern teilt.

B. Zweiglimmergranit mit vorherrschendem Muskovit.

(Zum Teile mutmaßlich aplitische Gänge und Randbildungen.)

Bei Čachotin, Lhota Ovesna, westlich Radostin, nördlich Perknau bei Deutschbrod, bei Dürre südlich von der genannten Stadt u. a. O. findet man den Zweiglimmergranit wie folgt entwickelt. Bald sind in den Feldlesesteinen bei stark hervortretenden hellfärbigen Schuppen beide Glimmer vorhanden, bald fast nur der Muskovit. Tritt der Biotit ganz zurück oder ist er nur in Spuren vorhanden, so nimmt das Gestein bei gewöhnlich feinerem Korne eine fast weiße Farbe an. Gleichzeitig tritt häufig auch eine Anreicherung des Quarzes ein, so daß schließlich in manchen Proben auch vom Muskovit nicht mehr viel zu sehen ist; dann bestehen sie nur noch aus weißem oder hier etwas rötlichem Feldspat und Quarz, mit akzessorischem Muskovit.

Derartige, an den angegebenen Stellen beobachtete Lesesteine (Aufschlüsse fand ich keine) lassen folgende Deutungen zu. Vielleicht haben wir es nur mit muskovitreicheren Partien des Zweiglimmergranites zu tun, denn zumindest in Spuren findet man den Biotit doch fast immer. Die Annahme einer sauren Randfazies des Zweiglimmergranites wäre eine nur wenig davon verschiedene Deutung. Möglich ist es jedoch dabei auch an die Existenz von Magmaspaltungsprodukten — an Gänge — zu denken, denn es ist ja sicher, daß im Bereiche des Zweiglimmergranites auch zahlreiche Pegmatite anzutreffen sind.

Bei Radostin u. a. m. a. O. wurde deshalb und wegen des geringen Verbreitungsterritoriums dieses Gesteines auch gar nicht eine kartographische besondere Ausscheidung vorgenommen.

C. Turmalingranit.

Südlich Jiřikau, südlich Komorowitz, bei K. 506 bei Ober Kraupen, nordnordöstlich Skuhrow, nordwestlich Novy dvůr, südlich Deutschbrod u. a. O. zeigt dieses Gestein bei etwas

kleinerem Korne und größerem Gehalte an Quarz als früher, den Habitus eines biotitführenden Muskovitgranites mit einem größeren oder geringeren Gehalte an schwarzem Turmalin. Gewöhnlich ist letzterer nur in Form kurzer schmaler Säulchen entwickelt. Lesesteine vom Habitus eines turmalinführenden Granites (wie man manche unserer Turmalingranite bezeichnen könnte) wurden auch östlich und im Lehmgebiete nördlich von Deutschbrod vorgefunden.

Bei Humpolec wurde beobachtet, daß in den dortigen Pegmatiten sehr schöne und große Turmalinkristalle vorkommen. Deshalb ist es nicht ausgeschlossen, daß unsere Turmalingranite nichts weiter vorzustellen haben als feinkörnigere Pegmatite oder Turmalinaplite. Das feinere Korn (wie zum Beispiel bei Skuhrow spricht nämlich neben dem großen Quarzgehalte nicht wenig für Aplite. In Aufschlüssen war auch dieses Gestein gar nicht beobachtet worden.

D. Zweiglimmergranitgneis.

(Gneisähnliche Varietät des Zweiglimmergranites lokal ganz körniger Zweiglimmergranit.)

Passiert man den Feldweg, der von Boraus in südöstlicher Richtung über K. 661 und K. 656 nach Wepřova (Weprikau) führt, so bewegt man sich nur zum Teile in einem Gneisterritorium. Der angegebene Weg ist streckenweise ein Hohlweg, in dem die Gesteine speziell nach einem Regengusse aufgeschlossen angetroffen werden können. Man durchquert abwechselnd körnigen Biotitgranit mit variablem Muskovitgehalte — zumindest teilweise ist er also Zweiglimmergranit — und ferner Bänke eines als Biotitgneis zu bezeichnenden Gesteines.

Speziell in der an Boraus unmittelbar angrenzenden Gegend sind Gneisbänke, die mit rein körnigem Biotitgranite, der akzessorisch Muskovit führt, beziehungsweise Bänke, die mit einem Zweiglimmergranite abwechseln, mehrmals angetroffen worden.

Das an K. 661 anstoßende östlichere Gebiet scheint an derlei eingeschalteten Biotitgneisbänken ärmer, wenn nicht ganz frei zu sein.

Diese Gneisbänke spielen eine analoge oder gar ganz gleiche Rolle im dortigen Granite wie das Cordieritgestein im Steinbruche an der Sazawa bei Deutschbrod (cf. oben pag. 125) oder in den Bahneinschnitten der Strecke Deutschbrod—Humpolec (pag. 127 ff.) oder vielleicht noch mehr wie ein später zu erwähnender Biotitgneis im Sazawatale östlich Okroulitz. Die Tatsache nämlich, daß der Granit auch hier jünger als die Schieferhülle ist, läßt sich ebensowenig leugnen wie etwa die Annahme, daß man sich im besagten Distrikte an der Grenze zwischen Granit und Gneis bewegt.

Überall findet man hier überdies noch Lesesteine, bezüglich deren Natur es nicht klar war, ob sie etwas körnigere Abarten des Biotitgneises oder zum Teile schiefrige Ausbildungen des Granites vorstellen sollten.

Aus den oben angeführten Gründen wäre es daher vielleicht nicht unrichtig, diese Lesesteine als randliche Partien des Granites aufzufassen, wie wir ja eine derartige Erscheinung aus der Gegend östlich von Humpolec ausführlicher auf pag. 120 geschildert haben.

Einzelne Partien des granitischen Gesteines sind ganz gleich dem im vorausgehenden Abschnitte geschilderten Zweiglimmergranite (aus dem westlichen Gebiete unseres Kartenblattes), andere sind feinkörniger und führen auch weniger Glimmer. Mitunter war in Handstücken fast kein Glimmer zu erkennen bei gleichzeitig großem Reichtume an einem schmutzig-blaßroten Feldspat. Dadurch kam ein gewiß mindestens teilweiser Aplitcharakter und eine partielle mineralische Verwandtschaft mit manchen Proben des Gesteines oben sub *B* zum Ausdrucke.

E. Mittelkörniger Biotitgranitgneis.

(Gneisähnliche Varietät eines Biotitgranites, eventuell randliche Partien desselben.)

Das Gestein dieses Abschnittes ist an der östlichen Blattgrenze zu suchen, und zwar südlich, westlich und nördlich von dem kleinen Dörfchen Vepřova (Weprikau), denn es reicht von der Lokalität „V prantech“ bis zur Podhorska louka. Die Häusergruppe Jaurek und K. 690 liegen ganz im Gebiete desselben.

Verfolgt man das Tal von „V prantech“ (östlich Klein Losenitz) über K. 567, 592 und K. 630 gegen Wepřova, so findet man Lesesteine, die wir als einem Biotitgranite angehörig auffassen.

Dieser ist mittelgrob bis fast feinkörnig. Mit freiem Auge erkannte man darin einen Feldspat und wechselnde Mengen von Quarz und Biotit. Ab und zu tritt auch Muskovit auf, ohne jedoch jemals die Rolle eines wesentlichen Gemengteiles zu übernehmen. Sillimanitaggregate von grauer Farbe glaube ich hie und da in biotitreicheren Lagen untergeordnet erkannt zu haben.

Auch an Biotit sind manche Proben außerordentlich arm. Derlei Modifikationen zeigen eine rein körnige Struktur und sind von einem biotitarmen Granite überhaupt nicht zu unterscheiden. Sind die Lesesteine etwas biotitreicher, so kann dieser ganz unregelmäßig verteilt oder in einzelnen Lagen angereichert auftreten. Beides kann an ein und demselben Lesesteine beobachtet werden. Ein Teil ist deshalb körnig, der andere mehr oder minder schiefrig struiert. In solchen Fällen wäre man fast geneigt, von einer undeutlichen Bänderung oder Streifung zu sprechen. In den biotitreichsten Ausbildungen ist auch die Schieferung am deutlichsten. Hier sieht man Biotitblättchen, die bis 2 mm² groß werden.

Das mikroskopische Bild eines untersuchten körnigen Lesesteines gleicht ganz jenem eines Zweiglimmergranites.

Es scheint sehr fraglich zu sein, ob man diesen Biotitgranitgneis mit Recht (in geologischer Hinsicht) als selbständige Bildung auffassen darf. Ob Mangels an guten Aufschlüssen kann ich es nicht beweisen, ich vermute jedoch, daß dieses Gestein genetisch mit

unserem Zweiglimmergranitgneise (gneisähnliche Varietät des Zweiglimmergranites, lokal ganz körniger Zweiglimmergranit) aus der Umgebung von Boraу, also aus der unmittelbaren Nachbarschaft, und weiter westlich vielleicht sogar mit dem Zweiglimmergranite zusammenhängt (cf. pag. 120). Mit dem später zu besprechenden Biotitgneise besitzt es eigentlich nichts anderes gemeinsam als die Schieferung, wo sie überhaupt auftritt.

F. Amphibolgranitit.

Am westlichen Rande des Ransker Revieres, nördlich Boraу, östlich bis südöstlich Slavětín, beziehungsweise südwestlich Ždíretz befindet sich ein, nordöstlich von Příbislau, nördlich Peesendorf, beziehungsweise fast südlich Klein Losenitz ein zweites und beiläufig nordwestlich vom Dorfe Hrbov (am südlichen Blattrande), respektive nordöstlich von K. 474 (an der Straße, die von Příbislau über Brskau gegen Süd nach Polna führt) ein drittes sicheres Vorkommen von Amphibolgranitit im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod.

An all den genannten Stellen verrät sich dieses Gestein durch mehr oder weniger zahlreiche herumliegende Blöcke. Besonders reichlich findet man sie am Hügel namens Horka südöstlich von der Ortschaft Slavětín und südlich vom Feldwege, der von „zu Groß Lossenitz“ nach Spieldorf führt. Nordwestlich Hrbov fand ich dieses Gestein einmal anstehend.

Zum Vorkommen bei Slavětín wäre zu merken, daß der dortige Amphibolgranitit zwischen dem Gabbro des Ransker Revieres und dem roten Amphibolgranitgneise förmlich wie eingekeilt zu sein scheint.

Der Waldbestand im Osten und die Lehmdecke im Westen des Slavětíner Vorkommens bringen es (gleichzeitig mit der Art und Weise des Auftretens der gegenständlichen Felsart) mit sich, daß die dortigen Grenzlinien nur als relativ zutreffend aufzufassen sind.

Die Farbe des Gesteines von der Horka ist im allgemeinen grau. Durch die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspate (Orthoklase) erscheint es gleichzeitig weißgefleckt. Diese weißen Flecke sind teils geradlinig, teils unregelmäßig rund begrenzt; die letzteren zeigen Durchmesser, die bis 3 cm lang werden können. Derlei Einsprenglinge verraten schon dem freien Auge kleine Biotitschüppchen als Einschlüsse.

Als Elemente zweiter Generation sind (ebenfalls noch mit freiem Auge erkennbar) weißer Feldspat, metallisch glänzender brauner bis braunschwarzer Biotit und so gut wie schwarz erscheinende Hornblende anzuführen.

Der Feldspat der Grundmasse mißt durchschnittlich etwa 2 mm² im Querbruche. Freilich gibt es aber auch so große derlei Gebilde, daß Übergänge zu den Einsprenglingen zur Ausbildung gelangen. Nach unten sinken die Dimensionen ins Mikroskopische.

Der Quantität nach geordnet, reiht sich an den Feldspat der Biotit, der dem ersteren auch bezüglich der Größe der Individuen entschieden nachsteht. Durch die parallele Anordnung der Biotit-

schuppen bekommt das Gestein ein im allgemeinen sehr deutlich schiefrißiges Aussehen.

Die Diagnose auf dunkelgraugrüne bis nahezu schwarze Hornblende fällt zwar durchaus nicht schwer, denn die Säulchen werden manchmal über 0.5 cm lang und 2—3 mm breit; vergleicht man jedoch ihre Menge mit jener des Biotites, dann ist freilich erstere fast verschwindend klein.

Fettglänzender Quarz ist zwar stets erkennbar, seine Menge scheint jedoch stark zu wechseln. Die Korndimensionen waren in allen Fällen nur sehr klein.

Ganz gleiche Verhältnisse fand ich auf dem Peesendorfer B. nördlich Pořezin (Peesendorf) und schließlich auch nordwestlich Hrbov.

Betont sei nur noch der Umstand, daß die Hornblende ab und zu schon bei makroskopischer Betrachtung ganz zu fehlen scheint. Diese Tatsache erschwert nämlich in jenen Fällen, wo das Gefüge des Gesteines einen ausgesprochen gneisartigen Charakter annimmt, außerordentlich die Abtrennung des Granitites vom gewöhnlichen Biotitgneise. Oft scheint es deshalb, als ob Übergänge von einem zum anderen vorhanden wären. Dies einerseits.

Andererseits können bei der Ausscheidung des Amphibolgranitites auch Zweifel mit Bezug auf die Amphibolite auftauchen, worauf ich jedoch erst später zurückzukommen beabsichtige.

Nachstehend die mikroskopischen Eigentümlichkeiten des Gesteines.

Der mittelkörnige, deutlich porphyrische Amphibolgranitit (-gneis) von der Lokalität „(Kopeč) K. 596“ westlich „zu Groß Lossenitz“, beziehungsweise nördlich Peesendorf läßt im Schilfe schon dem unbewaffneten Auge außer farblosen Gesteinselementen Flatschen und Plasern von Biotit und Schmitte eines verschieden grünlich durchsichtigen Minerals erkennen, das sich u. d. M. als Hornblende verrät.

Als farblose Gesteinsbestandteile werden auf gleichem Wege Feldspat und Quarz erkannt. Allen vier angeführten Mineralen fällt die Rolle von wesentlichen Elementen zu. Sonst wurden noch beobachtet ein Zirkon und Apatitsäulchen; die zwei letztgenannten nur in untergeordneter Menge und Größe. Der Zirkon speziell tritt öfter als Einschluß im braunen Glimmer auf.

Die Feldspate der Grundmasse sind teils als Orthoklas, teils als Plagioklase aufzufassen. Die Gitterstruktur des Mikroklin wiesen nur vereinzelte Querschnitte auf.

Der ungestreifte Feldspat (Orthoklas) ließ Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze erkennen. An einzelnen Stellen beherbergt er offenbar kleine Plagioklaslamellen.

Der triklone Feldspat verriet nur sehr geringe symmetrische Auslöschungsschiefen (3°) mit Bezug auf die Zwillingsgrenze. Er gehört also vermutlich dem sauren Pole der Plagioklasreihe an. Gar nicht selten sah man die Plagioklaslamellen gebogen und geknickt vorliegen, was sicher darauf hinweist, daß das Gestein seitlichem Drucke ausgesetzt gewesen sein muß.

Der Quarz bildet stets nur ganz kleine Körner im Vergleiche zu den Feldspaten und löscht undulös aus.

Von den farbigen Elementen herrscht im allgemeinen der Biotit ziemlich bedeutend über die Hornblende vor. Die Formen beider sind ganz unregelmäßig. Die Biotitlamellen speziell sind ebenfalls häufig verbogen, geknickt oder teilweise ausgewalzt. Zwischen gekreuzten Nicoln löscht manchmal auch der Biotit unregelmäßig aus. Seine Farben wechseln im durchfallenden Lichte zwischen braun bis gelb.

Von der verschieden grün bis gelb durchsichtigen Hornblende ist im allgemeinen eigentlich relativ wenig im Schlicke beobachtet worden.

Der Erhaltungszustand des Gesteines ist kein schlechter. Außer der partiellen Kaolinisierung des Feldspates wurden nämlich nur noch an der Hornblende Spuren einer vermutlichen Umwandlung beobachtet.

Die mikroskopische Probe des Gesteines von der Stelle nordwestlich von Hrbov, beziehungsweise nordöstlich K. 474 unterscheidet sich von obiger Ausbildung vor allem durch den, wie es u. d. M. schien, völligen Mangel der Hornblende und den zumindest lokal relativ geringeren Biotitgehalt, das heißt also, durch das allgemeine Zurücktreten der farbigen Elemente, zu denen sich gleichzeitig auch der Plagioklas zu gesellen scheint.

Plagioklaslamellen in mikroperthitischen Feldspaten erscheinen namentlich durch Umwandlungsprozesse sehr stark getrübt. Aus Biotit bildet sich dagegen ein für Rutil gehaltenes Sekundärprodukt.

Zu den voranstehenden Angaben hätten wir zu bemerken, daß auch F. E. Suess¹⁾ in dem von ihm aufgenommenen Hauptverbreitungsgebiete des Amphibolgranitites Proben antraf, in denen die Hornblende vollständig fehlt (l. c. pag. 622).

Es wurde bereits oben bemerkt, daß der Amphibolgranitit bei der Beurteilung im Felde oft sowohl mit Bezug auf den Biotitgneis als auch bezüglich der Amphibolite dem Beobachter nicht unbedeutliche Schwierigkeiten bereitet.

Verfolgt man nämlich den Weg von Ronov (Ronau) a. d. Sazawa über Neuhof (Nové dvory), südlich K. 567 vorüber bis an den Ostrand des Kartenblattes, so findet man vor allem westlich Neuhof ganz allgemein in Gesellschaft der Biotitgneislesesteine körnige Belege, die für einen Granitit sprechen, den man als amphibolfreien Amphibolgranitit ansprechen könnte.

Zu einer eventuellen derartigen Deutung gibt, wie ich annehme, das oben betonte lokale Ausbleiben des Amphibols einen hinreichenden und stichhaltigen Grund ab.

Namentlich östlich Neuhof sind jedoch auch zahlreiche Leseesteine vorhanden, die mich zu einer (wegen der Natur der Funde und mit Bezug auf den vorhandenen eluvialen Lehm, dessen Mächtigkeit lokal bis 1.5 m zunehmen kann) schematischen Ausscheidung

¹⁾ „Der Granulitzug von Borry in Mähren“, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, L. Bd., pag. 615.

von mehreren Amphiboliten veranlaßten. Belegstücke, die eine gleiche Deutung beinahe erzwingen, beobachtete ich auch noch auf allen Karrenwegen südöstlich Neuhof bis zur Sazawa und fast bis zum Kartenrande hin.

Im Sazawatale selbst scheinen dagegen (1.) Hornblendegesteine an den korrespondierenden Stellen ganz zu fehlen, beziehungsweise (2.) sie können wenigstens nicht in ihrer Gesamtheit konstatiert werden (obschon gerade hier die besten künstlichen sowie natürlichen Aufschlüsse vorhanden waren) oder es könnten schließlich (3.) vielleicht einzelne auf dem Plateau für Amphibolite gehaltene Funde, nicht Amphibolite, sondern Amphibolgranitite mit größeren Mengen eines Amphibolminerals repräsentieren, denen dann im Tale amphibolarme bis -freie Granitite entsprechen würden.

In diesem Sinne erscheinen mir namentlich folgende Stellen verdächtig zu sein.

1. Rechtes Sazawaufer südwestlich Neuhof, beziehungsweise bei der Ziffer 9 (der Karte 1:75.000), an der Bahnstrecke, respektive neben der Bahnkilometerbezeichnung 20·4 (Richtung gegen km 20·5).

Das Gestein, das im besagten Bahneinschnitte nur in der südlichen Wand auf eine etwa acht Schritte messende Distanz hin aufgeschlossen war, zeigt im allgemeinen eine dunkelgraue Farbe mit grünlichgrauer Bänderung. Das Gefüge ist mittelkörnig. Der Biotit und das Amphibolmineral sind lagenförmig angeordnet. Lokal treten auch größere Feldspatanreicherungen auf.

2. Vielleicht gehört hierher auch eine Granititbank, die bei der Kilometerbezeichnung 22·8 (am linken Sazawaufer) austeht und neben einem dunklen Glimmer ziemlich reichliche Mengen eines Amphibols aufweist. Die Farbe des frischen Gesteines ist dunkelgrau, durch Verwitterung wird es braun. Das Gefüge ist nicht ganz mittelkörnig. Die Elemente sind nämlich etwas kleiner. Schon mit unbewaffnetem Auge erkennt man, daß der Amphibol im Schlicke über den Biotit vorherrscht. Dies wäre also das Gegenteil jener Beobachtungen, die wir auf pag. 135 anführen. Ich bemerke hier, daß mich eben diese Tatsache auf den Gedanken brachte, ob die Menge von Biotit und Amphibol nicht auch so wechseln könnte, daß der Biotit etwas zurückträte und daß dann der Amphibol herrsche oder allein vorhanden wäre.

Die symmetrische Auslöschungsschiefe in Albitzwillingslamellen betrug mit Bezug auf die Zwillingsgrenze 12°. Schnitte mit der Mikroklingitterung sind vorhanden. Mit Rücksicht auf die vorausgeschickten Schilderungen der mikroskopischen Verhältnisse sicherer Amphibolgranitite sei überhaupt nur noch bemerkt, daß Hand in Hand mit dem Überwiegen des Amphibols über den Biotit im Schlicke eine Abnahme der Menge ungestreifter Feldspatdurchschnitte einzutreten scheint. Sonst ergaben sich keine wesentlichen Abweichungen gegenüber den vorne beschriebenen Ausbildungen.

Da wir schließlich auch bereits wissen, daß die Hornblende des Amphibolgranitites sowohl in unserem als auch in den Nachbargebieten der Menge nach zurücktreten, bis ganz ausfallen kann, so daß daraus eigentliche Granitite hervorgehen können,

deshalb wäre es möglich, daß diese Reihe durch folgende Vorkommen ein Gegenstück bekommen könnte.

1. Zwischen Bahnkilometer 19·9 und *km* 20 sowie bei *km* 20 selbst steht nämlich ein granitisches Gestein an. Wie sonst der sichere Amphibolgranitit, so kann auch dieses schiefrig werden. Ähnlich wie zum Beispiel gewisse Granitite bei Okroulitz, so wären dann auch diese Gebilde vielleicht als Granitlager zu deuten.

2. Auch die Wand östlich vom Bahnkilometer 20·1 ist überwiegend granitisch ausgebildet, obschon man auch hier Spuren einer Schieferung und schuppiges Gefüge leicht nachweisen kann.

3. Noch weiter östlich ist zwischen *km* 21·3 und *km* 21·4 im östlichen Teile des dortigen Bahneinschnittes abermals ein Granitit mit zum Teile faserigem Gefüge aufgeschlossen.

4. Granitische Bänke, die dem Biotitgneise konkordant eingeschaltet sind, findet man ferner vor *km* 22·8, dann im Einschnitte zwischen *km* 23·2 und *km* 23·3 sowie auch noch an mehreren anderen Stellen.

Soviel als textliche Erklärung zur Beurteilung des Gebietes ost-südöstlich Ronov und im Sazawatale oberhalb Ronov mit Bezug auf den Amphibolgranitit.

Das kartographische Bild war ich nämlich bemüßigt, mit Rücksicht auf den vorhandenen mächtigen Lehm bedeutend einfacher darzustellen, beziehungsweise zu schematisieren, denn jede detailliertere Darstellung und Ausscheidung eines Amphibolgranitites im besagten Territorium müßte vom Autor selbst als eine Phantasiearbeit qualifiziert werden.

Steigen schon im Sazawatale, wo wir von größeren sicheren Amphibolgranititen doch noch weiter entfernt sind, bei der Beurteilung der Sachlage dem Beobachter Zweifel auf, ob man es an den verschiedenen Stellen mit Amphiboliten oder hornblendereicherer schiefrigen Amphibolgraniten, ob mit körnigen, beziehungsweise undeutlich schiefrigen Ausbildungen des Biotitgneises oder mit amphibolfreien Vertretern des Amphibolgranitites, oder ob man es nicht vielleicht gar mit Granititen als Ausläufern des westlichen Zweiglimmergranites zu tun hat, und bedenkt man ferner, daß man schon im genannten Tale mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen hat bezüglich der Parallelisierung der Beobachtungen mit jenen nördlich und südlich von der bezeichneten Talfurche — denn auf dem Plateau bei Neuhof speziel hatten wir es ja nur mit Lesesteinen und einer mächtigen Lehmdecke zu tun — dann gilt alles dies auch für das Gebiet des Losenický potok (= L.-Bach), allein hier wegen der unmittelbaren Nähe des sicheren Amphibolgranitites des Kopec (Peesendorfer B.) in einem nur noch bedeutend größeren Maße, wie dies aus der nachfolgenden Schilderung dem Leser bald klar werden dürfte.

Meiner Erfahrung gemäß besteht die Talstrecke des Losenický potok von Ronov bis zur Gegend südlich Pořežin (in der Karte 1:75.000 = Břežin, deutsch: Peesendorf der großen, beziehungsweise Peesendorf der kleinen Karte) aus Biotitgneis (im allgemeinen Sinne des Wortes).

Am rechten Ufer stieß ich nämlich, talaufwärts kommend, erst südlich Břečín auf ein schiefriges Hornblendegestein. Ich hielt es für einen Amphibolit, der in Stunde 11 streicht und östlich unter einem Winkel von 40° einfällt. Die gleiche Lagerung zeigt der dortige Biotitgneis. Dieses Amphibolitlager tritt nun in seiner Verlängerung an der westlichen Grenze des Amphibolgranitites vom „Kopeč“, zumindest scheinbar, knapp an diesen heran. Für analoge Verhältnisse betreffs des Amphibolites auf dem gegenüberliegenden linken Ufer sprechen auch die meisten dort vorgefundenen Lesesteine. Ein paar Funde könnten jedoch derart interpretiert werden, als ob vielleicht auch am rechten Ufer in dieser Gegend Amphibolgranitite vorkommen, und dies wäre nun, da wir wissen, daß auch ein Vorherrschen des Amphibols über den Biotit im Bereiche der Möglichkeit liegt (cf. pag. 136), der Angelpunkt, um den sich die Frage dreht: ob nicht vielleicht gar das ganz amphibolitische Gestein in irgendeinem Zusammenhange mit dem Granitite stünde. Ich vertrete diese Ansicht zwar nicht und gehe auch dementsprechend bei der Kartendarstellung vor. In Erwägung muß sie jedoch trotzdem gezogen werden.

Im Gegensatz zum rechtsufrigen Gesteine, das mittel- bis fast feinkörnig ist, aus weißem Feldspat und grünen Hornblendenadeln besteht, so daß es grün oder weiß gesprenkelt erscheint, sehen wir manche Lesesteine vom linken Ufer als wesentliche Elemente dunkelgrüne Hornblende (scheinbar in zwei Generationen), Biotitschüppchen, hellgrauen bis weißen Feldspat und Quarzkörner verraten. Die Textur ist gneisartig. Analog ausgebildete Lesesteine fand ich am linken Bachufer auch nordnordwestlich und nordwestlich von Neuhof.

In dem Schiffe eines derartigen Lesesteines vom linken Bachufer aus der Gegend nördlich Neuhof fand ich zwar unter den Feldspaten ungestreifte sowie auch solche mit der Mikroklingitterung, allein der Plagioklas dürfte dagegen nicht mehr jener sauren Mischung entsprechen, wie oben angegeben wurde, denn in einem Falle betrug die symmetrische Auslöschungsschiefe 25° und in einem anderen gar nicht weniger als 31° . Hier war übrigens der Feldspat im Gegensatz zu dem an erster Stelle angeführten Falle bedeutend stärker kaolinisiert.

Höher oben im Tale, also schon gegen die Blattgrenze zu, stehen Amphibolite einerseits gut aufgeschlossen an, andererseits verraten sie sich jedoch (zumeist) nur durch sehr zahlreiche größere und kleinere Blöcke, beziehungsweise Lesesteine. Unter den letzteren fand ich nun auch Belege für Granitite, und zwar dies auffallenderweise stets am rechten Bachufer. Wäre in derlei Proben die Hornblende ausgeblieben, wie dies auch sonst geschehen kann, dann könnten wir es vielleicht auch hier mit amphibolfreien Vertretern des Amphibolgranitites zu tun haben und in weiterer Folge könnte man dann auch daran denken, daß die bezüglichlichen von mir als Amphibolite behandelten Gesteinskörper mit dem Amphibolgranitite in irgendeinem Zusammenhange stehen könnten.

Für die graphische Darstellung war für mich folgendes ausschlag-

gebend. Wo ich im Terrain die Diagnose auf Amphibolite stellen konnte, schied ich diese als solche aus. Die granitischen Lesesteine ohne Amphibol faßte ich dagegen alle mit den Biotitgneisen zusammen und schied dann beiderlei Formen einheitlich als Biotitgneis im allgemeinen Sinne des Wortes aus. Den Amphibolgranitit schied ich also nur dort aus, wo ich ihn als sicheres Vorkommen antraf und unanfechtbar nachweisen konnte. Gegen eine besondere Ausscheidung der erwähnten Granitite und für ihre einheitliche Behandlung mit den Biotitgneisen schienen mir ihre örtlich zu kleinen Verbreitungsgebiete zu sprechen.

Wie an den vorausgehend besprochenen Stellen, so wurden vermutliche Amphibolgranitite, sofern sie den Amphibol verloren zu haben schienen, auch nordwestlich Hrbov mit Rücksicht auf die mineralogische Verwandtschaft mit den Biotitgneisen und wegen ihrer Kleinheit manchmal mit diesen vereint.

Derlei Funde machte ich am rechten Ufer des Skreyschanbaches östlich K. 474, beziehungsweise fast südlich von der dortigen sicheren Amphibolgranititausscheidung.

Ein hierhergehöriges Gestein war braungrau gefärbt und ließ Feldspate, Quarz und braunen Glimmer erkennen. Das Gefüge war mittelkörnig. Ferner waren daran Rutschflächen zur Ausbildung gelangt. Ein anderer Fund war biotitreicher, ließ längliche wie zerdrückte Feldspateinsprenglinge erkennen. Quarz war wenig, Hornblende scheinbar keine vorhanden. Die Schieferung war schon sehr deutlich ausgebildet. Vom Amphibol habe ich selbst u. d. M. keine Spur beobachten können, obschon das zweite Vorkommen eine solche Beobachtung fast sicher erwarten ließ. Dieses ist nämlich den sicheren Amphibolgranititen bis auf ihre Hornblende-führung ganz gleich.

Anhangsweise möchte ich an dieser Stelle noch folgendes bemerken. Genau dort, wo ich nordwestlich von Hrbov in der Karte den Amphibolgranitit eintrug, fand ich auch ein Gestein, das nur aus dunklem (fast schwarzem) Biotit und relativ sowie absolut recht unbedeutenden, total kaolinisierten Feldspaten besteht. Die partielle Parallelordnung der Biotitschüppchen erzeugt ein mehr oder weniger deutliches schiefrißes Gefüge.

Die Biotitschüppchen können 1 cm lang und fast 0.5 cm breit werden, obschon sie zumeist kleiner bleiben. Die Größe des Feldspates entspricht beiläufig jener eines großen Stecknadelkopfes. Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich derlei Funde für eigentümliche, an Biotit sehr reiche Ausbildungen des Amphibolgranitites halte. Benennen könnte man sie jedoch vielleicht auch als großschuppige feldspatführende Biotitfelse.

G. Roter Zweiglimmer (granit)gneis mit lokal herrschendem Biotit.

Das Gestein dieses Abschnittes tritt im Gebiete der Nordostsektion unseres Kartenblattes, und zwar (ganz allgemein gesagt) östlich von Chotěboř auf.

Auf der Linie Chotěboř (Bahnhof)—Slavětín grenzt ein

Teil der verschiedenen hierhergehörigen Gebilde ebenso wie im Tale des Čerhovkabaches auf der Strecke Lhotka—Brančov M. H. an Lehmgebiete. Ost-südöstlich von Chotěboř scheint jedoch zumindest lokal unter der Lehmdecke auch ein grauer Biotitgneis vorzukommen.

Entlang der bogenförmigen Linie Huti, Sopoty, Bilek, K. 547, Křivý M. H. und Brančov M. H. stoßen gegenständliche Gebilde teils an Alluvionen des Doubravabaches, teils an Kreidesedimente.

Östlich von der Stadt Chotěboř grenzen die in Rede stehenden Gneise an graue Biotitgneise, die sehr viel Muskovit zu führen pflegen und deshalb später bei den Biotitgneisen, aus denen sie eben durch die Aufnahme eines hellen Glimmers hervorgehen, besprochen und als graue Zweiglimmergneise benannt werden sollen.

Scheinbar ohne jeden Zusammenhang mit obigem wurde ein roter Zweiglimmergneis am nördlichen Rande des Kartenblattes in der Gegend um Věstec beobachtet, obschon er in Věstec selbst nicht vorkommt. Auch dieses Vorkommen grenzt (und zwar dies im Westen) an Kreidesedimente und um Věstec an graue, schiefrige (lokal fast glimmerschieferartig ausgebildete) petrographisch als Biotitgneise zu bezeichnende Gesteine, die jedoch, wie es sich zeigen wird, auch hier manchmal viel Muskovit führen.

In der Gegend von Stikova—Slavikov findet man in der Nachbarschaft des roten Gneises Diorite und in der letztgenannten Ortschaft selbst Lehm und roten Granitgneis, in dem namentlich weiter gegen Ost ein Amphibol zur Ausbildung gelangt. Mit diesem letztangeführten Gesteine ist der Zweiglimmergneis übrigens durch alle möglichen Übergänge verbunden; doch darüber später mehr. Dies möge als allgemeine Begrenzung des Vorkommens von rotem Zweiglimmergranitgneis vorläufig genügen.

An dieser Stelle möchte ich nur noch bemerken, daß im ganzen Gebiete dieses Gesteines nirgends die überaus bezeichnenden Einlagerungen gefunden wurden, wie sie (als Amphibolite, Kalke, Kalksilikatfelse, Quarzite oder graphitische Schiefer) im Bereiche des Biotit und des grauen Zweiglimmer-Gneises so zahlreich angetroffen wurden.

Östlich von Chotěboř, in der Gegend bei K. 517 der großen Karte (1 : 25.000) beginnend, sehen wir im Distrikte zwischen dem erwähnten Höhenpunkte und dem Doubravatale bizarre Felsgruppen zur Ausbildung gelangt, wie wir sie im Gebiete unserer grauen Gneise nur an einer Stelle westlich Chotěboř zu beobachten Gelegenheit hatten. Das Landschaftsbild der erstgenannten Gegend zeigt zwar eine weitentfernte Ähnlichkeit auch mit manchen waldbedeckten Distrikten aus dem Gebiete des Cordieritgneises im Bereiche unseres Kartenblattes (wie zum Beispiel auf dem Worlik bei Humpolec). Diese letzteren sind jedoch lange nicht derart malerisch und viel zu sehr zerstreut, beziehungsweise an den einzelnen Punkten viel kleiner im Vergleiche zu den eben in Rede stehenden. Kein Wunder daher, daß diese Felspartien und noch viel mehr das in besagtes Gestein

eingeschnittene romantische Doubravatal einen beliebten Ausflugsort für die Bewohner von Chotěboř, Deutschbrod und der anderen Ortschaften des Gebietes abgibt.

In dem Gesteine, aus dem die Felspartien unmittelbar um und weiter östlich von K. 517 bestehen, ist neben dem Feldspat und Quarz sowohl Muskovit als auch Biotit zur Ausbildung gelangt.

Der Anordnung der beiden Glimmer entsprechend kommt im Gesteine zumeist, oder zumindest sofern wir größere Massen gleichzeitig ins Auge fassen, eine recht deutlich schiefrige Textur zur Ausbildung. An einzelnen Stellen nimmt es jedoch auch einen ausgesprochen granitischen Habitus an. Manche der zahlreichen herumliegenden Blöcke sind nämlich nur als Granite richtig benannt. Dies ist einer der ersten und schon bei den Terrainbegehungen sofort in die Augen springenden Unterschiede des besagten Gesteines gegenüber dem später anzuführenden grauen Zweiglimmergneise.

Das Gestein vom Höhenpunkte 517 und aus dessen östlicher Umgebung zeigt ferner eine stets, allein etwas verschieden stark ins Rötliche stechende hellgraue Farbe, während der später zu besprechende Zweiglimmergneis westlich von K. 517 bedeutend dunkler grau gewesen ist und nie eine rötliche Färbung verrieth.

Obige allgemeinen Merkmale zeigt der Granitgneis auf der ganzen Strecke von K. 517 bis zum Höhenpunkte 479 und beim Jägerhause K. 453 vorüber bis nach Lhotka, dann am linken Ufer nördlich davon, ferner am rechten Doubravaufer südöstlich Libitz, respektive nordöstlich Lhotka sowie noch bei Sokolovec dolní.

Im speziellen sehen wir, daß die rote Farbe des Gesteines obiger Lokalitäten von ziemlich kleinen Feldspatkörnern herrührt; eine Eigentümlichkeit, die zwar zumeist, allein doch nicht absolut immer zu beobachten war. Die Dimensionen der Feldspäte erreichen zwar, überschreiten jedoch selten die Größenverhältnisse eines Stecknadelkopfes. Ganz ausnahmsweise wird nämlich dieser Gemengteil hie und da erbsengroß und tritt dann augenartig auf. Nach abwärts sinken freilich die Größen bis ins Mikroskopische.

Dieselben Grenzen sind auch den Dimensionen der grauen Quarzkörner gesteckt.

Die Glimmer sind in der erwähnten Gegend bei schiefriger Ausbildung des Gesteines im Querbruche zwar streifenweise angeordnet zu sehen, auf dem Hauptbruche ist jedoch mit Leichtigkeit zu erkennen, daß sowohl der dunkle als auch der helle Glimmer und dieser noch ganz besonders, in der Regel in Form zwar zahlreicher allein selten vollständig zu Fasern etc. vereinter Gebilde, sondern zumeist nur in Gestalt nicht aneinanderstoßender Blättchen und Schüppchen auftritt.

Die Menge des Muskovit scheint im Gebiete zwischen der schon mehrfach erwähnten K. 517 und der Gegend bis Libitz, beziehungsweise um Lhotka über jene des Biotites zu herrschen. Außer durch seine größeren Quantitäten ist er jedoch diesem gegenüber auch durch größere Dimensionen seiner Schüppchen ausgezeichnet. Die Größen beider können nämlich bis zu Stäubchenform herabsinken, größere

bis zu 4–5 mm im Gevierte messende Blättchen glaube ich jedoch nur für den hellen Glimmer angeben zu dürfen.

Die nämlichen Verhältnisse, wie wir sie eben angeführt haben, herrschen im großen und ganzen auch im unteren Teile der zwischen Lhotka und Bilek als „Doubravsky udol“ bezeichneten Doubravaschlucht, deren Breite an manchen Stellen nur dem Wasser den Ablauf gestattet, während an anderen für die Anlage von kleinen Sägen und Mühlen hinreichend genug Platz war.

Im speziellen sei bezüglich der Verhältnisse, welche die Gesteinsausbildung im untersten Teile der besagten Talstrecke aufweist, folgendes bemerkt. Wie an den vorausgehend besprochenen Lokalitäten, so findet man das Gestein auch hier lokal (zum Beispiel an einer Stelle südlich Dolní mlýn) vollkommen granitisch körnig ausgebildet. Diese Felspartie muß deshalb als Zweiglimmergranit bezeichnet werden. Die Textur des sonst in jener Gegend beobachteten zweiglimmerführenden Gesteines war dagegen deutlich schiefrig, letzteres ist also als Gneis zu deuten.

Eine dementsprechende kartographische Ausscheidung ist jedoch in erster Linie (wie früher) wegen des viel zu kleinen Maßstabes des Manuskriptblattes unmöglich; ferner wird sie auch deshalb undurchführbar, weil zwischen den schiefrigen und rein körnig struierten Ausbildungen (wie ebenfalls in den früher angeführten Gegenden) alle Übergänge existieren. Jede diesbezügliche Abtrennung wäre demnach eine stark subjektiv aufgefaßte Ausscheidung.

Ausgesprochene körnige Zweiglimmergranite neben gleich daneben ebenso deutlich schiefrig ausgebildeten Gesteinsmodifikationen findet man ferner am Wege südlich Horní Sokolovec (Ober S.), und zwar in der Gegend, wo das Tal nach Nordosten umbiegt.

Würde man derlei Proben, wie an den beiden letztgenannten Lokalitäten, nicht unmittelbar beim Gneise aufgeschlossen vorfinden, beziehungsweise würden diese nicht auch damit so innig verquickt sein, daß man sagen muß, eine Modifikation geht in die andere über, so müßte man auch hier unbedingt nur von einem Zweiglimmergranite sprechen, der eventuell als ein Lager im Gneise auftritt, wie wir dies später aus der Gegend von Okroulitz kennen zu lernen Gelegenheit haben werden. Ich meine jedoch auf Grund der beobachteten Übergänge bestimmt annehmen zu dürfen, daß wir es hier mit keinen Lagergraniten zu tun haben.

Südöstlich Horní Sokolovec ist die Textur des Gneises mehr eine schiefrig flaserige.

Außer an obigen speziell angeführten Stellen findet man die körnige Struktur im unteren Teile der in Rede stehenden Schlucht noch an zahlreichen anderen Orten. Je weiter wir jedoch talaufwärts gehen, um so seltener werden die rein granitisch körnigen Modifikationen. Diese werden von schiefrig struierten immer mehr und mehr verdrängt, so daß schließlich letztere ganz allein zur Herrschaft gelangen.

Außer dieser vollständigen Verdrängung der körnigen Struktur durch die schiefrige kann man im oberen Teile der Schlucht, also gegen Osten hin, noch beobachten, daß lokal der Biotit in größeren Mengen auftritt. Die Folge davon ist eine etwas dunkler graue

Färbung des Gesteines und ein noch deutlicher schiefriiges Gefüge als in jenen Distrikten, wo neben schiefriigen auch körnige Gesteinsmodifikationen zu beobachten sind.

Südöstlich, respektive östlich Sokolovec horni sehen wir das Doubravatal zwei relativ ziemlich gewaltige Knie bilden. Die Doubravka fließt nämlich bei K. 510 im allgemeinen von Südsüdost gegen Nordnordwest. Plötzlich biegt der Bachlauf unter einem etwas weniger als 90° betragenden Winkel gegen Südsüdwest um, behält sodann eine kurze Strecke (etwa 0.5 km) diese Richtung bei, um (etwa 0.5 km oberhalb der Mühle) wieder unter einem fast 90° betragenden Winkel in die Richtung auf den (genannten) Horni mlyn (= die obere Mühle), also gegen Nordwest abzuschwenken.

Fassen wir nun das linke Gehänge in jener Gegend ins Auge, die etwas mehr als 0.5 km von dem ersten Knie, das heißt also von der Umbiegungsstelle des Bachlaufes aus der nordnordwestlichen in die südsüdwestliche Richtung entfernt ist.

Das dortige Gestein verrät vor allem eine dunkel grünlich-graue Farbe. Die schiefriige Textur ist daran unverkennbar entwickelt. Manchmal sieht man durch das Gestein papierdünne dunkle Glimmerlamellen ziehen, zwischen denen ein zirka ein bis mehrere Millimeter mächtiges graues Gemenge kleiner Feldspat- und Quarzkörner in Lagenform beobachtet werden kann. Als farbloser Glimmer könnten mit freiem Auge die winzig kleinen, beim Wenden der Handstücke hell aufblitzenden Schüppchen gedeutet werden. An manchen Stellen glänzt übrigens der Hauptbruch vollkommen phyllitisch.

In anderer Ausbildung ist das Gestein dunkelgrau oder dunkel grünlichgrau gefärbt, ebenfalls deutlich schiefrig wie das vorige, es läßt jedoch keinen phyllitischen Glanz im Hauptbruche bemerken. Die lagenweise Verwebung von Quarz und Feldspat einerseits und der Glimmer (heller und dunkler) andererseits ist hier nicht oder nicht immer deutlich zur Ausbildung gelangt. Die Glimmer treten in Flaser- und in Flatschenform auf.

Gehen wir noch weiter talaufwärts, so kann man zum Beispiel südlich bis südsüdöstlich von der in der Karte als „u čertoviho stolku“ (deutsch: beim Teufelstische) verzeichneten Stelle am linken Ufer am Touristensteige ein Gestein beobachten, das wie folgt ausgebildet ist. Farbe grau, Textur schiefrig, manchmal (untergeordnet) lagenweise Verteilung der körnigen und blättchenförmigen Gemengteile, Ausbildung winziger Feldspat-, respektive Quarz-Feldspat-Augen, makroskopisch mögliche Diagnose auf hellen und dunklen Glimmer, lokal kleine seidenglänzende Häute des letzteren.

Diese Felsart (cf. Tafel VI, Fig. 2) gehört allem Anscheine nach nicht zum (roten) Zweiglimmergneise. Mehr darüber später.

Im Gegensatz zu den eben angeführten Beobachtungen fand ich an der Bahnstrecke (und zwar an folgender Stelle: östlich vom Wächterhause [Wh. in der Karte 1 : 25.000], das in der Schneise steht, die von der Gegend des „čertovi stolek“ gegen Südsüdwest führt) genau denselben hellrötlich, beziehungsweise bräunlichgrauen Zweiglimmergneis anstehend vor wie etwa bei Lhotka oder bei der mehrfach angeführten K. 517.

Bevor ich die Verhältnisse der weiter südöstlich gelegenen Gebiete bei Bilek bespreche, möchte ich an dieser Stelle noch eines sehr guten künstlichen Aufschlusses an der Straße, die von der Station Chotéboř nach Bilek führt, und zwar ungefähr in der Mitte dieser Strecke, schon östlich von der dortigen Depression, Erwähnung tun.

Das an besagter Lokalität auftretende Gestein läßt mit freiem Auge fettglänzenden, grauen Quarz, schön weißen Feldspat und dunklen Glimmer, den ich für Biotit halte, mit Leichtigkeit erkennen. Die Verteilung der dunklen und hellen Gemengteile ist im großen und ganzen eine lagenweise, obschon vereinzelte Biotitschüppchen auch in den hellen Gesteinspartien zur Ausbildung gelangen können.

Mit Rücksicht auf die später im Zusammenhange zu erörternden mikroskopischen Tatsachen und die Lagerungsverhältnisse scheint mir ein besonders beachtenswertes Moment daran die Tatsache zu sein, daß das Gestein dieser Fundstelle auf den Schieferungsflächen seidenartigen, phyllitischen, beziehungsweise harnischartigen Glanz besitzt. Derlei Flächen sehen genau so aus wie Partien aus Quetschzonen mancher granitischer Gesteine. Diese Erscheinung weist deshalb auf die analogen Beobachtungen hin, die vorausgehend angeführt wurden, sie erinnerten mich jedoch unwillkürlich auch an jene Phänomene, die ich gelegentlich der Aufnahme der Gegend bei Pottenstein a. d. Adler¹⁾ an dem dortigen Granitgneise beobachtete. Ob diese Felsart wirklich zum (roten) Zweiglimmergneise gehört, ist ebenso fraglich, wie beim Gesteine aus dem Doubrava Tale südlich bis südsüdöstlich vom „čertovi stolek“. Auch darüber folgt mehr unten.

Vorläufig möchte ich nun noch bemerken, daß ich auch an der angeführten Straße Chotéboř—Bilek bei K. 551 rote, beziehungsweise rötlichbräunlich gefärbte Zweiglimmergneise mit schwach ausgeprägter Schieferung, also Proben, die stark granitischen Habitus aufweisen, in Lesesteinform antraf.

Betrachten wir nun die Verhältnisse in der Umgebung des Dörfchens Bilek.

Zwischen der in der Karte als „Wasserleitung“ bezeichneten Lokalität und der letztgenannten Ortschaft übersetzt die Straße Chotéboř—Bilek—Ždírec fast unmittelbar dort, wo sie aus dem Walde austritt, eine kleine Depression. Im Gegensatze zum benachbarten westlichen Waldgebiete, das mir so gut wie keine Aufschlüsse bot, sehen wir am Waldrande bei dieser Depression das Gestein in mächtigen Felsen anstehen.

Das Material, aus dem diese letzteren bestehen, zeigt im allgemeinen deutlich ausgebildete Paralleltexur und eine graue Farbe.

In kleinen Partien glaubt man dagegen oft, es fast nur mit körnigem Granitite oder mit einem Granitite, der nachträglich schiefriig geworden ist, zu tun zu haben.

¹⁾ „Beiträge zur Kenntnis der geol. Verhältnisse Ostböhmens.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, 50. Bd., pag. 593.

Im wesentlichen besteht diese Felsart nur aus Quarz, Feldspat und einem dunklen Glimmer (Biotit). Muskovit habe ich hier so gut wie keinen gesehen. Der Feldspat zeigt manchmal im Querbruche gerne Linsenform.

Das ziemlich regelmäßig schiefrige Gestein durchsetzen Pegmatittrümmer, die man eventuell auch für grobkörnigen Granitit halten könnte.

Schon südlich K. 544, dort, wo in der großen Karte am rechten Ufer des eben angeführten Grabens eine kleine Waldparzelle eingetragen ist, sehen wir dagegen das (Paralleltextur aufweisende) Gestein, welches sonst obigem vollkommen ähnlich sieht, große Mengen Muskovit aufnehmen, so daß wir es also auch da abermals mit einem Zweiglimmergneise zu tun haben. Hier waren manche Lesesteine graugefärbt. Näher an der Straße bei K. 544 können sie auch hell bräunlichgelb erscheinen und mehr körnigen Habitus aufweisen. Solche führen manchmal wenig Glimmer.

Bevor man, von K. 544 kommend, die Brücke über die Doubrava erreicht, führt ein Karrenweg von der Straße nach rechts in das Sopotter Revier und in seiner Verlängerung bis nach Strižov. Rechter Hand von diesem Karrenwege sieht man schon von der Straße aus eine Felsengruppe aus dem sonst nicht sehr felsigen Boden sich erheben.

Auch das an dieser Stelle anstehende Gestein ist im allgemeinen durch mehr oder weniger deutliche Paralleltextur ausgezeichnet. Ferner zeigt es eine mehr graue Farbe, feines Korn und als mit freiem Auge erkennbare wesentliche Gemengteile Quarz, Feldspat und Biotit; Muskovit kommt zwar auch vor, dieser bleibt jedoch, wie es mir schien, hinter dem Biotit, der Menge nach geurteilt, weit zurück. Der Glimmer tritt gerne in der schon oben erwähnten Weise auf, daß die kleinen Schüppchen keine ausgesprochenen Flasern oder zusammenhängende Häute bilden.

Analoge Verhältnisse beobachtete ich auch östlich von Bilek am Waldrande, beziehungsweise nicht weit davon entfernt im Sopotter Reviere, wo dieses an das Gebiet des einstigen Bilecky rybnik (Bileker Teich) angrenzt. Hier wird jedoch das Gestein lokal sehr muskovitreich, so daß es nur als Zweiglimmergneis bezeichnet werden muß.

Bevor wir unsere Aufmerksamkeit definitiv dem Sopotter Reviere zuwenden, möchte ich noch die Verhältnisse, wie ich sie in der Gegend bei Přijemek, also südwestlich von Bilek beobachtet habe, zur Sprache bringen.

Für unsere Beobachtungen waren die Verhältnisse dortselbst sehr ungünstig. Aufschlüsse fehlten nämlich völlig, falls ich von einer Grube absehe, die gelegentlich des Baues eines Hauses, also zeitweilig, einen beschränkten Einblick in den Untergrund der Lehmdecke gestattete.

In Přijemek selbst, beziehungsweise knapp an der östlichen Grenze der Ortschaft, fand ich in der besagten Grube am Wege, der gegen Südost, also über K. 583 nach Strižov führt, mittelgrobkörnigen Granitit von gelblichbrauner Farbe anstehend. Das

Gestein war ziemlich stark von den Atmosphärrillen angegriffen. Heller Glimmer war sehr wenig darin vorhanden. Mehr hatte das Gestein Biotit geführt. Durch eine teilweise Parallelordnung desselben verriet der Granit eine undeutliche, schiefrige Textur.

Südwestlich von Příjemek am früher erwähnten Karrenwege fand ich nur Lesesteine. Diese gehören zum Teile einem grauen feinkörnigen Biotitgneise an, wie er weiter im Süden gefunden wird, dann waren dort Spuren eines Hornblendeschiefers und schließlich noch Granitlesesteine vorhanden, wie sie schon gelegentlich der älteren Aufnahmen dieser Gegend durch unsere Anstalt als Belegstücke gefunden worden sein dürften, da wir einen Granit schon in der Hauerschen Karte hier verzeichnet finden.

Der Granitit von dieser Stelle ist wie jener aus der erwähnten Grube mittelgrobkörnig. Er kann jedoch manchmal auch sehr grobkörnig werden; der Feldspat wird nämlich mitunter bis über bohngroß.

Das Auffallende an den herumliegenden Lesesteinen ist die Tatsache, daß sie von mehr oder weniger parallelen harnischartigen Gleitflächen begrenzt sind. Dabei ist jedoch an der körnigen Struktur der Lesesteine absolut nichts auszusetzen.

Auf Grund einzelner Fundstücke glaube ich annehmen zu dürfen, daß in besagter Gegend auch pegmatitische Gebilde vorkommen dürften, außer es wird lokal der Granit so überaus grobkörnig.

Schließlich wurden auch am Wege von Příjemek über K. 548 nach Bilek Zweiglimmergneise beobachtet, die manchmal die Paralleltextur sehr undeutlich zeigten.

Betrachten wir nun die Verhältnisse im westlichen Teile des Sopotter Revieres.

Im allgemeinen ist das Gestein desselben als ein sehr muskovitreicher und heller Zweiglimmergneis zu bezeichnen. Lokal kann der helle Glimmer allein zur Ausbildung gelangen, in manchen Fällen wird er jedoch umgekehrt vom dunklen verdrängt und man meint dann, es mit einem Biotitgneise zu tun zu haben. Blaß gelblichrötliche Färbung und hell grauweiße Farbe glaube ich nur für lokale Funde angeben zu dürfen.

Hübsche Aufschlüsse von hierhergehörigen Gesteinsmodifikationen fand ich in der großen Schneise, die über K. 555 verlaufend, eine ost-südöstliche Richtung hat, dann etwas östlich von Bilek, beziehungsweise westlich von Sopoty in der Gegend des Hamersky rybník (= Hammerteich), nahe am dortigen Waldrande, und zwar in sowie auch außerhalb des Forstes.

Die Gesteinsproben von dort zeigten in den speziellen Fällen gut ausgebildete Paralleltextur und ein ziemlich feines Korn, das jedoch lokal auch ziemlich grob zu werden vermag. Letzteres mag namentlich für manchmal faustgroße (und noch größere) linsen- und knödelartige Partien gelten, die ich am Waldrande westlich Sopoty fand und die bis walnußgroße Feldspate, bedeutend kleinere Quarzkörner und relativ spärlich beigemengte zweierlei Glimmer (hellen und dunklen) erkennen lassen. Dunkle Glimmerhäute, die Muskovit

nur untergeordnet zu führen scheinen, umhüllen obige, durch ihre hellere Farbe von der Umgebung abstechende Partien.

Wie untergeordnet das Hauptgestein, so lassen auch derlei Linsen Streifen und Scheuerungserscheinungen erkennen, die auf Bewegungen des Gesteines im starren Zustande schließen lassen.

In kleinen Partien weist es manchmal auch im Sopot er Reviere ganz granitischkörniges Gefüge auf.

Südwestlich von Sopoty habe ich in der Karte eine kleine Insel eines hierhergehörigen graugefärbten Zweiglimmergneises im Alluvialgebiete des Doubravabaches verzeichnet. Das dortige Gestein ist, wie gewöhnlich, ziemlich feinkörnig und läßt als wesentliche Gemengteile kleine Quarz- und Feldspatkörner erkennen, die lagenweise zwischen den Glimmerfolien liegen. Im kleinen verrät das Gestein dadurch einen auffallenden Parallelismus von hellen und dunklen Lagen. Dabei ist es eigentümlich, daß die beiden Glimmer (Biotit und Muskovit), obschon lagenweise auftretend, eigentlich doch keine Häute zwischen den helleren Quarz-Feldspatlagen bilden. Häufig berühren sich die Glimmer nicht einmal untereinander. Manchmal bilden sie freilich kleine Flatschen. Also analoge Verhältnisse wie im früher besprochenen roten Zweiglimmergneise, beziehungsweise Granitgneise.

Sehr biotitreich und deshalb ebenfalls graugefärbt erwiesen sich Proben aus der Gegend weiter südöstlich von Sopoty. Muskovit scheint darin lokal ganz zu fehlen, um lokal dagegen wieder allein aufzutreten. Der Biotit aggregiert sich zu kleinen Flasern oder er erscheint auch hier in Form vereinzelter, winziger Schüppchen. Im allgemeinen verrät jedoch das dunklere Gestein von dort mehr ein faseriges als schuppiges, mittelkörniges Gefüge.

Vielleicht gehört hierher auch noch der Granitit aus der Gegend ost-südöstlich von Huti, beziehungsweise nördlich von K. 560. Ich beabsichtige, auf das erwähnte Vorkommen später nochmals zurückzukommen, weshalb ich mich hier mit diesem Hinweise begnügen und der Besprechung der Verhältnisse am rechten Ufer des Doubravabaches zuwenden kann.

Das Waldgebiet zwischen Sokolovec dolni und Bilek. In diesem Distrikte finden wir die Verhältnisse teils durch den Waldbestand, teils durch die vorhandene Lehmdecke ungemein verschleiert. Allgemein sprechen jedoch die beobachteten Lesesteine für eine gleich rote Gesteinsausbildung, wie sie aus dem Doubravatale oben angeführt wurden.

Nördlich von Bilek bei K. 547 der großen Karte (1 : 25.000) verzeichnen schon die älteren Forschungen Kreideablagerungen. Diese erstrecken sich, wie wir später zeigen wollen, am rechten Ufer der Doubravadepression von hier in östlicher Richtung bis an den Kartenrand. Wo das Liegende der Kreide von Bilek bis Sopoty zutage tritt, da sehen wir es als Zweiglimmergneis entwickelt.

Unmittelbar anstehende Felsen des roten Zweiglimmergneises fand ich namentlich an mehreren Lokalitäten unter der Bahnstrecke und im Orte Sopoty selbst.

Der Gneis der Umgebung von K. 547 ist zumeist sehr muskovitreich. In manchen Proben (also im kleinen) findet man auch nicht einmal Spuren eines dunklen Glimmers mehr. Derlei eigentlich schon als Muskovitgneis zu bezeichnende Varietäten fasse ich jedoch nur als lokale Spielarten des roten Zweiglimmergneises auf, denn im großen ist ja das Gestein doch nicht vollkommen biotitfrei. Da außer dem Muskovit die Rolle von wesentlichen Gemengteilen nur noch einem grauen Quarz und einem ebensolchen oder ab und zu sehr blaß rötlich gefärbten Feldspat zufällt, deshalb zeigt auch das Gestein eine ähnliche Färbung.

Die zwar zahlreichen Muskovitschüppchen berühren sich, wie in den vorausgehend beschriebenen Fällen, so auch hier selten; das Gefüge des Gesteines ist deshalb im großen als schuppig zu bezeichnen.

Linsengroße oder gar noch größere Körner bildet der Quarz und der Feldspat selten. Geschieht jedoch dies, dann sehen wir lokal kleine (Feldspat-) Augen zur Ausbildung gelangen. Die Dimensionen schwanken zumeist um Stecknadelkopfgröße herum. Die Glimmerlamellen messen manchmal 3—4 mm im Quadrat, sie werden jedoch auch mikroskopisch.

Bei genauer Beobachtung sieht man auch da am Gesteine harnischartige Gleitflächen. Quer zur Schieferung verlaufen Haarrisse und feine Sprünge; eine Erscheinung, die man übrigens auch sonst in den her gehörigen Gesteinsmodifikationen zu beachten Gelegenheit hat.

Manchmal zeigt das Gestein aus der bezüglichen Gegend, namentlich südwestlich vom Bahnwächterhause, auch eine grünlich-graue Färbung. Das Korn wird dann im allgemeinen noch feiner, harnischartige Flächen noch deutlicher und manche Partien einzelner frischer Stücke bekommen einen teilweisen phyllitischen Glauz. Letzteres manchmal nur fleckenweise. Der Muskovit macht unscharf begrenzten, sericitartigen Gebilden Platz, denn seine sonst schon mit freiem Auge erkennbaren Schuppen verschwinden so gut wie ganz.

Der Zweiglimmergneis, der bei Sopoty das Liegende der dortigen Kreide bildet, steht bei der Kirche, dann sonst im Orte und schließlich auch in der nächsten Umgebung in natürlichen Aufschlüssen unmittelbar an.

Bei der Beobachtung mit freiem Auge verrät er folgende Merkmale: Paralleltexur (manchmal lagenweise Verteilung der Glimmer), graue Farbe, großen Reichtum an Muskovit und hellgraue Quarz- und Feldspatkörner, die lokal sehr klein werden können.

Hiermit können wir die Schilderung der makroskopischen Eigentümlichkeiten des Zweiglimmergneises, beziehungsweise des Zweiglimmergranitgneises aus dem Gebiete der Doubrava-depression, das heißt (allgemein) östlich von der Stadt Chotěboř als erledigt betrachten, obschon man sie gewiß noch ergänzen könnte.

Betrachten wir nun die makroskopischen Merkmale des Zweiglimmergneises aus dem Gebiete des Čerhovka potok (Čerhovkabaches) und dessen Zuflüssen.

Das Gestein von Libitz und Sokolovec dolní wurde schon oben besprochen. Deshalb bleibt mir nur noch die Erörterung von gegenständlichen Funden beim Křivý M. H., beim M. H. Brančov

(beide am linken Ufer des Čerhovkabaches) und schließlich des Zweiglimmergneises vom nördlichen Rande unseres Blattes.

Östlich vom Křivý M. H. fand ich als das Liegende der dortigen Kreide am rechten Ufer des gegen Nord hinabziehenden Grabens, am Wege, der vom genannten M. H. nach Malochin führt, einen Zweiglimmergneis in einem kleinen Aufschlusse anstehend. Die Gesteinsausbildung ist dieselbe wie in der unmittelbar angrenzenden Gegend bei K. 547.

Gleich wie bei Sopoty, so erscheint auch beim M. H. Brančov der Gneis sehr muskovitreich. In manchen Fällen ist er sogar nur als Muskovitgneis zu bezeichnen. Daher stimmt diese Modifikation mit jener von Sopoty sehr überein. Westlich vom angeführten M. H. sah ich den Gneis in einer Felsengruppe anstehen.

Der Zweiglimmergneis vom nördlichen Blattrande zeigt knapp am Kartenrande nördlich und westlich bei Horní (Ober-) Věstec, westlich und südwestlich von Dolní (Unter-) Věstec, oder bei Sloupně, beziehungsweise östlich vom dortigen Höhenpunkte 523 *m* ganz dieselbe schuppig lagenförmige Textur und die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie, sagen wir, bei Lhotka oder bei Sokolovec dolní, oder dort, wo das Gestein aus der Doubravaschlucht als schuppiger Zweiglimmergneis bezeichnet wurde. Im übrigen stellt sich hier auch die rote Farbe des Gesteines jener Gegenden ein.

Im Dorfe Dolni Věstec selbst fand ich im Gegensatze zu diesem (roten) Zweiglimmergneise anstehend noch ein schiefriges, petrographisch lokal ebenfalls als Zweiglimmergneis zu bezeichnendes Gestein, das jedoch mit obigem absolut nicht identifiziert werden darf, denn es ist nur eine Abart des dort vorhandenen Biotitgneises. Diese Gesteine verraten schon durch ihre Amphiliteinlagerungen eine wesentliche Eigentümlichkeit des grauen Biotitgneises. Mehr folgt darüber anhangsweise gelegentlich der Besprechung des grauen Biotitgneises.

Während wir also namentlich westlich von Horni und Dolni Věstec wirkliche rote Zweiglimmergneise beobachten können, sehen wir im Osten der beiden genannten Dörfchen die gefundenen Lesesteine wie folgt ausgebildet.

Die Farbe bleibt rot, auch die Korngröße der einzelnen Elemente ändert sich nicht wesentlich. Einem stärkeren Wechsel unterliegt nur das Gefüge und in gewissen Grenzen auch die mineralische Zusammensetzung.

Neben sehr deutlich schiefrigen Funden wurden nämlich auch Ausbildungen angetroffen, die vollkommen körnig waren und granitischen Habitus aufwiesen. Manche Funde gemahnten überdies an rote Aplite. Mit Rücksicht auf die Erfahrungen aus dem Doubravatale dürfte man sich jedoch die körnige Struktur wohl erklären können.

Teilweise anders muß dagegen die mineralische Zusammensetzung aufgefaßt werden und die könnte eventuell vielleicht zu teilweise anderen geologisch-graphischen Darstellungen des Terrains führen.

Abweichungen in der mineralischen Zusammensetzung bestehen vornehmlich in der verschiedenen Glimmerführung.

Manche Lesesteine zeigen zwar auch hier zwei Glimmer; im teilweisen Gegensatze dazu findet man jedoch auch solche, in denen man nur einen dunklen, und anderseits solche, in denen man nur einen hellen Glimmer erkennt.

Dadurch kommen Ausbildungen zustande, die man einerseits als rote Granititgneise und anderseits als rote Muskovitgranitgneise bezeichnen kann.

Je weiter man ostwärts wandert, um so mehr glaube ich Belege für einen Granititgneis annehmen zu dürfen. Einen hinreichenden Grund für ihre besondere Ausscheidung in der Karte schien mir jedoch deshalb nicht vorzuliegen, weil zwischen den Granititgneisen einerseits und den Muskovitgranitgneisen anderseits vermittelnde Zwischenglieder bestehen; weil sich beiderlei Ausbildungen mischen, beziehungsweise wegen der Natur der Funde; dann, weil jede Begrenzung deshalb einen mehr oder weniger subjektiven Charakter erhalten hätte; ferner, weil südöstlich von Slavikov neben derlei Proben bereits rote Biotitgranitgneislesesteine auftreten, die auch noch ein Amphibolmineral führen wodurch die Abgrenzung nur noch unsicherer geworden wäre und schließlich auch deshalb nicht, weil wir selbst im gutaufgeschlossenen Gebiete des eigentlichen roten Zweiglimmergneises Ausbildungen antrafen, die sich bald Biotit, bald Muskovit arm bis frei erwiesen.

Übrigens will ich es gar nicht verhehlen, daß ich eine weitgehende Spezialisierung schließlich auch deshalb als nicht am Platze fand, weil ich bei meinen Studien im Terrain sowie beim Mikroskope nur den Eindruck gewann, daß die roten Zweiglimmergneise, die verschiedenen hierhergehörigen Granitgneise, der rote amphibolführende Granitgneis und alle ihre Verwandten, wie immer man sie lokal bezeichnen mag, doch nur einen geologischen Körper vorstellen dürften.

Dies zur Rechtfertigung, weshalb ich in der besagten Gegend keinen Biotitgranitgneis ausgeschieden habe.

Die mikroskopischen Eigentümlichkeiten des roten Zweiglimmergneises, beziehungsweise des Zweiglimmergranitgneises aus dem ganzen gegenständlichen Gebiete können wir folgendermaßen zusammenfassen.

I. Die körnige Gesteinsmodifikation (aus der Gegend um K. 517 östlich Chotěboř) ist durch die Mineralkombination ungestreifter und gestreifter Feldspat, Quarz und Muskovit als wesentliche Gemengteile, nebst sehr wenig von einem dunklen Glimmer charakterisiert.

Der in überwiegender Menge auftretende ungestreifte Feldspat wurde wegen seiner geraden Auslöschung für Orthoklas gehalten. Unter den gestreiften Feldspaten scheinen dagegen zwei verschiedene aufzutreten. Der eine zeigt Gitterstruktur, er erscheint nur selten; ich hielt ihn für Mikroklin. Der zweite einfach gestreifte Feldspat wurde nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode bestimmt. Bei der Kreuzstellung fand ich die Verhältnisse:

$$\omega > \gamma'$$

$$\varepsilon > \alpha'$$

Dies wiese also auf einen Albit hin, der zwar häufiger als der Mikroklin, allein auch nicht in großer Menge beobachtet wurde.

Alle Feldspate ohne Unterschied zeigen nach der Mitte zu eine Trübung, die durch ihre Kaolinisierung eintritt. Neben dieser Umwandlung findet noch Muskovitbildung statt.

Manche Feldspate löschen etwas undulös aus. Plagioklase zeigen mitunter eine Biegung ihrer Lamellen. Beide Phänomene sind jedoch in der makroskopisch körnigen Modifikation noch ziemlich selten. Ein einzigesmal fand ich, daß ein Feldspatdurchschnitt in lauter kleinere Körner zerfallen zu sein schien.

Der fast wasserklare, unregelmäßig begrenzte Quarz löscht fast regelmäßig etwas undulös aus. Er bildet zwischen den Feldspaten einen ziemlich reichlich vorhandenen Kitt.

Der Muskovit beteiligt sich im allgemeinen in bedeutend geringerer Menge als der Quarz oder Feldspat als primärer Gemengteil an der Gesteinszusammensetzung. Noch viel weniger als vom hellen Glimmer fand ich vom dunklen, der vermutlich einst ein Biotit gewesen sein mag, denn meine Schliche verrieten dort, wo ein solcher angenommen wurde, fast regelmäßig nur noch ein zwar gleich gebautes, aber grünlich gefärbtes, chloritisches Mineral, in dem man dunkle (? Rutil) Nadelchen konstatieren konnte. Auch im chloritischen Zersetzungsprodukte beobachtete ich noch um diese deutlich wahrnehmbare pleochroitische Höfchen.

Eine andere ebenfalls körnig struierte Probe (und zwar von Příjemek) ließ, wie schon makroskopisch, so auch u. d. M. viel mehr und, nebenbei bemerkt, auch frischen Biotit erkennen. Der Muskovit trat hier sehr zurück. Das Gestein ist eigentlich ein Granitit mit Muskovitspuren.

Im Gesteine von Příjemek erscheint der Quarz manchmal schon in Form von unregelmäßigen Linsen oder Aggregaten. Diese Körnchen sind dann viel kleiner als die Körner im normalen Gesteine. Oben (Schilderung des makroskopischen Befundes) wurde bereits darauf aufmerksam gemacht, daß manche Proben von hier harnischartige Flächen erkennen lassen.

Im Wesen von obigen Angaben kaum abweichende Verhältnisse ließ schließlich ein etwas gröber körniges — ich möchte beinahe auch sagen porphyrisches — Gestein (Lesestein) aus der Gegend östlich von Stěpanov erkennen.

Ganz untergeordnet findet man Zirkon, Apatitkörnchen und vielleicht noch seltener Spuren eines Erzes, das übrigens ganz zersetzt oder zu klein für eine sichere Bestimmung war.

II. Die mikroskopischen Verhältnisse in den Gesteinsmodifikationen von K. 551 ost-südöstlich Chotěboř (Lesestein); östlich „Wasserleitung“, beziehungsweise westlich Bilek; im Sopotter Reviere in der nordwestlich — südöstlich gestreckten Schneise und noch von anderen Lokalitäten.

Lamellierte Feldspate waren geknickt, größere Körner zerbrochen und aneinander verschoben. Manchmal geschah letzteres in dem Maße, daß man die Bruchteile nicht mehr als ursprünglich zusammengehörige Elemente erkannte. Sogar entlang der Zwillingssebene zum Teile gespaltene Plagioklasquerschnitte wurden beobachtet (Sopoter Revier). Zwischen die beiden Hälften ist dann keilförmig Quarz in Aggregatform eingedrungen.

In einem Falle war die undulöse Auslöschung eines Feldspates soweit gediehen, daß er zwischen gekreuzten Nikolin eine eisblumenähnliche Lichtverteilung beobachten ließ. Im Gesteine von Sokolovec dolni wurde der Plagioklas nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode (Parallelstellung: $\varepsilon > \gamma'$ und $\omega > \alpha'$) als Albit oder sehr saurer Oligoklas bestimmt.

Am weitesten ist freilich die Auflösung der größeren Durchschnitte in kleine Bruchstücke beim Quarze gediehen. Diese gehen in ganz feinkörnige Aggregate über. Die Elemente dieser letzteren greifen mit scharfen Ecken und Zacken ineinander ein, also analog wie im unveränderten körnigen Gesteine (cf. Bild 1, Tafel V). Derlei Quarzaggregate sind jedoch nicht überall ganz gleich ausgebildet. An manchen Stellen findet man nämlich zwischen den feinen Quarzkörnchen keine Muskovitgebilde, an anderen dagegen ist dem Quarze in unregelmäßiger Form heller Glimmer in kleinen Partikeln beigemischt. Ob da ein primärer oder durch Feldspatzersetzung entstandener Muskovit vorlag, bleibt unentschieden.

Größere, sicher primäre Muskovitschuppen sind verbogen oder wie in kleinere Schüppchen zerdrückt vorgelegen. Größere Feldspate, beziehungsweise auch Quarze liegen mitunter in einem wirren Gemenge kleiner Quarzkörnchen. Also lauter Erscheinungen, wie wir sie aus kataklastisch veränderten Graniten her kennen.

Spurenweise beobachtete ich Sericit.

In sehr biotitreichen Gesteinsmodifikationen, wie östlich Bilek, bilden Muskovit und Biotit gemeinschaftlich kurze Fläsern.

Ein Granat tritt hie und da in Form vereinzelter unregelmäßig begrenzter, fast farbloser Körner auf.

Sehr selten und in kleinen Mengen beobachtete ich ein übrigens stets limonitisch zersetztes Erz.

Zwischen dieser und der sub I geschilderten Ausbildung bestehen alle möglichen Zwischenglieder.

III. Bedeutende mikroskopische Unterschiede gegenüber den Modifikationen sub I und II zeigen die grünlich grauen bis grau grünen feinkörnigen Gesteinsausbildungen der Gegend nördlich und nordwestlich von Bilek und jene des Doubravatales, soferne letztere schon makroskopisch phyllitähnlich aussahen.

U. d. M. bestehen sie nämlich aus gestreiftem und ungestreiftem Feldspat, aus viel Quarz, Spuren eines braunen nebst wenigem hellen Glimmer, minimalen primären Erzmengen und bedeutenderen Quantitäten von einem grünen Elemente, das dem Gesteine seinen charakteristischen Habitus verschafft und wahrscheinlich

zumindest zum Teile aus Biotit hervorgegangen und vermutlich (zum Teile) für Chlorit zu halten ist. Die stark pleochroitischen Gebilde möchte ich eher für einen grünen oder noch nicht ganz zersetzten Biotit halten. Dieser letztere ist sehr reich an dunklen (? Rutil) Nadelchen. Manchmal bildet jedoch der vermutliche Rutil auch nur staubförmige Gebilde oder winzig kleine Körnchen. Vielleicht sind dies die Querschnitte der Nadelchen. Sind die Körner oder Häufchen weißgrau, so dürften dieselben wohl Leukoxen sein. Apatit fand ich nur in einzelnen wenigen Körnern. Bis auf den Quarz ist alles stark zersetzt. Speziell der Feldspat ist gewaltig kaolinisiert und in Muskovit umgewandelt. Gestreifte Feldspate waren relativ weniger konstatierbar. Lokal konnten sericitartige Gebilde beobachtet werden.

Auch zwischen dieser und der sub II besprochenen Ausbildung bestehen vermittelnde Zwischenformen.

Lagerungsverhältnisse. Bei K. 504, westlich Chotěboř, sehen wir ein zwar nicht hierhergehöriges Gestein fast genau nordsüdlich streichen und östlich unter einem sehr großen Winkel, er schwankt um 80°, einfallen.

Späteren Angaben vorgreifend, sei bemerkt, daß auch der nicht zum roten Granitgneise gehörige Biotit-, beziehungsweise graue Zweiglimmergneis mit den graphitischen etc. Einlagerungen östlich von der genannten Stadt noch dieselben Lagerungsverhältnisse aufweist. Davon abweichende finden wir dagegen, sobald wir in das große, östlich von Chotěboř gelegene Gebiet des roten Zweiglimmergranitgneises gelangen. In diesem werden wir vorerst im allgemeinen zwei Zonen¹⁾ zu unterscheiden haben, eine nördliche und eine südliche. Erstere läßt nordsüdliches Streichen und östliches Einfallen erkennen, die südliche Zone dagegen ein anderes. Nachstehend die Beobachtungen an den einzelnen Stellen.

Im ganzen Doubravatale von Lhotka bis Bilek kann man nordsüdliches Streichen und östliches Einfallen nachweisen. Der Fallwinkel schwankt beträchtlich. Bei K. 428 — St. Mariental der großen Karte — betrug er 30°. Er übersteigt jedoch diesen an anderen Stellen bedeutend.

Gleiche Lagerungsverhältnisse findet man noch beim ersten Bahnwächterhause (Wh.) an der Strecke von Chotěboř gegen Žďirec, im Sopotter Reviere in der langen, südwestlich verlaufenden Schneise, beziehungsweise auch an dessen Grenze, und zwar am südwestlichen Ende des ehemaligen Bileker Teiches und in der Ortschaft Sopoty sowie schließlich noch beim M. H. Brančov im Tale des Čerhovkabaches.

Dies die Verhältnisse in der nördlichen Zone, wobei vorläufig von dem Vorkommen am nördlichen Blattrande abgesehen wird.

Südliche Zone. In diese fällt außer anderen Stellen das Gebiet um K. 517 östlich von Chotěboř. Hier kann man ein Streichen beobachten, das zwischen Stunde 7 bis 9 schwankt, wobei das Verflachen ein dementsprechend nordöstliches ist.

¹⁾ Später unten werde ich eine Dreiteilung einführen.

An der Straße, die von Chotěboř (Bahnhof) nach Bilek führt, wurde ungefähr am halben Wege ein künstlicher Aufschluß konstatiert (cf. pag. 144). Hier streichen die Schichten nordwestlich und verflachen nordöstlich.

Dieselben Verhältnisse lassen schließlich die zahlreichen natürlichen Aufschlüsse der Umgebung von Bilek erkennen, und zwar an beiden Ufern der Doubrava sowie noch südöstlich davon, am Rande des Sopotter Revieres.

Auf all diese Tatsachen stützt sich nun der Schluß, daß die Lagerungsverhältnisse in dem großen Zweiglimmergneis, beziehungsweise Granitgneisgebiete östlich, beziehungsweise südöstlich Chotěboř keine normalen sein dürften. Ohne von den tatsächlichen Beobachtungen weit abzuweichen, können wir im angeführten Gebiete eine Dislokation annehmen¹⁾.

Im Distrikte bei Věstec findet man westlich von Horní V. am Südrande des dortigen Waldes und nördlich K. 540 der großen Karte ein Streichen in Stunde 3 bei südöstlichem Verflachen.

Dieselbe Lagerung ließ der graue Biotitgneis in Věstec selbst erkennen und schließlich weichen davon auch die Beobachtungen östlich von Sloupně in keiner Weise ab.

Zwischen den Beobachtungspunkten in der Umgebung von Věstec und Sloupně, beziehungsweise dem natürlichen Aufschlusse beim M. H. Brančov (Streichen h 12, Fallen h 6) liegt außer anderem besonders noch das Alluvialgebiet des Čerhovkabaches. Aus diesem Grunde könnte man auf Grund obiger Daten, allein nur mit größter Reserve, vielleicht auch hier eine (also zweite) Dislokationslinie annehmen. Diese letztere müßte so gut wie mit der Richtung des Čerhovkabaches zusammenfallend gedacht werden und wäre demnach ein Parallelbruch zu der erstangeführten Verschiebungslinie.

Zur Frage, ob auch die Kreide an ihrer und dies nordöstlichen, beziehungsweise nördlichen Grenze gegen das sogenannte Eisengebirge von einem Bruche begleitet wird, wurde bereits in den Verhandlungen unserer Anstalt (Jahrgang 1906) Stellung genommen. Für das diesbezügliche Gebiet des Deutschbroder Kartenblattes habe ich keine Beobachtungen machen können, die nur irgendwie dafür sprechen.

Es fragt sich nun vor allem, in welchen Grenzen man das Alter des obigen sicheren, beziehungsweise des hypothetischen (zweiten) Bruches bestimmen kann.

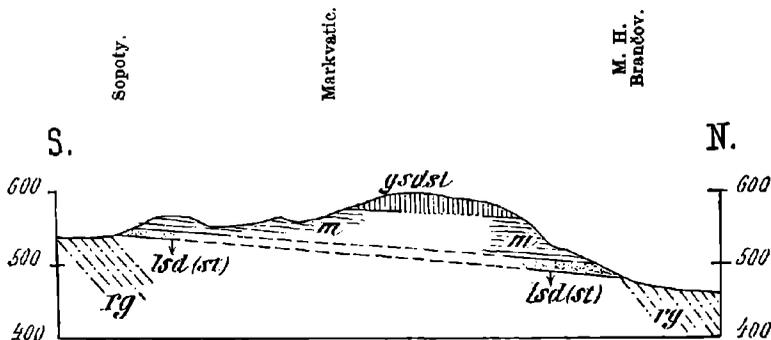
Unseren oben als südliche Granitgneiszone angesprochenen Distrikt mit dem allgemeinen Streichen in h 9 und dem nordöstlichen Verflachen wollen wir von nun ab der Kürze halber als Bileker Zone bezeichnen, da Bilek die einzige Ortschaft ist, die noch in diesem Gebiete liegt. Die frühere nördliche Zone (mit deren Streichen h 12, Verflachen h 6) bezeichnen wir weiterhin als Sopotter Zone und fassen sie mit Rücksicht auf das Vorkommen des roten Zweiglimmergneises bei Věstec als mittlere auf, während wir das Gebiet des

¹⁾ Ich verzeichne diese zwar in der Karte nicht, der Leser kann sich jedoch dieselbe bei Berücksichtigung obiger Angaben im Geiste konstruieren.

roten Zweiglimmergneises um Věstec (mit seinem Streichen in h 3 und Verflächen in h 9) als nördliche deuten und nun weiter als Věstecer Zone benennen wollen.

Was die Altersfrage des ersten (oder eventuell überhaupt einzigen) Bruches in der gegenständlichen Gegend, das heißt, der Dislokation zwischen der Bileker und Sopotter Zone betrifft, ist es aus all dem vorne Gesagten wohl klar, daß eine Altersbestimmung bei der geschilderten Sachlage ganz unmöglich ist, soferne wir uns nicht in Hypothesen einlassen wollen. Da Autor auf diese Frage bei der Bearbeitung des Blattes Časlau und Chrudim ohnedies zurückkommen müssen, deshalb können weitere Deutungen den bezüglichen späteren Publikationen vorbehalten bleiben.

Fig. 5.



gsdst = Glaukonitischer Sandstein. — *m* = Plänermergel. — *lsd(st)* = Lockere Sandsteine, bzw. lehmige Sande. — *rg* = Roter Zweiglimmergneis.

Länge 1:25.000. — Höhe 1:10.000.

Wir sagten früher, daß der rote Zweiglimmergneis bei Sopoty das Liegende der Kreide bildet. Das gleiche wurde in der Gegend unmittelbar westlich vom M. H. Brančov konstatiert. Diesbezüglich verweise ich auf das vorstehende Profil Fig. 5. Nun liegt Sopoty in einer Seehöhe von 538 m, der M. H. Brančov dagegen nur in einer solchen von 471 m. Daraus ergibt sich zwischen beiden Lokalitäten eine derzeitige Niveaudifferenz von 67 m oder, um ganz sicher zu gehen von zumindest rund 60 m.

Unter dem Schutze der Kreidedecke konnte natürlicherweise das Liegende derselben seit der Anfangsphase der Transgression durch das Kreidemeer nicht mehr verändert werden. Von dieser allgemeinen Erkenntnis und von der Tatsache ausgehend, daß wir die Lagerung der Kreide im allgemeinen als horizontal annehmen müssen, kommen wir zu dem zwingenden Schlusse, daß die Grenzfläche zwischen dem liegenden Zweiglimmergneise und der Kreide schon vor der Ablagerung der Kreidesedimente eine zur Richtung der derzeitigen Talachse, also zum Verlaufe der fraglichen

Bruchlinie zwischen der Sopotter und Věsteczer Zone geneigte schiefe Fläche repräsentiert haben muß.

Die eventuelle Annahme, die übrigens absolut keine Stütze im Terrain findet, zwischen Sopoty und dem M. H. Brančov bestünde unter der Kreide eine Art kristalliner Rücken, der etwa von Ost nach West gestreckt wäre, ändert übrigens am Wesen der Sache so gut wie absolut gar nichts.

Obige Schlußfolgerung macht es nur erklärlich, warum wir am Rande der Kreide im Tale des Čerhovkabaches so zahlreiche Quellen¹⁾ austreten sehen, während sie am Rande gegen das Doubrava-alluvium schier ganz zu fehlen scheinen oder wenigstens sicher nicht in derselben großen Anzahl²⁾ und Ergiebigkeit beobachtet werden können. Alles, oder sagen wir das allermeiste Grundwasser fließt vermutlich auf der gegen Nord geneigten schiefen Ebene in dieser Richtung ab.

Unser Zweiglimmergneis bildet ferner, wie auch schon bemerkt, noch westlich von Horni und Dolni Věstec und bei Sloupně das Liegende der Kreide (cf. Profil Fig. 6). Die höchsten Punkte, an denen wir in der besagten Gegend noch jetzt Kreidebildungen, die auf gneisiger Unterlage aufruhcn, finden, liegen bei 520 m (östlich Kladruby³⁾). Um jedoch auch hier eventuelle Beobachtungsfehler möglichst zu eliminieren, nehme ich dafür nur die Höhe von 510 m an.

Trotz der Annahme einer Fehlergrenze von fast 10 m resultiert jedoch aus dieser Seehöhe (510 m) gegenüber jener des M. H. Brančov (471 m) noch immer eine Differenz von 39 oder etwa rund 40 m.

Da die Kreide auch am rechten Ufer des Čerhovkabaches im allgemeinen horizontal liegt, deshalb folgt daraus der dem obigen analoge Schluß, daß die Kreide auch hier mit Bezug auf die Umgebung des M. H. Brančov (was übrigens beinahe der derzeitigen Talsohle selbst gleichkommt) schon von allem Anfange an Niveaudifferenzen vorgefunden hat.

Vereinigen wir nun diese beiden Deduktionen, so können wir weiter sagen: das Kreidemeer hat bereits zur Zeit der Überflutung der Gebiete zwischen Sopoty und Věstec dortselbst eine Depression angetroffen, die zumindest in der Gegend des M. H. Brančov mit der derzeitigen Achse des Čerhovkatales mehr oder weniger zusammenfällt.

Dies wäre eine Ableitung, die vielleicht auch für die Ansicht E. Tietzes spricht, welche bekanntlich dahin geht, daß die Verhältnisse des Tertiärs und sogar der Kreide darauf hinweisen, daß

¹⁾ cf. oben pag. 117.

²⁾ Manche Quellen können ja unter der derzeitigen Oberfläche der Doubrava zuströmen.

³⁾ Einst ist die Grenze gewiß noch höher gelegen. Die Gewässer zerstören ja die Gebilde im allgemeinen von oben nach abwärts, falls wir von Unterwaschungen absehen, wie sie eben aus Kreidegebieten bekannt sind.

manche Täler oder zumindest viele Talstrecken ziemlich alten Datums sind ¹⁾).

Hinsichtlich des Wasseraustrittes an der Kreidegrenze westlich von der Linie Věstec—Sloupně, meine ich dieses Gebiet als Pendant zu jenem von Sopoty—Bilek auffassen zu dürfen.

Berücksichtigen wir nun alles, was bisher über die Lagerung in der Sopoter Zone und in jener von Věstec vorgebracht wurde, so dürfte der Schluß erlaubt sein, daß der Bruch zwischen der Sopoter und Věstecer Zone, falls man dessen Existenz auf Grund der Lagerung des Zweiglimmergneises allein überhaupt anerkennt, vorcretacischen Alters ist.

Für die Annahme eines postcretacischen Bruches geben uns die beobachteten Tatsachen in der Sopoter und Věstecer Zone zumindest keine Veranlassung (cf. auch III. Abschnitt). Beweise fehlen jegliche.

Damit soll bei weitem nicht gesagt sein, daß es in der in Rede stehenden Gegend nicht jüngere Brüche gäbe. Hier bemerke ich, den späteren Auseinandersetzungen vorgreifend nur, daß zum Beispiel bei Libitz ein unanfechtbarer, untergeordneter Bruch postcretacischen oder zumindest cretacischen Alters konstatiert wurde. Darüber jedoch mehr in dem Abschnitte, in welchem wir uns speziell mit den Sedimenten des Kreidemeeres beschäftigen werden, da der Bruch im Gebiete des Kartenblattes „Deutschbrod“ nur in solchen sicher konstaterbar war.

Eine beachtenswerte Einwendung gegen die vorgebrachte Altersansicht scheint mir nur folgender Ideengang zu sein.

Im Bereiche der Sopoter Zone haben wir nördlich Ždirec Kreidebildungen bei K. 565, nördlich von Sobiňov sogar noch in einer Seehöhe von 594 m; dagegen findet man bei K. 563 westlich vom Z. S., der in der großen Karte nördlich 565 an der Straße verzeichnet erscheint, und gar bei K. 558, dann bei K. 575 südlich Oudavy usw., also in einem Niveau, in dem man Kreidesedimente noch erwarten könnte, wenn das Kreidemeer in der bezeichneten Gegend tatsächlich über einer damals schon bestandenen Tal-, respektive vielleicht Bruchfurche seine Sedimente abgelagert hätte, keine derartigen Gebilde mehr.

Daraus könnte man vielleicht irgendeinen postcretacischen Bruch am derzeitigen nördlichen Kreiderande der Sopoter Zone in der bezüglichen Gegend ableiten, indem man zu der Annahme greift, die Sopoter Zone sei der gesunkene, die Věstecer der stehengebliebene Flügel und ferner, daß die Kreide im Gebiete des Věstecer Flügels schon abradiert worden sei.

Ich gestehe es unumwunden ein, daß ich gerne bereit wäre mich einer derartigen Deutung anzuschließen. Man müßte selbe nur beweisen können. Mir gelang dies nicht. Im Gegenteil. Die Lehme in der Talfurche, die von Oudavy gegen Ždirec herabkommt, kann

¹⁾ „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch“. Jahrb. d. k. k. geol. Reichs.-Anst. 1901, pag. 705 u. 706.

man vielleicht hypothetisch eben als allerletzte Reste der ehemaligen Kreidedecke deuten.

In dieser Weise treten nämlich in meinem Aufnahmegebiete die letzten Reste einer Kreidedecke überall auf. Falls wir eine derartige Decke in besagter Gegend annehmen, dann können wir uns wenigstens auch erklären, wie es zu der Ausbildung der so auffallend tiefen Furchen in Ober Studenec, beziehungsweise nordwestlich von der bezüglichen K. 565 kommen konnte, da ja doch das Niederschlagsgebiet derselben nur ein minimales ist, denn die Gräben reichen ja fast unmittelbar an das scheinbare Alluvium im Tale Oudavy—Ždirec heran, und ferner, da die Gegend nördlich und nordöstlich von Ober Studenec eigentlich wasserarm zu sein scheint.

In einem derartigen Falle könnte man die erwähnten Gräben wenigstens als alte Wasserläufe deuten, deren heutige Form und Tiefe als durch die Verhältnisse begründet angenommen werden könnten, wie sie zur Zeit unmittelbar vor der Transgression des Kreidemeeres in diesen Gegenden bestanden haben mögen.

Schließlich soll hier nur noch die Bemerkung Platz finden, daß ich in Ober Studenec auf der rechten, wie auf der linken Talseite horizontal liegenden Pläner in gleicher Seehöhe fand.

Das einzige, was noch einen Scheingrund abgeben könnte, von einem postcretacischen Bruche zwischen der Sopotter und Vöstecer Zone sprechen zu dürfen, wäre vielleicht die schon erwähnte tatsächlich cretacische oder postcretacische Verwerfung bei Libic, die wir später ausführlich erläutern werden, und dann sind es gewisse untergeordnete Störungen am nördlichen Rande der Kreide in der Sopotter Zone.

Erstere hat jedoch einen ganz anderen Verlauf und selbe ist wahrscheinlich durch die Hauptbrüche im Eisengebirge¹⁾ bedingt.

Wie es zu ganz lokalen Störungen am Rande der Kreide kommen kann, damit werden wir uns später zu beschäftigen haben, hier genüge nur folgendes Beispiel.

Von Studenec führt in westlicher Richtung eine Straße nach Libic, und zwar in Studenec am linken, von Odranec weiter am rechten Bachufer. Knapp vor der Stelle, wo der Weg den Bach übersetzt, fand ich nun den Pläner östlich von der Brücke in h 3 streichen und südöstlich unter einem Winkel von 40° einfallen. Man wird vielleicht sagen: eine Bestätigung für das postcretacische Alter der Störungen am Südwestrande des Eisengebirges in diesem Gebiete. Leider liegt derselbe Pläner knapp daneben und sonst in der Umgebung stets horizontal und die Richtung dieser Dislokation verläuft doch nach Stunde 3 also auch hier beiläufig parallel zu den Hauptbrüchen im Eisengebirge.

¹⁾ Man vergleiche die bezüglichen Angaben des Autors in der Arbeit in den Verhandlungen 1906.

H. Roter amphibolführender Biotitgranitgneis mit wechselnden Mengen von Muskovit.

Der rote amphibolführende Biotitgranitgneis ist im Gebiete unseres Kartenblattes ganz auf die Nordostecke beschränkt. Durch breite Talalluvien und von der Kreidedecke wird er in drei größere Teile zerschnitten.

Der südliche davon reicht von Perschikau (Peršikov) über den Slavětínberg und die Ortschaft gleichen Namens fast bis Neu Ransko im Doubravatale. Ein Ausläufer dieses Vorkommens erstreckt sich von Slavětín ostwärts bis Audolen, denn in der Ortschaft Slavětín stand einmal Biotitgneis an, südwärts davon fand ich aber Lesesteine dieser Felsart.

In östlicher Richtung grenzt dieses Vorkommen zum Teile an Amphibolgranite mit porphyrischen Feldspatausscheidungen (cf. pag. 133) und zum Teile an Gabbrogesteine. Gegen Süden und teilweise gegen Westen sind an seiner Grenze Biotitgneise zur Ausbildung gelangt. Gegen Nordwesten geht dagegen dieses Gestein durch den Ausfall des Amphibolminerals in die roten Zweiglimmergneise des vorausgehenden Abschnittes über. Die letztere Grenzlinie ist daher nur als relativ zutreffend aufzufassen. Dies um so mehr deshalb, weil der eluviale Lehm die Verhältnisse sehr verschleiert.

Die zweite Partie ist östlich von der Bahnstrecke Ždirec—Hlinsko¹⁾ gelegen. Sie reicht im Süden nahezu bis Ždirec, da sie erst bei Kohoutau unter der Kreide verschwindet. Im Osten setzt sie sich über die Blattgrenze fort. Die westliche, nordwestliche und nördliche Grenze bildet das Talalluvium eines in der Karte namenlosen kleinen Zuflusses der Doubrava.

Bedeutend komplizierter ist die Umgrenzung der dritten Partie.

In Ober Studenetz grenzt an den roten amphibolführenden Biotitgranitgneis auf einer ganz kurzen Strecke ein Diorit, der im nächsten Abschnitte zur Besprechung gelangen soll. Westwärts schreitend, sieht man ganz deutlich am rechten Gehänge des Čerhovkatales entwickelte lichte Mergel der Weissenberger Schichten in Rede stehendes Gestein transgredieren. Am Ausgange des Tälchens, das von Rowný über Záles und Hutsch herabkommt, schiebt sich abermals ein Diorit in das gegenständige Gestein ein. Auch darüber folgen genauere Angaben erst im nächsten Abschnitte. Bei Wodranetz sehen wir alluvialen Schotter bis an den Granitgneis und den eben erwähnten Diorit heranreichen. Dies bringt es mit sich, daß wir den Kreidedistrikt westlich von der genannten Ortschaft nicht mit jenem, der von Studenetz herab kommt, unmittelbar verbinden konnten. Vermutlich treten jedoch unter den Wiesen von Podmoklan und Odranec die von der Terrainausbildung theoretisch erheischten Kreideglieder ebenfalls auf.

Die Grenzlinie des roten Biotitgranitgneises ist im westlichen Verlaufe infolge des Ineinandergreifens²⁾ dieses Gesteines und

¹⁾ Hlinsko liegt bereits außerhalb des Kartenblattes.

²⁾ Cf. nächsten Abschnitt.

des dortigen Diorites unregelmäßig. Die äußersten Spuren wurden östlich von Stikow (Stikova) als Lesesteine vorgefunden. Bei der genannten Ortschaft mischen sich solche von beiden Gesteinen. Im Tälchen von Odranec gegen Rovný (Rovně) wandernd, sahen wir am Ausgange ebenfalls einen Diorit. Höher oben wird jedoch dieser von unserem Granite zuerst nur an zwei Stellen in seinem Zusammenhange unterbrochen und in der Gegend bei Rovný bis auf eine kleine Ausnahme ganz verdrängt (cf. Angaben im nächsten Abschnitte).

Bei Záles tritt zu dem genannten Gesteine übrigens noch der Rest einer Biotitgneisscholle, die in der Karte nicht ausgeschieden erscheint. Sie schien mir zu geringfügig.

Die nördliche Grenze dieses Granitgneises bilden Lehm-bildungen, in denen man jedoch noch zahlreiche Belege für einen roten Biotitgranitgneis, Muskovit Granitgneis oder auch für Granitgneise mit beiderlei Glimmern vorfindet. Es sind dies die Übergänge zum westlichen roten Zweiglimmer(Granit)gneise.

Die östliche Grenze des bezüglichen amphibolführenden Granitgneises wird schließlich einerseits von den Alluvionen des vorerwähnten, in der Karte namenlosen Zuflusses der Doubrava und anderseits von einem Gabbro, respektive Diorite und von Lehmlagerungen gebildet. Dieser Lehm könnte, wie oben (pag. 158) bemerkt, eventuell auch einen letzten Rest des untersten Kreidehorizontes unseres Gebietes repräsentieren. Bei Audaw (Oudavy) steht der gegenständliche rote Granitgneis mit untergeordneten Amphibolspuren und das benachbarte östliche amphibolführende Biotitgranitgneisvorkommen eventuell in Verbindung.

Im Gebiete der Slavětiner Partie hatte ich keinen Aufschluß beobachtet. Alle Eintragungen erfolgten also nur auf Grund von Feldlesesteinen, die folgende Ausbildung aufwiesen.

Ein großer Teil der Funde sprach direkt dafür, daß das Gestein auch hier eigentlich nur als ein roter Biotit-, beziehungsweise lokal als Muskovit- oder als Zweiglimmer-Granitgneis aufzufassen wäre und ich will es gar nicht verhehlen, daß ich im Falle einer neuerlichen Aufnahme dieses Distriktes bei Nichtberücksichtigung meiner derzeitigen Manuskriptblätter die Grenzlinien vielleicht zugunsten der letztgenannten Felsarten und auf Kosten des amphibolführenden Granitgneises ziehen könnte.

Am Karrenwege, der von der Ortschaft Slavětín zur gleichnamigen südlich davon gelegenen Kuppe K. 623 führt, fand ich rote, quarz- und feldspatreiche Proben, in denen nicht gerade reichlich der dunkelgrüne Amphibol beobachtet wurde. Glimmer war in manchen dortigen Funden so gut wie gar keiner vorhanden. Als Folge davon meine ich für derlei Ausbildungen einen allgemeinen Mangel einer deutlichen Schieferung angeben zu dürfen. Das Gefüge ist also deshalb oft sehr granitisch bei mittelgroßem Korne. Der Amphibol bildet unregelmäßige Gruppen, wie dunkle Flecke oder kurze Striemen, auf hellem Grunde. Manchmal zeigt eine derartige Anordnung auch der fettglänzende Quarz. Tritt auch der Amphibol zurück, so bekommt das Gestein einen stark aplitartigen Habitus; dies

namentlich dann, wenn gleichzeitig die Korngröße abnahm. Ich bemerke jedoch, daß untergeordnet auch das Umgekehrte, das heißt, ein grobes Korn bei gleichzeitigem Ausfalle des Amphibols zur Ausbildung gelangen kann, oder es wären diese Funde als Pegmatite aufzufassen.

Die reichlichste Amphibolführung beobachtete ich in den Lesesteinen östlich und westlich von der Straße, die von Slavětín nach Ždírec führt, und zwar in der Gegend nördlich, beziehungsweise nordnordöstlich bis nordöstlich von Slavětín am dortigen Waldrande.

Da sich die mikroskopischen Bilder dieses Gesteines mit den vorne beim Zweiglimmergranitgneise sub I und II geschilderten bis auf den Amphibol decken, deshalb verweise ich hier kurz auf jene Angaben und bemerke nur noch folgendes betreffs dieser hier neu hinzukommenden Gesteinskomponente.

Die Formen der Schnitte waren ganz unregelmäßig. Im allgemeinen scheinen die Individuen parallel zur kristallographischen *c*-Achse gestreckt zu sein. Das dieser Richtung entsprechende Spaltensystem war stets deutlich ausgebildet. Die Farbe war im durchfallenden Lichte satt grasgrün mit einem Stiche ins Bläuliche oder sie war grünlichgelb. Als Einschlüsse beobachtet man Erze. Lokal war diese Hornblende auch bereits zersetzt. In derlei Fällen war ihre Abtrennung von einem eventuellen ebenfalls grüne Farbe aufweisenden Zersetzungsprodukte eines dunklen Glimmers sehr schwer. An dem Materiale der Slavětíner Partie waren weiter keine mikroskopischen Eigentümlichkeiten beobachtet worden.

Die Kohoutau-Wscheradower Partie bot einen schlechten Aufschluß an der Nordwestbahn ungefähr nordwestlich K. 594. Das Gestein war ganz unregelmäßig zerklüftet und zerfallen ohne etwas Instruktives zu zeigen. Im südlichen Teile dieser Partie sind selbst Feldlesesteine Seltenheiten, falls man von der unmittelbaren nördlichen Umgebung von Kohoutau absieht.

Erst an der Grenze gegen Stružínets (östliches Nachbarblatt) kann man kleine Blöcke von Amphibolgranit mit oder ohne Parallelstruktur beobachten.

Im Gebiete dieser Gesteinspartie wurde knapp am Kartenrande, nordöstlich K. 594 der großen Karte, eine Probe gefunden, die gar keinen Glimmer sondern nur dunkelgraue Hornblende führt. Diese letztere kann in kleineren Nestern oder einzeln auftreten. Ihre Eigenschaften sollen später unten genauer geschildert werden.

In der Ortschaft Všerádov (in der äußersten nordöstlichen Ecke unseres Kartenblattes) sind zahlreiche, nicht sehr große, zusammengetragene Blöcke vom roten amphibolführenden Granite mit mehr oder minder deutlicher Parallelordnung der in verschiedener Menge vorhandenen Glimmerschüppchen angetroffen worden.

Je weiter man am nördlichen Blattrande gegen Westen fortschreitet, um so spärlicher werden die Feldlesesteine und der Amphibol derselben. Den meisten Amphibol beobachtete ich in den hierhergehörigen Proben überhaupt südwestlich von Všerádov.

Wie im Gebiete des amphibolführenden Granitgneises bei Slavětín, so scheint auch in dem Distrikte am östlichen Blatt-rande das Gestein zumindest teilweise als roter Biotit — beziehungsweise Muskovit — beziehungsweise als Zweiglimmergranitgneis entwickelt zu sein. Übergänge zum letzteren sind in der Richtung gegen West unverkennbar vorhanden. Dasselbe meine ich für die Gegend nordöstlich Ždírec angeben zu dürfen. Gar nicht selten findet man auch hier aplitartige Ausbildungen.

Da die makro- sowie mikroskopischen Verhältnisse von den vorne geschilderten zumindest durch nichts Wesentliches abweichen, deshalb folge auch hier nur eine kurze Ergänzung zu den Angaben über das Auftreten des Amphibols.

Neben grünen zeigen einzelne Schnitte im durchfallenden Lichte eine gelblich-braungrüne und graugrüne Farbe. Zwillingsbildung erfolgt nach (100). Die Auslöschung schwankte mit Bezug auf die prismatischen Spaltrisse fast stets um 18° .

Bezüglich des Amphibols aus dem Gesteine nordöstlich von K. 594 sei schließlich folgendes bemerkt.

Die Form ist stets unregelmäßig, die Schnitte sind meist leisten- oder nadelförmig nach der kristallographischen *c*-Achse gestreckt. Nur ganz seltene Schnitte zeigen die Trassen der Flächen (110). Die diesen Flächen entsprechende Spaltbarkeit war stets sehr deutlich ausgebildet. Im durchfallenden Lichte waren die Schnitte verschieden grün oder gelb gefärbt. Eine vollkommen sichere Bestimmung der Achsenfarben war vorläufig nicht durchführbar. Annäherungsweise fand ich jedoch *a* hell grünlichgelb, *b* grün mit einem Stiche ins bräunliche und *c* blaugrün. Die Absorption war in derlei Schnitten $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe betrug mit Bezug auf die prismatische Spaltbarkeit 16 bis 17° .

Westlich und westsüdwestlich von Audaw (Oudavy) sehen wir auf der Anhöhe „U babylonu“ K. 602, beziehungsweise südöstlich Rovný (Rovně) roten Biotitgranitgneis und roten amphibolführenden Granitgneis in Blockform auftreten. Im teilweisen Gegensatz dazu kann man das Gestein im Gebiete nördlich vom langgestreckten Dorfe Studenetz oder auf der Linie Stikova, Huč, „na Kopcich“ und „na Vychnalově“ zumeist als roten Biotitgranitgneis (mit größerem oder kleinerem Amphibolgehalte) in Lesesteinform entwickelt vorfinden.

Betreffs des Ineinandergreifens des roten Biotitgranites und des Diorites verweise ich auf die Angaben im folgenden Abschnitte.

Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteines aus dem Gebiete dieser Partie sei allgemein bemerkt, daß diese mit jener der Gesteine der beiden vorerwähnten Lokalitäten übereinstimmt. Beachtenswert scheint mir nur das Verhalten des Biotites zu sein. In den Dünnschliffen mancher Proben erwies er sich nämlich fast ausnahmslos vollkommen in eine grüne chloritische Substanz umgewandelt. Im Handstücke verriet nun diese eine dunkel grünlichgraue Farbe und ließ keinen metallischen Glanz wie der frische Biotit erkennen. Deshalb sowie wegen einer Faserung parallel zur Längsrichtung der

Gebilde, die als eine Spaltbarkeit leicht gedeutet werden könnte, machen derlei Elemente sehr häufig im Felde den Eindruck, als hätte man es auch an solchen Stellen mit einer grünen Hornblende zu tun; dies namentlich deshalb, weil ja grüne Hornblende tatsächlich im Gesteine auch vorkommt.

Das gangförmige Granitvorkommen, welches westlich von Huč anstehend beobachtet wurde, ließ bei der Plagioklasbestimmung nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode folgende Beobachtung zu:

Parallelstellung:

$$\begin{aligned}\omega &> \alpha' \\ \varepsilon &> \gamma'\end{aligned}$$

Der Plagioklas ist mithin ein Albit oder Oligoklas.

In derlei Schnitten wurden übrigens auch Orthoklassspindeln und unregelmäßige Partien, wie sie F. E. Suess¹⁾ beschrieb und abgebildet hat, beobachtet (pag. 426, Fig. 1 a).

Das Material vom südlichen Granitgange in demselben Tale (also südwestlich von Huč) stimmt mit dieser Bestimmung insoferne sehr gut überein, als ich nach derselben Methode zu folgenden Resultaten kam.

Parallelstellung (zweimal): $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; folglich Gruppe I oder II, und Kreuzstellung: $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$, was also der Albitreihe ($Ab \dots Ab_8 An_1$) entspräche.

Zu diesem letzteren Materiale bemerke ich, daß es sehr viel Hornblende enthielt, daß der vorhandene Glimmer in seiner Gesamtheit, wie oben angegeben, zersetzt zu sein scheint, daß seine Menge hinter jener der Hornblende zurückbleibt, und daß das Gestein einen vollkommen dioritischen Habitus aufwies, daß es aber dagegen neben dem Albite auch ungestreiften roten Feldspat und Quarz verriet und so zumindest in der mikroskopisch studierten Probe einen Übergang vom Granite zum Diorite oder eine dioritische Fazies des ersteren zu repräsentieren scheint.

Als Albit, beziehungsweise Oligoklas wurde schließlich der Plagioklas auch in dem Gesteine südöstlich von Stikova mehrmals erkannt.

II. Diorit.

Mit Bezug auf mein Aufnahmegebiet fand ich in der von Andrianschen Manuskriptkarte Diorite (Grünsteine) nordöstlich von Skuhrov²⁾, im Ransker Reviere südlich Zdirec³⁾ und

¹⁾ „Über Perthitfeldspäte aus kristallinen Schiefergesteinen.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904.

²⁾ „Geologische Studien aus dem Chrudimer und Časlauer Kreise.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1868, XIII. Bd., pag. 191.

³⁾ „Bericht über die im südlichen Teile Böhmens während des Sommers 1862 ausgeführte Aufnahme.“ Ibidem, pag. 546. Hier werden in der Karte nicht verzeichnete, angebliche Grünsteine noch von folgenden Lokalitäten angeführt: „südöstlich von Deutschbrod bei der Rosenmühle, bei Neuwelt und bei Simmersdorf“. „Auf dem Plateau zwischen Schlappenz und Böhm.-Gablonz in der Nähe von Schachersdorf findet man öfters zerstreute Blöcke von Grünsteinen mit aphanitischem Habitus, ebenso bei Langendorf und Pattersdorf“ (l. c. pag. 542).

nordwestlich bis nordnordwestlich¹⁾ von der letztgenannten Ortschaft in der Věstecerkette (ostnordöstlich Chotěboř) verzeichnet.

Krejčí und Helmhacker kartierten später Diorite an folgenden Lokalitäten: 1. im Ransker Reviere, 2. in der Umgebung von Hutí, das ist westsüdwestlich Ždírec, 3. nördlich Boraú, beziehungsweise südlich Perschikau und schließlich 4. in der Gegend nördlich und nordwestlich von Studenetz, beziehungsweise nordwestlich Ždírec.

1. Betreffs des Diorites des Ransker Revieres sei auf die Angaben in jenem Abschnitte der vorliegenden Arbeit hingewiesen, in dem der Gabbro des angeführten Revieres behandelt wird. Im übrigen bemerke ich, daß eine Publikation über die basischen Gesteine dieser Gegend erst vorbereitet wird.

2. Die Diorite aus der Umgebung von Hutí, westsüdwestlich von Ždírec.

Nach der Ansicht von Krejčí und Helmhacker sind westlich, südwestlich und südöstlich von dem kleinen Dörfchen Hutí knapp an der Grenze außerhalb des Sopotter Revieres und zum Teile noch darin drei Dioritvorkommen vorhanden. Das eine davon, das südöstliche, verzeichneten die Genannten derart, daß man vermuten möchte, es läge eine gangförmige Bildung vor, die sich recht kompliziert verzweigt. Dieser Diorit wird von Krejčí und Helmhacker als nordwestlichster Teil des Ransker Diorites aufgefaßt.

Der Waldbestand rechts und links von der Straße, die von Ždírec gegen Südwest (Slavětín) führt, läßt so gut wie absolut gar keinen Einblick in die tatsächlichen geologischen Verhältnisse zu. Dazu kommt an manchen Stellen noch eine verschieden mächtige Lehmdecke. Deshalb können wir weder zur Frage, ob die Diorite südöstlich von Hutí mit dem Hornblendegabbro (oder, wenn man will, mit dem Diorite) des Ransker Revieres an der Oberfläche zusammenhängen oder nicht, noch zu der Frage, ob die vermeintliche, komplizierte Verzweigung tatsächlich existiert, Stellung nehmen. Gefundene Granitgneislesesteine können eher gegen als für die Ansicht Krejčí's betreffs des Zusammenhanges sprechen. Einen brauchbaren Aufschluß fand ich westlich von der Straße, fast genau nördlich von K. 560, nahezu am Waldrande.

Das hier aufgeschlossene Gestein verriet dem freien Auge als wesentliche Gemengteile dunkelgrüne (fast schwarze) Hornblende von mehr oder weniger leistenförmiger Gestaltausbildung und grauen bis weißen Feldspat; ferner beobachtete man etwas Quarz, der auch ganz fehlen kann, und vereinzelte rötlichbraune, kaum hirsekorngroße (?) Zirkone. Das Gefüge des Gesteines steht in der Mitte zwischen einem mittelgrobkörnigen und einem feinkörnigen, nähert sich jedoch schon sehr dem letzteren Charakter. Porphyrische Ausbildung wurde nicht beobachtet. Die Farbe ist grau bis dunkelgrau.

Ein weiterer Fund von anstehendem Diorit aus der Umgebung von Hutí wurde westnordwestlich von der genannten Ortschaft, schon ganz im Alluvialgebiete des Doubravský p. gelegen, verzeichnet.

¹⁾ Ibidem pag. 195.

Auch hier erkennt man in dem mittelgrobkörnigen bis feinkörnigen Gesteine dunkelgrüne Hornblende, hellgrauen bis weißen Feldspat und kleinwinzige rotbraune Titanitkörner mit freiem Auge. Quarz wurde gar nicht beobachtet. Im Gegensatze zu dem Gesteine des ersten Aufschlusses, das gar keine Spur einer Schieferung aufwies, war dieser Diorit deutlich schiefrig. Streichen h 1, Verfläachen fast östlich, Fallwinkel 45° .

Die Gesteinsproben von beiden angeführten Stellen verrieten u. d. M. einen Feldspat, der als recht basischer Andesin oder als saurer Pol der Labradorreihe zu deuten ist.

Alle weiteren kartographischen Einzeichnungen wurden nur auf Grund der beobachteten Lesesteine vorgenommen, die in dem lehmigen Gebiete südwestlich und südlich von Huti angetroffen wurden.

Südwestlich von Huti fand ich eine geradezu feinkörnige Probe mit bedeutendem Quarzgehalte. Die Schieferung war auch hier deutlich zur Ausbildung gelangt. Hand in Hand mit dem großen Quarzgehalte trat auch der Biotit ein. Der Hornblendegehalt nahm gleichzeitig auffallend stark ab.

3. Außer in der Umgebung von Huti wurden kleinere Dioritvorkommen südlich, beziehungsweise südwestlich von Ždirec noch an folgenden Stellen angetroffen.

a) Ein bald körnig bald schiefrig ausgebildeter (Glimmer-) Diorit fast nördlich von Jitkau. Dieser verriet sich durch einige kleine Blöcke und zahlreiche Feldlesesteine östlich von der Straße, die von Jitkau nach Ždirec führt. Es ist zumindest nicht ausgeschlossen, daß dieser Diorit mit dem Amphibolite von K. 602 in ursächlichem Zusammenhang stehen könnte.

b) Schon Krejčí und Helmhacker erwähnen, wie oben bemerkt wurde, aus der Gegend nördlich von Borau und südsüdöstlich von Peršikov einen Diorit. Ungefähr am halben Wege zwischen den beiden Orten findet man nämlich besonders am linken Ufer des dort ostwestlich verlaufenden Tälchens ein bald ganz körniges, zumeist jedoch etwas schiefriges dioritisches Gestein.

Dasselbe ist fast ganz gleich jenem von Huti. Die Auslöschungsschiefe betrug in Feldspatschnitten senkrecht zu M und P $+17^{\circ}$ bis $+23^{\circ}$ und entspricht mithin in verschiedenen Schnitten den Mischungen: $Ab_{85}An_{85}$, beziehungsweise $Ab_{58}An_{42}$. Auch hier wurde deshalb der Feldspat als Andesin gedeutet. Hie und da glaubt man einen dunklen Glimmer erkennen zu können; u. d. M. wurde diese Beobachtung vollkommen bewiesen. Dieser ist zumeist ganz in einen blaugrünen Chlorit umgewandelt.

Fast genau südlich von obiger Stelle und südsüdwestlich bis südlich von Borau fand ich östlich und ost-südöstlich von K. 585 in Form von Lesesteinen ein weiteres Dioritvorkommen von bald körniger, bald schiefriger Textur. Auch diese Funde verraten außer Feldspat (Andesin) und Hornblende in manchen Stücken eine ziemlich beträchtliche Menge von Quarz, der vom Glimmer (Biotit) begleitet wird.

c) Als südlichste Diorite sind schließlich jene aus der unmittelbaren nördlichen Umgebung von Klein Lossenitz anzuführen.

Kommt man auf der Straße, die von Příbislau über Wepřova nach Saar (östliches Nachbarblatt) führt, von der zuerst genannten Ortschaft her, so trifft man unmittelbar am nördlichen Ende von Klein Lossenitz rechts von der dortigen scharfen Straßenbiegung (aus nordöstlicher in fast genau nördliche Richtung) einige wenige, allein ziemlich große Blöcke, die mir auf das Vorhandensein eines Quarzbiotitdiorites hinzuweisen schienen. Das Gefüge der Blöcke war mittelgrobkörnig. Mit Leichtigkeit erkennt man deshalb als wesentliche Gemengteile des Gesteines dunkelgrüne Hornblende, grauen, weiß verwitternden Plagioklas und verschiedene Mengen von Biotit. Auch Quarz ist sicher vorhanden; seine Menge variiert jedoch stark.

Der Plagioklas wurde nach zwei Methoden bestimmt. Einmal ergab ein Schnitt senkrecht zu *M* und *P* eine Auslöschungsschiefe von + 25° gegen (010); dem entspräche eine Mischung von $Ab_{55}An_{45}$. Dieser Plagioklas wäre demnach ein Grenzglied zwischen Andesin und Labrador.

Ein zweitesmal betrug die Auslöschungsschiefe auf (010) — 11°, was mithin auch auf einen sehr basischen Andesin, also auf ein Grenzglied zum Labrador hinwiese.

Verfolgt man die bezügliche Straße von Klein Lossenitz weiter bis etwas vor K. 640, westnordwestlich von Wepřová, so gelingt es mit Leichtigkeit, rechts und links von der Straße in den Feldern zahlreiche Lesesteine zu sammeln, die auf den ersten Blick stets dunkelgrüne Hornblende, grauweißen Feldspat und mitunter auch dunkelbraunen Glimmer als wesentliche Gemengteile erkennen lassen. Das Gefüge ist bald ganz reinkörnig, bald ist es jedoch auch (dies der häufigere Fall) sehr deutlich schiefrig. Es entstehen ganz schwache Lagen von Feldspat, die mit eben solchen Lagen von Hornblende wechsellagern. Der schiefrige Charakter des Gesteines kommt jedoch besonders deutlich in jenen Fällen zur Ausbildung, wo Biotit in den Gesteinsverband eintritt. Dann sieht man die Schichtflächen stellenweise ganz mit Biotitblättchen bedeckt. Wo der Biotit ganz fehlt, der Feldspatgehalt abnimmt und wo gleichzeitig auch die Korngröße ziemlich klein wird, da ist es in speziellen Fällen sehr schwer zu sagen, ob man es mit einem schiefrigen Diorite oder mit Amphiboliten zu tun hat. Eine Schwierigkeit, mit der man es übrigens auch an manchen anderen Orten, wie zum Beispiel beim Diorite zwischen Boraу und Peršikau, beziehungsweise südsüdwestlich von Boraу zu tun hat.

Wir wenden uns nun der Besprechung der Diorite nördlich und nordwestlich von Ždirec zu.

Abgesehen von einem untergeordneten Vorkommen, das sich nördlich beim M. H. Brančov durch einzelne Lesesteine verriet, wurden alle noch anzuführenden Diorite nördlich von der Linie Ober Studenec, Odranec und Stěpanov angetroffen.

Der Diorit von Brančov unterscheidet sich von den bisher besprochenen Vorkommen einzig und allein dadurch, daß der Feld-

spat ganz untergeordnet an einzelnen Stellen im Handstücke eine rötliche Farbe verrät; der Plagioklas ist auch hier ein Andesin.

Im Dioritgebiete nördlich von der genannten Linie Ober Studenec—Odranec—Stěpanov haben wir fünf verschiedene Vorkommen zu unterscheiden. Das eine liegt in Ober Studenec, das zweite etwas nördlich davon und südwestlich von Oudavy, das dritte westlich und nordwestlich von der letztgenannten Ortschaft, das vierte und größte in der Gegend zwischen den Lokalitäten Unter Studenec, Odranec, Stikova, Slavikov, Zálesi, Rovně und Huč, und ein ganz untergeordnetes gangförmiges fünftes Vorkommen wurde schließlich auch südöstlich von Na Vychnalově konstatiert.

Die drei ersteren Vorkommen zeigen eine ganz unregelmäßige stockförmige Begrenzung.

Eine gleiche Gestalt verriet zwar auch der als vierter angeführte Diorit, den wir im weiteren der Kürze halber als den Diorit von Stikova bezeichnen wollen. Während jedoch die ersteren Vorkommen keine Apophysen in die Nachbargesteine zu entsenden scheinen, verzweigt sich einerseits der Diorit von Stikova am Rande in Apophysen und anderseits greift der rote amphibolführende Granit(gneis), der oben Seite 159—163 geschildert wird, recht kompliziert gang-, beziehungsweise apophysenartig in den Diorit hinein.

Bis auf den Diorit von Stikova grenzen alle anderen Diorite nur an den erwähnten roten amphibolführenden Granit(gneis). Beim Diorite in Ober Studenec reicht übrigens von Süden her die Kreidedecke bis an denselben heran.

Der Diorit von Stikova grenzt in östlicher und in nördlicher Richtung ebenfalls an den bezüglichen roten Granitgneis, im Nordwesten und Westen dagegen an einen roten Zweiglimmergneis. In südlicher Richtung verschwindet der Diorit unter der Kreide, beziehungsweise unter den alluvialen Bildungen des Čerhovka Baches.

Der petrographische Charakter der in Rede stehenden Diorite bleibt sich in der Hauptsache ziemlich gleich, obschon man oft in die Lage kommt, rein körnige Abarten neben deutlich schiefrigen konstatieren zu müssen.

Als wesentliche Bestandteile erkennt man stets eine dunkelgrüne Hornblende und weißen bis hellgrauen Feldspat. Mit Rücksicht auf die Korngröße dieser beiden Gesteinskomponenten ist das Gefüge bald feinkörnig, bald mittelgrobkörnig, mit allen Übergängen zwischen diesen beiden Formen. Die schiefrigen Modifikationen scheinen jedoch im allgemeinen feiner körnig struiert zu sein. Eine Gesetzmäßigkeit konnte ich für das Auftreten der letzterwähnten Ausbildung nicht erkennen, da fast nur mit Lesesteinen operiert werden mußte. Hornblende und Feldspat sind gleichzeitig auch die farbegebenden Gemengteile des Gesteines, das demnach grünlichgrau bis dunkelgrünlichgrau gefärbt erscheint. In manchen Varietäten kann auch ein Quarzgehalt beobachtet werden. Er wird jedoch nie bedeutend.

Weit auffallender ist eine lokale rötliche Färbung des Gesteines, die von einem roten Feldspate herrührt. Dieser kann nämlich den weißen mehr oder weniger ganz verdrängen. Geschieht dies gleichzeitig mit dem Eintreten von Quarz in den Gesteinsverband, so kann man namentlich in den Grenzgebieten zum roten amphibolführenden Granit(gneise) oft in Verlegenheit kommen, da man dann das Gestein makroskopisch teils als einen orthoklasführenden (oder auch reichen) Quarz amphiboldiorit, teils als einen hornblendereichen und quarzarmen roten Granit benamsen kann.

Neben Lesesteinen von rotem Granit wurden südlich von Stikova auch feinkörnige, schiefrige, grünlichgraue Dioritfunde gemacht, deren Feldspate in Schnitten senkrecht zu M und P mit Bezug auf (010) Auslöschungsschiefen von $+22^\circ$ bis $+24^\circ$ aufwiesen. Diese wurden deshalb als Andesine gedeutet, denen die Formeln

$$\begin{aligned} Ab_{59} An_{41}, \text{ beziehungsweise} \\ Ab_{56} An_{44} \text{ entsprechen.} \end{aligned}$$

Südöstlich von Stikova fand man ebenfalls in Gesellschaft mit rotem amphibolführenden Granite einen körnigen Diorit. Die Struktur war noch im Handstücke teils feinkörnig, teils mittelgrobkörnig. Der Feldspat war weiß. Seine Bestimmung ergab jedoch in vier Fällen zwei ganz verschiedene Resultate. Dreimal wurden Schnitte senkrecht zu M und P untersucht. In diesen Fällen erhielt ich mit Bezug auf (010) nachstehende Auslöschungsschiefen, beziehungsweise Mischungsformeln:

1. $+ 23^\circ$	$Ab_{53} An_{42}$	Andesin
2. $+ 24^\circ$	$Ab_{56} An_{44}$	Andesin
3. $- 7^\circ$	$Ab_{91} An_9$	Albit.

Nach der Quarz-Feldspatmethode von Becke erhielt ich bei der Kreuzstellung: $\varepsilon > \alpha'$, $\omega > \gamma'$ und folglich auch einen Albit.

Ostsüdöstlich von Stikova beobachtete ich schließlich dort, wo der Feldweg, der von Stikova kommend, mit jenem zusammenstößt, der von Slavikov gegen Süd führt, ein dunkelgraugrünes Gestein von feinkörnigem Gefüge. Mit freiem Auge erkannte man darin dunkelgrüne Hornblende, fettglänzenden Quarz und roten Feldspat. Der letztere Bestandteil war wie in Lagen angeordnet.

Die Quarz-Feldspatbestimmungsmethode lieferte folgende Werte:

a) Parallelstellung (zweimal beobachtet)

$$\omega > \alpha' \text{ und } \varepsilon > \gamma'$$

b) Kreuzstellung

$$\omega > \gamma' \text{ und } \varepsilon > \alpha'$$

Folglich entspricht der Plagioklas einem Albite.

Südlich von Slavikov verriet sich der Feldspat des Gesteines durch folgende Auslöschungsschiefen in Schnitten senkrecht zu M und P mit Bezug auf (010) als ein Labrador:

+ 31°	$Ab_{42} An_{58}$
+ 29°	$Ab_{50} An_{50}$
+ 27°	$Ab_{52} An_{48}$

Der Wert + 31° . . $Ab_{42} An_{58}$ ist etwas unsicher. Deshalb dürfen wir den Plagioklas als einen dem sauren Pole der Labradorreihe angehörigen Repräsentanten auffassen, also als einen Labrador, der sich knapp an die früher beobachteten Andesine angliedern läßt.

Im Graben, der sich von Nový Studenec gegen die Häusergruppe „Na Kopcich“ (= auf den Bergen) hinzieht, wurde knapp an der Mündung ein hornblendereiches feinkörniges Gestein ange-troffen, dessen Plagioklas eine Auslöschungsschiefe von + 21° in Schnitten senkrecht zu M und P beobachten ließ. Er entspricht also einer Mischung: $Ab_{60} An_{40}$ und ist auch noch als basischer Andesin zu deuten.

In zwei Fällen wurde der Plagioklas auch in dem gangförmigen Dioritvorkommen südöstlich von „Na Vychnalově optisch bestimmt.

In einem Schnitte senkrecht zu M und P betrug da die Auslöschungsschiefe mit Bezug auf (010) + 26° . . $Ab_{53} An_{47}$; mithin entspricht der Plagioklas einem sauren Labrador.

Ein anderer Schnitt war wasserklar und verriet ein System sehr vollkommener Spaltrisse. Mit diesen Spaltrissen schloß die Ebene der optischen Achsen und α einen Winkel von — 10° ein. Zwillingsstreifung war keine zu beobachten. Deshalb und mit Rücksicht auf das Gesagte wurde der Schnitt als parallel (010) aufgefaßt. c trat ein bißchen gegen das Gesichtsfeld geneigt aus.

All' das Beobachtete spricht für einen recht basischen Andesin . $Ab_4 An_3$.

Makroskopisch zeichnete sich dieser Feldspat durch eine sehr zarte rosa Färbung aus.

Alle bisher untersuchten Feldspate entpuppten sich also unter dem Mikroskope entweder als recht basische Andesine oder als sehr saure Labradore, falls wir von den Albitbestimmungen absehen, auf die wir später noch zurückkommen wollen.

Verfolgt man den Karrenweg von Sloupně in der Richtung gegen Odranec, so sieht man (nahe am südlichen Rande des Waldes unterhalb Stikova) unzählige große Dioritblöcke den Boden bedecken. Diese können von dort selbst stammen, sie können jedoch ebensogut auch von der steilen Wand heruntergerollt sein, die sich da in nordwestlich-südöstlicher Richtung erstreckt. In letzterem Falle dürfte die Unterlage der Blöcke cretacischen Alters sein. Der Mangel an brauchbaren Aufschlüssen macht es mir jedoch unmöglich, diesbezüglich eine bestimmte Ansicht zu vertreten.

Um das Ineinandergreifen des Diorites und des roten amphibolführenden Granitites zu studieren, folgen wir vor allem dem Karrenwege, der von Odranec nach Stikova führt.

Knapp hinter den letzten Häusern von Odranec sieht man Diorit und Granitschutt und teilweise auch Schotter beiläufig

in gleichen Mengen gemischt. Höher oben, beim Eingange in den dortigen Graben und mithin noch unter dem Waldrande herrschte der Diorit; der Granit trat sehr gewaltig zurück. Ersterer bildet hier mächtige Blöcke. Knapp unter dem Walde wird der Granit wieder etwas reichlicher angetroffen. Der Diorit tritt jedoch auch unmittelbar am Walde noch in Form großer Blöcke auf. In der Grabenbiegung selbst steht roter Granit an. Dort wo der Seitengraben, der von Nord kommt, unseren Weg trifft, kann man beide Gesteine dicht nebeneinander gut aufgeschlossen anstehend beobachten. Ihre Grenze war deutlich zu sehen. Besondere Merkmale, die auf die gegenseitigen Beziehungen der Gesteine schließen ließen, waren jedoch nicht beobachtet worden. Weiter aufwärts wurde am Wege linker Hand nochmals Granit aufgeschlossen angetroffen, im übrigen mischen sich jedoch von hier angefangen beide Gesteine als Schutt, beziehungsweise an bebauten Stellen als Feldlesesteine.

Die meisten und gleichzeitig schönsten Aufschlüsse beobachtet man im Tälchen, das von Rovně über Zálesí und Huč herabkommend, bei Odranec ins Haupttal einmündet.

In dem genannten Tälchen steht gleich an der Mündung am linken Ufer des Baches ein Diorit an, der Quarz und zum Teile auch Glimmer führt und deshalb als Quarz (Glimmer)-Diorit zu bezeichnen ist. Noch bevor man am selben Ufer zur Waldgrenze gelangt, verliert der Diorit seinen Quarzgehalt und gewinnt dafür zum Teile eine rote Färbung. Hornblende war darin reichlich vorhanden.

Durch diese Amphibolsyenitmodifikation scheint sich zumindest ein Übergangsglied zum Granite auszubilden.

Knapp vor der Biegung des Tales, aus fast nordsüdlicher in nordöstlich-südwestliche Richtung steht der rote amphibolführende Granit an. Hier scheint er jedoch nicht sehr mächtig zu sein.

Bis zum ersten rechtsufrigen Seitentälchen, westlich von Huč, sah man dann weiter talaufwärts nur Dioritblöcke. Auch unmittelbar vor dem genannten Tälchen stand noch Diorit an. Knapp jenseits desselben und noch in diesem Seitentälchen selbst war aber schon roter amphibolführender Granit vorhanden.

Roten Granit fand ich auch östlich von Huč entwickelt, und zwar, je weiter östlich von Huč, um so mehr. Im Gegensatze dazu glaube ich im Haupttale hinter den letzten Häusern von Huč schon wieder Diorit annehmen zu müssen, obschon er hier in einem Aufschlusse im Bachbette wieder etwas rot gefärbt erscheint.

Talaufwärts steht Diorit auch östlich von K. 566 bei der Mündung des dortigen Seitengrabens an.

Am Wege, der aus dem Tale zur K. 590 südlich Slavikov führt, kann man Diorit vergesellschaftet mit Zweiglimmergneis und mit aplitischen Modifikationen des roten Granites beobachten.

Die Zweiglimmergneislesesteine repräsentieren in der besagten Gegend vielleicht die letzten Reste der Schieferhülle des

Granites, beziehungsweise des Diorites. Der aplitische Granit könnte dann vielleicht eine saure Randzone sein.

Aus der Gegend südöstlich von „Na Vychnalově“ (nördlich Ober Studenec) wurde eingangs ein gangförmiges Dioritvorkommen erwähnt. In dem bezüglichen Graben ist das Gestein sehr verwittert und fast ganz zu Grus zerfallen. Dessenungeachtet konnte ein quarzarmes Amphibolgestein von einem ganz quarzfreien unterschieden werden. Das letztere scheint einen Gang in dem ersteren zu bilden und wurde mit Rücksicht auf die Andesinnatur des Feldspates und wegen seiner Quarzfreiheit als Dioritgang (im Amphibolgranite) gedeutet.

Da die Frage, in welchem Altersverhältnisse die fünf Dioritfunde zum roten amphibolführenden Granit-(gneise) stehen, rein theoretischer Natur und obendrein, wie wir sehen werden, noch kontrovers ist, verweise ich ihre detaillierte Besprechung in den IV. Teil der vorliegenden Arbeit; hier möge nur folgendes Aufnahme finden.

Sieht man vom Stikovadiorite im allgemeinen ab, so kann das Auftreten von Diorit und Gabbro nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov in der Weise gedeutet werden, daß man jüngere eruptive Gebilde, die von basischen Magmen stammen, im Gebiete des relativ älteren roten Granites annimmt. Zur Begründung dieser Ansicht kann ganz besonders das gangförmige Vorkommen des dioritischen Gesteines im Gebiete des roten Granites südöstlich von „Na Vychnalově“ herangezogen werden. Dafür sprächen auch die östlichen Apophysen des Stikovadiorites bei Rovně und südlich davon.

Wollte man dagegen die Ansicht vertreten, daß der Diorit das ältere und der rote Granit das jüngere Gebilde vorstellt, dann braucht man aber nur auf die gangförmig in den Diorit eingreifenden Ausläufer des roten Granites hinzuweisen, die zwischen Stikova und Huč sicher vorhanden sind.

III. Gabbro.

Gabbrogesteine wurden im ganzen an drei Lokalitäten, und zwar stets nur in der Nordostsektion des Kartenblattes konstatiert: 1. im Reviere Ransko, südlich von Ždirec an der Nordwestbahn, beziehungsweise nordöstlich von Boraus; 2. nördlich von Ždirec, beziehungsweise südlich von Oudavy, am rechten Ufer der Wasserader, die von der letztgenannten Ortschaft gegen Ždirec fließt, und schließlich 3. westsüdwestlich von Boraus, bei K. 562, westlich von der Straße, die von Ždirec über Boraus nach Přibislau führt. Die genannten Vorkommen sind hier der Größe ihres Terrainumfanges nach geordnet und mögen auch in der bezeichneten Reihenfolge besprochen werden.

Die zwei letzteren Fundstellen sind neu.

Krejčí und Helmhacker hatten zwar auch bei Eisenhorek, westlich von Boraus einen Corsit zur Ausscheidung ge-

bracht¹⁾, allein ich fand in der besagten Gegend nördlich und südlich bei Eisenhorek nur mehrere Serpentine und noch diese sah ich mich veranlaßt, zum Teile anders zu begrenzen, als es die Genannten mit ihrem Corsite taten.

I. Gabbro aus dem Reviere Ransko.

Jene Gesteine aus dem Reviere Ransko, denen wir hier vorläufig ganz allgemein die Bezeichnung Gabbro geben wollen, wurden von v. Andrian teils als Diorit und teils als Serpentin gedeutet (l. c. pag. 546).

R. Helmhacker²⁾ benannte sie später von Fall zu Fall verschieden als Serpentin, Troktohit, Corsit oder Diorit.

Der Serpentin wurde von diesem als Mittelpunkt von drei ihn umschließenden konzentrischen Kreisen aufgefaßt; eine Deutung, die ich leider nicht zu der meinigen machen konnte. Behufs richtiger Bewertung unserer davon abweichenden Angaben sei folgendes vorgebracht.

Die Aufnahme des Waldterrains des Ransker und Sopotter Revieres wurde auf Grund der Bestandeskarten (aus den Jahren 1886 und 1897) der Herrschaft Khevenhüller und Festetits im Maßstabe 1:15.000 durchgeführt und auf den Maßstab 1:30.000 der Tafel III, beziehungsweise der Karte 1:75.000 reduziert³⁾.

Dabei stellte sich vor allem heraus, daß man es nicht mit einem einzigen zentralen Serpentinstocke zu tun hat. Zur Ausscheidung gelangten nämlich vier verschiedene, miteinander nicht zusammenhängende Partien Peridotit, beziehungsweise Peridotitserpentin.

Fast an der nördlichen Waldgrenze wurde ein ganz kleines, südlich davon das größte Vorkommen bei uns überhaupt und im Süden noch zwei kleinere Vorkommen beobachtet. Alle diese vier Funde waren durch den Gabbro voneinander getrennt, dessen Vorhandensein an den bezüglichen Stellen aus der Existenz kleinernarbiger, mit Moos bewachsener Felsen oder auch nur kleiner Lesesteine gefolgert wurde.

Im Osten bildet der Blattrand und zum Teile einer der erwähnten Peridotite (Peridotitserpentin) die Gabbrogrenze.

Im Norden grenzt der Gabbro an Kreidebildungen, wie es das Kartenbild zeigt. Möglich ist es, daß zum Teile hier auch alluviale Bildungen bei besseren Aufschlußverhältnissen gefunden werden könnten.

¹⁾ Dies entnehme ich einer Kopie der Manuskriptkarte der genannten Forscher. Die Kopie befindet sich in der Kartensammlung unserer Anstalt. In die Originalkartenblätter konnte ich nicht Einsicht bekommen. Diese sollen sich in Prag (Landesmuseum) befinden.

²⁾ „Spezielle petrographisch-mineralogische Untersuchungen“ als II. Teil der „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges (Železné hory) und der angrenzenden Gegenden im östlichen Böhmen“ von J. Krejčí und R. Helmhacker. Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, V. Bd., Nr. 1, Prag 1882.

³⁾ Die Kartierung auf Grund unserer Karte im Maßstabe 1:75.000 oder 1:25.000 wäre absolut unmöglich gewesen. Die Einteilung der großen Forste ist heute zum großen Teile eine ganz andere, als es die Karten zeigen.

Im v. Andrianschen Originalaufnahmsblatte finde ich sowohl beim Eisenwerke Ransko als auch westlich von der Straße, die von Ždirec über Neu Ransko und Borau nach Přibislau führt, Kreide verzeichnet. In einer Kopie¹⁾ des Krejčičischen Aufnahmeblattes ist diese nicht angegeben.

Unsere Beobachtungen beschränken sich in der bezüglichen Gegend auf folgendes. Bei Alt Ransko fand ich zwischen dem Orte und dem Eisenwerke sehr spärliche Lesesteine eines lichten Mergels, der für die Weißenberger Schichten spräche. Diese treten auch auf der Linie Ždirec—Eisenwerk Ransko bestimmt auf. Trotzdem wage ich es jedoch nicht den in der in Rede stehenden Gegend gefundenen wenigen Lesesteinen eine Beweiskraft zuzusprechen. Diese können durch eine Unzahl unkontrollierbarer Umstände (wie es das Abtragen von Wehren der aufgelassenen großen Teiche, Dünger etc.) leicht verschleppt worden sein.

Außerdem beobachtete ich beim Meierhofe am Pobočensky ryb. (= Pobotscher Teich) lockeren Quarzsand, der die unteren Kreidebildungen repräsentieren dürfte. Über diese Fragen später mehr.

Im Westen zieht sich die Gabbrogrenze nahe der Schneise Nr. 17 beiläufig in nordsüdlicher Richtung bis zur „Horka“, die schon ganz aus Amphibolgranitgneis mit den Feldspat einsprenglingen (pag. 133) besteht. Hier macht die Grenzlinie eine Wendung gegen Osten und verläuft unregelmäßig in ost-südöstlicher Richtung bis an den Blattrand.

Der Eindruck, den der Gabbro auf den Beobachter mit freiem Auge an verschiedenen Stellen des Ransker Waldes macht, ist ein etwas variabler. Bald ist der Habitus mehr dioritisch, bald hingegen ist er unverkennbar gabbroartig. Dabei sehen wir von den Übergängen zum Peridotite und Peridotitserpentine noch ganz ab.

Dieser ändert sich nämlich soferne eines oder mehrere der Minerale Anorthit, Hornblende oder Olivin mehr oder weniger zur Herrschaft gelangt.

Neben der mineralogischen Zusammensetzung kommen dabei auch die Zersetzungserscheinungen in Betracht, obschon der Umwandlungsprozeß selbstverständlich an und für sich ebenfalls von der mineralogischen Zusammensetzung abhängig ist.

Große Mengen von Feldspat leihen dem Gesteine im allgemeinen hellere Farben (verschieden helle Nuancen von Grau). Diese Gesteinsmodifikationen werden selbst durch den Umwandlungsprozeß nicht (sehr) dunkel. Das Zersetzungsprodukt des Plagioklases kann im Gegenteile im Handstücke streifenweise sogar hellere Färbungen verursachen, als sie am frischen Gesteine zu beobachten waren. Tritt in derlei Fällen Olivin in den Mineralverband ein, so erscheint das graue Gestein rotbraun gesprenkelt, denn dieses letztere Mineral wurde makroskopisch nie in frischem Zustande angetroffen. Eine dunkelgrüne Sprenkelung, beziehungsweise Färbung des Gesteines glaube ich stets von dem Gehalte an grüner Hornblende ableiten zu dürfen. Lichtgrüne Nuancen bringe ich im Gegensatze dazu allgemein

¹⁾ cf. Fußnote 1, pag. 172.

mit dem vorhandenen Pyroxen in Zusammenhang. Die grüne Farbe wird im übrigen noch von der vorhandenen größeren oder geringeren Menge Pyroxen, beziehungsweise Hornblende beeinflusst (hell- bis dunkel(grau)grün). Auch die grünen Varietäten können durch zeretzten Olivin ein rostbraun gesprenkeltes Aussehen erhalten. Dabei ist jedoch zu bemerken, daß große Mengen dunkelgrüner Hornblende nie gleichzeitig mit größeren Quantitäten von Olivin beobachtet wurden. Dunkle Farbentöne (sehr dunkelgrau und dunkel(grau)braun) wurden stets nur dann angetroffen, wenn der Plagioklas bedeutend zurücktrat.

Die oben angeführten Gesteinsmodifikationen bilden im Ransker Reviere zum allergrößten Teile Blöcke, die, wie schon bemerkt, stets eine kleinnarbige Oberfläche aufweisen soferne sie nicht sehr feldspatarm oder gar frei davon sind. Je größere Feldspate in den Proben vorlagen, um so größer waren die Narben ihrer Oberfläche, die offenbar von ersteren herrühren und durch ihre Zersetzung und Auswitterung entstehen, während gleichzeitig vorhandener Olivin, Pyroxen, beziehungsweise Amphibol (wenn auch zersetzt) nicht auswittert. Die im allgemeinen mit Moos bewachsene Oberfläche erscheint deshalb auch an vegetationsfreien Stellen der Blöcke wie von Moos bedeckt und sehr rauh.

Obschon mit Rücksicht auf die Größe der einzelnen Gemengteile die Struktur im allgemeinen als deutlich mittelgrobkörnig zu bezeichnen ist, gibt es in speziellen Fällen doch auch Abweichungen davon.

In einem Falle verriet der Anorthit eine fast 10 mm lange und 5—6 mm breite Spaltfläche; manchmal erreicht die Länge kaum 2 mm und die Breite gar kaum $\frac{1}{3}$ mm und in anderen Fällen werden diese sogar mikroskopisch klein. Schon makroskopisch erkannte man vielfach einzelne Individuen, die aus zwei Hälften (verbunden nach dem Albitzwillingsgesetze) bestanden.

Es wurde schon oben auf die Tatsache aufmerksam gemacht, daß die Mengen von Anorthit, Olivin und Hornblende im Gesteine keine konstanten sind. Dazu kommt noch die Erkenntnis, daß manchenorts verschiedene Pyroxene in größeren, also den Gesteinscharakter bestimmenden Mengen in den Mineralverband eintreten.

Alles dies veranlaßte mich, das eingangs allgemein als Gabbro bezeichnete Gestein in einige Unterabteilungen zu trennen und diese Modifikationen auch kartographisch zu fixieren.

Der verbreitetste Typus der Gabbroreihe dürfte am richtigsten als Olivingabbro zu bezeichnen sein.

Das Bild auf Tafel III soll zeigen, wie der Olivingabbro in zwei größeren, einer nördlichen und einer südlichen sowie in einer kleineren Partie im Gebiete des Peridotit(serpentines) zur Ausbildung gelangt ist.

Gleichsam den ultraleukokraten Pol unserer Gabbroreihe repräsentieren anorthositartige Forellensteinfunde aus dem Ransker Revier, und zwar vom Schnittpunkte der Schneise Nr. 25 mit dem Wirtschaftsstreifen lit. J. Dieser Forellenstein wurde mitten drinnen im Peridotitserpentinegebiete angetroffen. Ob er mehr

als eine kleine gang- oder nestartige Feldspatanreicherung mit wenigen braun zersetzten Olivinen repräsentiert, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden.

Als Norite erwiesen sich die Funde von jenem Teile des Wirtschaftsstreifens lit. *J.*, der zwischen den Schneisen Nr. 20 und 21 im Reviere Sopot liegt. Diese Ausbildung scheint knapp an der Peridotitgrenze gelegen zu sein.

Eine weitere Modifikation wollen wir als Hornblendegabbro bezeichnen. Das Hauptverbreitungsgebiet derselben liegt im östlichen Teile des Sopot und im äußersten westlichen des Ransker Revieres. Zum Teile grenzt diese Ausbildung unmittelbar an Peridotite (Schnitt der Schneise Nr. 20 und Wirtschaftsstreifen lit. *I.*). Zumeist stoßt jedoch der Hornblendegabbro an den Olivin-gabbro.

Es darf an dieser Stelle nicht unbemerkt bleiben, daß Hornblendegabbro auch mitten drin im Gebiete des Olivin-gabbro beobachtet wurde, und zwar an folgenden Stellen: um die Schnittpunkte des Wirtschaftsstreifens lit. *M* mit den Schneisen Nr. 22 und 23, beziehungsweise auch an der südlichen Gabbro-grenze (im weiteren Sinne des Wortes), also südlich und südwestlich von den zwei kleineren Peridotitausscheidungen im Ransker Reviere.

Außerhalb des geschlossenen Gabbrogebietes, das die Kartenskizze Taf. III vorführt, wurden gabbroartige Gesteine als Pyroxenitmodifikation ausgebildet noch an folgenden zwei Stellen angetroffen: 1. in der Schneise Nr. 22 südsüdöstlich von ihrem Schnittpunkte mit dem Wirtschaftsstreifen lit. *Q* und 2. an der Grenze des herrschaftlichen Forstes südöstlich vom westlichen Ende des Wirtschaftsstreifens lit. *P*.

Obschon die typischen Ausbildungen von Olivin-gabbro, anorthositartigem Forellenstein, Norit und Hornblendegabbro in dem bezüglichen Gebiete leicht voneinander getrennt werden können, ist eine genaue Benennung und Klassifikation jedes einzelnen Fundes häufig nicht leicht. Zwischen den einzelnen Modifikationen bestehen nämlich zumeist alle möglichen Zwischenglieder.

Durch reichlichere Olivinführung kann der anorthositartige Forellenstein, der fast nur aus Anorthit und wenigem Olivin besteht, zuerst in eine Art Olivin-gabbro übergehen. Wird der Feldspat in dem (eigentlichen) Olivin-gabbro ganz oder zum allergrößten Teile vom Olivin verdrängt, so bekommen wir dagegen peridotitartige Modifikationen, aus denen sich schließlich reine Peridotite und durch Zersetzung Peridotitserpentine, respektive nur als Serpentine zu bezeichnende Gesteine ausbilden.

Im teilweisen Gegensatze dazu kann der (Olivin-) Norit, welcher Anorthit, Bronzit und lokal Olivin als wesentliche Gemengteile verriet, bei eintretendem Verluste an Olivin Hornblende aufnehmen. Es bildet sich da ein hornblendeführender Norit, der durch wesentliche Bereicherung an Horn-

blende ein Bindeglied des Norit mit dem Hornblendegabbro abzugeben scheint.

Der Hornblendegabbro, der aus überwiegenden Mengen eines grünen Amphibols und eines basischen Feldspates besteht, wird an und für sich vielleicht von manchem Forscher nach dem Vorgange von Krejčí und Helmhaecker kurzweg als Diorit bezeichnet werden. Gegen diese Namenswahl ist vom rein petrographisch-klassifikatorischen Standpunkte auch kaum etwas einzuwenden. Lassen wir jedoch die Gesamtheit der in den bezüglichen Gegenden gesammelten Eindrücke auf uns einwirken, dann meine ich aber (vom geologischen Standpunkte aus) das dioritische Hornblendegestein als eine Gabbro modifikation auffassen zu dürfen, die ein Bindeglied zwischen der Gabbro- und Dioritfamilie repräsentiert und genetisch zumindest wahrscheinlich in einem ursächlichen Zusammenhange mit dem Gabbro und Peridotite steht. Die Übergänge und die versprengten Hornblendegabbrofunde abseits von dem Hauptvorkommen, also im Gebiete des Olivin-gabbro und angrenzend an das Peridotitgebiet, scheinen deutlich genug dafür zu sprechen.

Betreffs der Übergänge von Hornblendegabbro zum Gabbro (im allgemeinen) sei nur noch folgendes angeführt. Von der westlichen Grenze des herrschaftlichen Waldes (Ransker Revier) wurde aus der Gegend westlich von der Schneise Nr. 19, beziehungsweise südöstlich vom dortigen Hegerhause eine Probe mikroskopisch untersucht, die dem freien Auge nichts außer dunkelgrüner Hornblende und weißem Feldspat verriet.

Das Mikroskop enthüllte dagegen außer diesen Gesteinselementen auch noch das Vorhandensein einer relativ bedeutenden Menge eines Pyroxens. Der Pyroxen war zwar mit der Hornblende ver wachsen beobachtet worden, man sah jedoch auch von der Hornblende ganz unabhängige Gebilde. Allem Anscheine nach dürfte es ein fast farbloser bis sehr hellgrünlich gefärbter Enstatit sein. Geradeso wie in diesem speziellen Falle, so dürfte der äußere Schein auch sonst öfter trügen und vielleicht mag noch so manchem dioritisch aussehenden Felsen ein ausgesprochener gabbroider Charakter zukommen.

Auf diese und manche andere Frage betreffs der Gabbrogesteine des Revieres Ransko und der benachbarten Gebiete beabsichtigt Autor dieser Zeilen nochmals zurückzukommen und einiges gemeinsam mit Herrn Regierungsrat C. v. John in einem der folgenden Jahrbuchhefte zu veröffentlichen. Dort sollen auch die bezüglichen mikroskopischen Studien des Autors an den hierhergehörigen Felsarten Aufnahme finden.

2. Gabbro von Oudavy.

Der Habitus dieses Gesteines ist fast derselbe wie jener des Olivin-gabbro aus dem Reviere Ransko, es sei denn, daß in ersterem vielleicht etwas weniger Olivin beobachtet werden kann.

Im Felde verriet sich dieses Vorkommen durch das Auftreten vieler großer, dunkler, blatternarbiger Blöcke. Im Osten und Süden grenzt dieser *Gabbro* an alluviale Bildungen, sonst findet man in dessen Nachbarschaft Lesesteine von rotem Granit, der oben pag. 159—163 beschrieben wurde.

3. Gabbro westsüdwestlich von Borau.

Der dritte, letzte und gleichzeitig auch kleinste *Gabbro* fund ist bei K. 562 westsüdwestlich von Borau und fast südöstlich von Eisenhorek zu verzeichnen. Man findet hier einerseits reinkörnigen (mittelkörnigen) *Gabbro*, der mit dem olivinarmen bis freien Typus aus dem Reviere Ransko übereinstimmt. Außer dieser Modifikation treffen wir jedoch auch auf schiefrige Bildungen. Diese letzteren führen besonders grüne Hornblende in größerer Menge und können deshalb entweder als schiefrig gewordener *Gabbro* oder als Amphibolit benannt werden. Genetisch stehen sie ohnedies (wahrscheinlich) im engsten Zusammenhange. Beide Ausbildungen vertragen sich nur durch Feldlesesteine.

IV. Peridotit.

Folgt man der Straße, die vom Eisenwerke Ransko durch das Ransker Revier, zwischen K. 628 und K. 608 hindurch fast über K. 664, K. 632 und K. 644 nach Radoštin (östliches Nachbarblatt) führt, so durchquert man alle drei Peridotite, beziehungsweise alle drei Peridotitserpentinegebilde, von denen früher pag. 172 Erwähnung getan wurde. Nur ein ganz kleines, nördlichstes Vorkommen bleibt rechts abseits liegen. Die Form der einzelnen Peridotite ist eine ganz unregelmäßig stockförmige. Während die beiden südlichen Stöcke und der nördlichste Fund ganz in unser Gebiet fallen, ist dies beim größten (mittleren) nur teilweise der Fall. Dieser greift nämlich über die Blattgrenze auf das Blatt „Polička—Neustadt“ hinweg.

Das südlichste Vorkommen wurde bei K. 644 oder um den Verschneidungspunkt von Schneise 22 mit dem früher erwähnten Wege, der vom Eisenwerke Ransko nach Radoštin führt, konstatiert.

Nordwestlich von dieser Stelle durchquert der ebengenannte Weg nördlich und südlich vom Wirtschaftsstreifen lit. *M* das zunächstgelegene (zweite) Peridotitvorkommen. Dieses reicht in westlicher Richtung noch etwas über den Weg, der vom Eisenwerke Ransko nach Borau führt, hinweg. Im Norden dehnt es sich über den Wirtschaftsstreifen lit. *L* aus. Im Osten erreicht es zwar nicht mehr die Schneise Nr. 22, kommt ihr jedoch nahe. In südlicher Richtung sehen wir im Peridotitgebiete noch K. 632 und K. 647 liegen.

Die dritte und größte Peridotit-, beziehungsweise Peridotitserpentinausscheidung reicht, wie oben bemerkt, vom östlichen Blattrande bis ins Sopoter Revier hinein und erreicht eben noch den Verschneidungspunkt von Schneise Nr. 20 und Wirtschaftsstreifen lit. *I*.

In nördlicher Richtung überschreitet die Grenze zweimal den ebengenannten Wirtschaftsstreifen lit. *I* und zwar in den Schneisen Nr. 21, 22 und 23. Die südliche Grenze hat einen nordwestlich-südöstlichen Verlauf und berührt nahezu die Schnittpunkte von Schneise Nr. 22 und Wirtschaftsstreifen lit. *J*, Schneise Nr. 23 und Wirtschaftsstreifen lit. *K*, und schließlich Schneise Nr. 23 und Wirtschaftsstreifen lit. *L*. Letzterer Punkt liegt jedoch schon etwas südwestlich von der Gesteinsgrenze.

In diesem soeben begrenzten Territorium wurden, wie oben erwähnt, ein Olivingabbro (westlich K. 628) und ein anorthositartiger Forellenstein (südwestlich K. 608, beziehungsweise ost-südöstlich K. 628) vorgefunden.

Das nördlichste vierte und gleichzeitig kleinste Vorkommen von Peridotit wurde am nördlichen Waldrande angetroffen. Der Fundpunkt liegt südlich vom Eisenwerke Ranskó und zwar fast an der Stelle, wo der Wirtschaftsstreifen lit. *H* und die Schneise Nr. 25 zusammentreffen.

Alle Peridotite, beziehungsweise Peridotitserpentine grenzen an den Olivingabbro, wie er im vorausgehenden Abschnitte angeführt wurde. Die einzige Ausnahme bildet das große Peridotitvorkommen mit seinem westlichsten Teile im Sopotter Reviere. Hier scheint es zumindest, als ob der Peridotit an den oben erwähnten Hornblendgabbro grenzen möchte.

Wie auch schon bemerkt wurde, bestehen zwischen dem Peridotite, der gleichsam den ultramelanokraten Pol unserer Gabbroreihe repräsentiert, und dem Olivingabbro Übergänge.

Die Farbe der Peridotite war schmutzigbraun, rötlichbraun bis dunkelrotbraun. Trat Feldspat in den Mineralverband ein — wie dies in den erwähnten Übergangsformen der Fall war — so erzeugte dieser eine hellgraue Sprenkelung. An manchen Stellen erkannte man an der sehr vollkommen ausgebildeten Spaltbarkeit schon makroskopisch Pyroxengebilde. Viele Proben waren auch mit grünlichgrauen Flecken von unregelmäßiger Begrenzung ganz übersät. U. d. M. enthüllten sich bezüglich grüne Partien als Gemenge von grünem Spinell und (wie es schien) von zwei Pyroxenen. Außer diesen Bestandteilen verrieten die reinen Peridotite und Peridotitserpentine (u. d. M.) nur noch farblosen Olivin und Erze.

Die genauere Beschreibung der Peridotite und Angaben über ihren Zusammenhang mit dem Gabbro des vorausgehenden Abschnittes bleibt der dortselbst angekündigten besonderen diesbezüglichen Publikation vorbehalten. Hier sei nur noch erwähnt, daß der Peridotit in manchen Partien bereits eine weitgehende Umwandlung erlitten hat. Als Zersetzungsprodukte des Peridotites seien Serpentin und Limonit erwähnt.

Betreffs des Serpentinisierungsprozesses haben wir nichts Besonderes zu bemerken. Auch bezüglich der Limonitbildung ist nichts anzuführen, was auf eigenen Beobachtungen beruhen würde. Die letztere Erscheinung speziell ist ja schon von R. Helmacker ausführlich besprochen worden (l. c. pag. 194—196).

Diesbezüglich mögen deshalb nur folgende Analysen (pag. 180) aufgenommen werden. Sie stammen aus dem Laboratorium des k. k. General-Land- und Hauptmünzprobieramtes in Wien, und zwar aus dem Jahre 1843. Ich fand sie im herrschaftlichen Archive¹⁾ in Přibislau und reproduziere sie hier, um sie der Vergessenheit zu entreißen, da sie meines Wissens nirgends publiziert wurden.

Gleich hier muß jedoch bemerkt werden, daß die in dieser Tabelle eingestellten Eisenoxydprocente zuzüglich der Ransker, Borauer, Prokopi, Josefi- und Nikolaierze dem faktischen Durchschnittsgehalte dieser durchwegs kaum 28 bis 30% Eisenoxyd — entsprechend 19—26% Metalleisen — führenden Eisenerze nicht entsprechen.

Nach F. Schaller heißt es nämlich weiter: „Es ist evident, daß dem Wiener Generalprobieramte ausgesuchte, schöne Stufen zur Probe eingesendet worden sind, denen zufolge nicht nur der Eisengehalt, sondern auch der Prozentsatz der tauben Bestandteile nur absolut, aber nicht relativ richtig bestimmt wurde.“ Für uns folgt daraus, daß das analysierte Material ganz besonders zersetzte Peridotitproben gewesen sein dürften.

V. Serpentin.

Der Serpentin erscheint mit einer einzigen Ausnahme streng auf die beiden östlichen Sektionen beschränkt. Im Bereiche des typischen Cordieritgneises findet man ihn nie. Im Biotitgneise mit mikroskopischem Cordierit fand ich ihn nur ostnordöstlich von Pohled (östlich Swětla). Der Serpentin tritt selbständig an folgenden Stellen auf: zwischen Ober Wěznitz und Polna (letzteres im Blatte Iglau), westnordwestlich von Poděschin, an einzelnen Stellen in der Umgebung von Uttendorf, ungefähr am halben Wege an der Straße, die von Přibislau nach Ost (nach Ronow) führt, bei der Kapelle am Schusterberge südlich (Böhmisch) Běla, an mehreren Stellen zwischen Eisenhorek und Borau, bei Jitkau und schließlich fast südlich Chotěboř. Im Ransker Reviere waren mitten drinnen im Peridotitdistrikte und südöstlich von Schlappenz zwischen Amphibolitblöcken Serpentine angetroffen worden; südöstlich von Čachotin befand sich im Serpentin ein kleiner Steinbruch, in dem Schottermaterial gewonnen wurde. Hier schien ein Amphibolit in Serpentin überzugehen. In anderen Fällen, wie zum Beispiel östlich Schachersdorf und westlich (Böhmisch) Běla, sind Serpentinbrocken den Amphiboliteseiten beigemischt.

Wo der Serpentin so wie an den zwei letztgenannten Orten auftritt, wird er landschaftlich durch nichts verraten. Fundorte wie am Schusterberge südlich (Böhmisch) Běla, einzelne Stellen westlich Borau, nordwestlich Poděschin (in der südöstlichen Ecke) und jene südlich Chotěboř sind dagegen durch

¹⁾ F. Schaller, „Monographie des Ransker Eisenwerkes“ (Manuskript).

Analysen der Ransker Eisensteine.

		Gruppe der							Rot-	Magnet-	Braun-	Magneteisenstein von Butsche ¹⁾
		Diorit-			Serpentin-							
		Pseudomorphosen										
		Brauneisensteine der										
Ransker-	Gabriela- ¹⁾	Alt-Borauer-	Neu-Borauer-	Prokopi- ¹⁾	Josef-	Nikolai-	Kreuzberger ¹⁾ Wenzels-	Křižanauer- ¹⁾	Frauenthaler-	Butscher- ¹⁾	Gangart: 30-20% Magneteisen 69·80%	
Z e c h e												
Si O ₂ . .	26·242	29·792	24·410	34·369	43·000	23·859	25·630	51·346	49·363	53·334	36·160	In 69·80% Magneteisen sind enthalten: Fe ₂ O ₃ . . . 48·17 Fe O 21·63 oder auf metal- lisches Eisen um- gerechnet 50·1%.
Fe ₂ O ₃	44·267	46·042	45·345	38·588	28·440	47·437	42·880	44·917	49·091	39·134	46·800	
Al ₂ O ₃	12·033	0·584	13·808	9·625	7·800	8·730	15·400	0·565	0·500	0·934	3·240	
Ca O . .	0·132	0·209	0·312	0·277	—	0·200	0·377	—	0·091	—	0·760	
Mg O	1·198	0·626	0·212	3·863	2·040	1·721	—	0·261	0·373	—	1·520	
H ₂ O	14·786	15·783	15·754	13·764	17·400	17·293	15·040	1·824	0·636	8·160	10·200	
Verlust . . .	1·342	0·964	0·159	—	1·320	0·760	1·600	1·087	0·046	—	1·320	
Die obigen Eisenoxydprocente geben auf regulinisches Eisen umgerechnet												
	30·693	31·924	31·441	26·756	19·719	27·405	29·782	31·144	34·038	27·134	32·450	
¹⁾ Die Gabriela-, Prokopi-, Kreuzberger Wenzels-, Křižanauer- und Butscher Zeche gehören nicht in unser Gebiet. Hier werden sie nur deshalb angeführt, um die Tabelle unverändert und vollständig zu reproduzieren.												

einen mehr oder weniger vollkommenen Mangel an Vegetation ausgezeichnet. Diese Nacktheit verrät selbe mitunter auf weitere Distanzen hin.

Der Serpentin findet an verschiedenen Stellen eine Verwendung als Schottermaterial.

VI. Ganggesteine.

(Pegmatite, Aplite und Gangquarzbildungen, Granitporphyre Quarzporphyre, Minetten, Malchit.)

Die als Ganggesteine aufgefaßten Felsarten meines Aufnahmegebietes können als Pegmatite, Aplite und Gangquarzbildungen, als Granitporphyre, Quarzporphyre, Minetten, beziehungsweise als ein Malchit auftreten.

Von diesen nähern sich manche Granitporphyre untergeordneten, lokalen porphyrischen Ausbildungen des Zweiglimmergranites, respektive Granitites wie zum Beispiel ein Fund westlich, beziehungsweise südwestlich Pohled, respektive nordnordöstlich Neudorf (cf. pag. 119), am dortigen rechten Sazawaufer, wie ein anderer aus der Gegend nördlich bei Friedenau an der Gabelung des Karrenweges, und zwar schon am Wege gegen den Cikanek Hof, beziehungsweise ein weiterer aus dem Reviere Ransko (Wirtschaftsstreifen N. Die häufigsten Übergänge zu den Graniten findet man jedoch in der Reihe der Pegmatite (cf. pag. 131 ff.) und Aplite.

1. Anstehend trifft man Pegmatite nur sehr selten an. Am leichtesten kann man diesbezügliche Stellen in der Gegend nördlich Humpolec finden, da man dortselbst den Feldspat dieser Felsart an mehreren Stellen abbaute.

Damit sei jedoch durchaus nicht gesagt, daß der Pegmatit im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod eine Rarität wäre. Das gerade Gegenteil davon ist tatsächlich der Fall. Ich glaube, man kann sich in meinem Aufnahmesterrain überhaupt keine längere Tour zusammenstellen, auf der keine Pegmatite gefunden würden. Stets freilich nur in Lesesteinform. Wegen dieser allgemeinen Verbreitung einerseits und andererseits wegen der Natur der Funde zog ich es vor, in die graphische Darstellung nur ein paar aufgeschlossene, also sicher lokalisierbare Pegmatite aus der Gegend nördlich bei Humpolec aufzunehmen.

Außer den großen Feldspat-, Quarz- und Glimmerbildungen sei als Bestandteil dieser Felsart ein manchmal sehr reichlich auftretender schwarzer Turmalin angeführt. Die Säulen desselben messen mitunter im Durchmesser 0.5 dm und darüber.

2. Aplite sind zwar auch häufig, allein immerhin zumindest scheinbar seltener anzutreffen als Pegmatite. Vielleicht stellt man sie übrigens im Terrain lieber zu den Graniten (cf. pag. 130 ff.), indem man sie als feinkörnige Granite deutet.

Manche Gangquarzlesesteine, wie beispielsweise aus der Gegend westlich und nordwestlich von Glashütte Gutenbrunn (Dobra voda) und noch von anderen Lokalitäten, könnten eventuell

sauerste Pole von Apliten oder Pegmatitreste repräsentieren. Weiße Gangquarzlesesteine sind nämlich nicht viel seltener beobachtet worden als Aplite. Häufig sogar mit letzteren oder mit Pegmatiten gemischt. Von gewissen Quarzschottern (III. Abschnitt) unterscheiden sich diese Funde durch ihre stets eckigen Formen und scharfen Kanten.

3. Granitporphyre fand ich an folgenden Stellen: 1. nordwestlich Perknau, nördlich von der Straße, beziehungsweise südlich vom dortigen Jägerhause; 2. westlich Pansky bei Deutschbrod, im dortigen Bahneinschnitte; 3. nördlich Friedenau an der dortigen Weggabelung, schon am Wege gegen den Cikanek Hof; 4. südwestlich Friedenau, beziehungsweise nordwestlich K 512 der großen Karte (1:25.000), fast westlich Christof; 5. bei Langendorf, beziehungsweise bei K 476; 6. östlich Böhm. Schütendorf, am linken Talgehänge des Borovský p. (— Borauer Bach) in der nördlichen Straßenböschung (nördlich K. 500); 7. südlich Böhmisch Schütendorf, am linken Sazawafer, im Walde nordöstlich K 431, Stukheil Mühle; 8. nördlich Uttendorf im Walde am linken Sazawafer, auf dem Gehänge vis-à-vis der Stukheil Mühle (also südlich davon); 9. am rechten Sazawafer nordöstlich Uttendorf; 10. südwestlich von derselben Ortschaft, östlich K. 519; und schließlich 11. im Reviere Ransko im Wirtschaftsstreifen N zwischen den Schneisen 21 und 22.

Die hierhergehörigen Gesteine sind sämtlich durch das verhältnismäßig reichliche Auftreten von Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen ausgezeichnet.

Die Größe dieser Feldspate und des Quarzes erreicht selten die Dimensionen einer Haselnuß, häufig sind sie kaum stecknadelkopfgroß.

Auch ein Biotit tritt in dieser Form auf. Sein Einsprenglingscharakter ist jedoch zumeist bei weitem nicht so deutlich ausgeprägt wie bei den beiden erstgenannten Elementen. Der Gegensatz zwischen großen und kleinen Glimmrausscheidungen ist nämlich kein deutlicher. Es bestehen alle denkbaren Übergänge. Dies namentlich deshalb, weil große Glimmer überhaupt selten sind.

Die Feldspateinsprenglinge bilden teils regelmäßig kristallographisch begrenzte Formen (*M*, *P*, Prisma und dessen Abstumpfung), teils unregelmäßige Körner. Der Farbe nach sind sie weiß, grau, gelblich oder rötlich. Manche Individuen lassen schöne Spaltflächen beobachten, freilich treten sie jedoch auch stark kaolinisiert auf.

Der fettglänzende Quarz der ersten Generation bildet abgerundete, unregelmäßige Körner oder er hat die Dihexaeder Form.

Der dunkle Glimmer zeigt bei metallischem Glanze eine dunkelgrüne Farbe und unregelmäßige oder sechsseitige Trennungsflächen.

Die Grundmasse besteht bei wechselndem Biotitgehalte ganz aus denselben Elementen. Die Dimensionen der Bestandteile sind hier zumeist sehr klein bis mikroskopisch, so daß das Gefüge der Grundmasse als sehr feinkörnig bis dicht zu bezeichnen ist. Das letztere ist zum Beispiel der Fall im Vorkommen westlich von Pansky

(bei Deutschbrod), im dortigen Einschnitte der Nordwestbahn. Die Ausbildung dieses Vorkommens nähert sich dadurch schon ungemein dem Habitus eines Quarzporphyrs, in dem neben dem Quarze auch der Feldspat und relativ viel Glimmer (beide stets) deutliche Einsprenglinge bilden.

Die Farbe der Grundmasse und als solche auch des Gesteines, variiert als Funktion der mineralischen Zusammensetzung und, wie es scheint, auch des Erhaltungszustandes zwischen verschiedenen Nuancen von Grau, Braungrau, Gelblichgrau, Grünlichgrau und Hellbraun bis Gelbbraun.

Die Feldspateinsprenglinge erweisen sich u. d. M. teils als ungestreift und gerade auslöschend (also als Orthoklas), teils sind sie Zwillingbildungen. In allen Fällen ist der Brechungsquotient kleiner als ω ($=1.544$) im Quarze¹⁾ und kleiner oder so gut wie gleich jenem des Kanadabalsams. Dies schließt die Existenz der basischen Glieder der Plagioklasreihe bis inklusive zum Andesin aus. Die Plagioklaseinsprenglinge können mithin nur der Albit- oder Oligoklasezusammensetzung entsprechen. Ein nicht ganz senkrecht zu M und P getroffener Schnitt wies, nach der Becke'schen Methode²⁾ untersucht, eine Auslöschungsschiefe von $+20^\circ$ gegen (010) auf. Dies würde trotz obiger Beobachtung auf 38—39% An und mithin auf Andesin hinweisen. Da jedoch diesen der Brechungsquotient bestimmt ausschließt und es anderseits sicher ist, daß die Lage des Schnittes nicht genau die theoretisch geforderte war, so können wir mit einem ziemlich großen Grade von Wahrscheinlichkeit die Plagioklaseinsprenglinge für Oligoklas halten. Die Feldspateinsprenglinge zeigen häufig isomorphe Schichtung. Im Materiale vom linken Sazawaufer, nördlich Uttendorf, südlich Stukheil Mühle sehen wir in den Feldspateinsprenglingen auffallend viel Karbonate neben Kaolin und Muskovit. Auch ein Mineral der Epidotgruppe ist als Zersetzungsprodukt anzutreffen. Vielleicht sind in solchen Fällen die Plagioklase basischer als nach den obigen Bestimmungen zu erwarten wäre. Wegen zu starker Zersetzung war hier ihre Bestimmung untunlich.

Der Quarz verrät sich durch den geringen Brechungsquotienten und durch seine sechsseitigen Formen (Flächentrassen von Prisma und Pyramide) oder durch deutlich korrodierte und deshalb unregelmäßige Querschnitte.

Der Biotit, zumeist rechteckig leistenförmig und nur hier und da sechsseitig begrenzt, ist nur noch selten braun gefärbt beobachtet worden. Zumeist ist er verschieden intensiv grün oder schon fast gelblich hellgrün. In zahlreichen Fällen ist er in Chlorit umgewandelt. Hand in Hand mit der Ausbildung einer faserigen Struktur des Minerals tritt dann Epidot und ein schwarzes Eisenerz (? Magnetit) neben spärlichem Limonit auf.

¹⁾ F. Becke, „Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens.“ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1893.

²⁾ F. Becke, „Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen, in Schnitten senkrecht zu M und P “. Tschermaks min. u. petr. Mittlg., 18. Bd., pag. 556.

Die Grundmasse unserer granitporphyrischen Ganggesteine besteht durchgehends wesentlich aus Feldspat und Quarz, zu denen mitunter Biotit hinzuzutreten pflegt.

Der Feldspat der Grundmasse löscht allem Anscheine nach wenigstens zum Teile gerade aus (und dürfte in derlei Fällen Orthoklas sein). Man findet jedoch auch gestreiften Feldspat, also einen Plagioklas, mit sehr geringen Auslöschungsschiefen. Der Form nach sind die Feldspate rektangulär-leistenförmig begrenzt und infolge ihrer Zersetzung oft stark getrübt. Der Quarz verkittet sie und hat deshalb nur unregelmäßige Formen. Das Gefüge der Grundmasse ist mikrogranitisch.

Im Gesteine östlich von Böhmisch Schützensdorf, am linken Talgehänge des Borovský p. und südlich von der eben genannten Ortschaft am linken Sazawaufer, nordöstlich K. 431 (Stukheil Mühle) ist der Biotit in der Grundmasse verhältnismäßig reichlich vorhanden. In den Proben von Pansky, westlich von Deutschbrod (im Bahneinschnitte) ist er dagegen nur schwer vom eventuellen, sekundären Glimmer zu unterscheiden gewesen; deshalb ist auch seine Menge schwer zu schätzen. Sonst fehlt er fast gänzlich oder spielt wenigstens nur eine sehr untergeordnete Rolle. — Magnetit wurde selten beobachtet.

4. Quarzporphyre fand ich als Lesesteine an zwei Stellen: 1. nördlich bis nordöstlich Chotěboř und 2. etwa östlich Ždivec auf dem Hügel nordnordöstlich K. 556 (der großen Karte). Die letztangeführte Stelle ist nahe am Blattrande gelegen. Da mir dieser Fund übrigens nicht ganz sicher vorkam, vermied ich dessen Ausscheidung in der Karte.

Das Gefüge war in beiden Fällen deutlich porphyrisch. Die Rolle von Einsprenglingen hatte der Quarz, der bis, eventuell auch etwas über stecknadelkopfgroße Individuen bildet. Das Gestein von Ždivec scheint daran reicher zu sein. Jenes aus der Gegend von Chotěboř zeigt nämlich zumindest lokal nur sehr wenige davon. Im Ždivecer Gesteine kann übrigens öfter auch ein Feldspat als Einsprengling erscheinen; in den Proben von Chotěboř trifft auch dies nur selten zu. Die gelbgraue bis sehr hell violett-gelbgraue Grundmasse kann mit freiem Auge gar nicht analysiert werden. U. d. M. erwies sie sich als völlig ident mit der Grundmassenausbildung des Granitporphyrs von Pansky bei Deutschbrod. In der Probe von Ždivec ist diese nur etwas gröberkörnig als im Gesteine von der eben zum Vergleiche angezogenen Stelle.

5. Minette. Im guten Erhaltungszustande ist das Gestein dunkelgrau bis grauschwarz gefärbt und zeigt ein mittelfeinkörniges bis fast dichtes Gefüge. Mit freiem Auge erkennt man in mittelfeinkörnigen Varietäten mit Leichtigkeit den Biotit und einen Feldspat als wesentliche Elemente. Infolge der Zersetzung färbt sich zuerst nur der Feldspat rötlich, während der Biotit nur einen grünen Stich bekommt. Ein weiteres Stadium ist durch die Bildung von Limonit gekennzeichnet. In diesem Zustande ist das Gestein bräunlich gefärbt. Die Minetten mit dichten Grundmassen (von Utten-dorf) sind grau bis bräunlichgrau gefärbt.

Die Art und Weise, in der die Minette nordöstlich vom Termes-hofe, am rechten Sazawaufer im Einschnitte der Bahn Deutschbrod — Saar und östlich K. 456 auftritt, ist die Kugelgestalt, mit konzentrischen Schalenbildungen. Zwischen den einzelnen Schalen kann mitunter reichlicher Limonit gefunden werden. Oberflächlich ist dieser Gang ganz verdeckt von den rezenten Bildungen. Die Kenntnis von dessen Existenz verdanken wir nur dem Vorhandensein des dortigen Bahneinschnittes. — Die Uttendorfer Minetten wurden auf Grund von Feldlesesteinen eingetragen.

U. d. M. zeigt der Biotit als eine der ersten Bildungen zumeist idiomorphe Formen und ist deshalb sechseckig oder rektangulär begrenzt. Einsprenglinge sind von den Ausscheidungen der Effusivperiode nicht zu trennen. Als Zersetzungsprodukt des dunklen Glimmers tritt grünlicher Chlorit auf. Gleichzeitig bildet sich Epidot in Form unregelmäßiger Körner und kleinkörniger Aggregate.

Als farbige primäre Bestandteile sind ferner nur noch (selten) ein farbloser Pyroxen (Diopsit) und (einmal) eine grüne Hornblende konstatiert worden. Ersterer ist stark in Chlorit und Calcit umgewandelt.

Unter den farblosen Gebilden sind der Apatit (als allererste), der Feldspat (Orthoklas sowie Plagioklas) und der Quarz als (letzte) magmatische Ausscheidungen anzuführen. Ersterer ist ganz idiomorph, letzterer ganz allotriomorph ausgebildet. Der Plagioklas tritt in Leistenform, der Orthoklas dagegen unregelmäßig begrenzt, nach Art des Quarzes, der alle übriggebliebenen Lücken ausfüllt, auf. — Die Uttendorfer Minetten zeigen im Schlicke große Chloritpseudomorphosen mit mutmaßlicher Pyroxenbegrenzung. Vielleicht sind diese Vorkommen Pyroxenminetten.

6. Ganggesteine von dioritischem Habitus (Malchit). Am Kartenrande nordöstlich und ostnordöstlich von der Ortschaft Ždirec und südöstlich, östlich und ostnordöstlich von Kohoutov, also beiläufig 2 bis 3 km, beziehungsweise 3 bis 4 km von den nächstgelegenen Diorit-, beziehungsweise Gabbrovorkommen entfernt, tritt als Feldlesestein eine Felsart mit folgendem Habitus auf.

Die Farbe ist dunkelgraugrün. Die Struktur ist feinkörnig sowie auch sehr deutlich porphyrisch infolge bis 3 mm großer hellgrauer bis schmutzigweißer Feldspateinsprenglinge.

Die Formen derselben sind stets scharfkantig und geradlinig begrenzt. Mitunter erkennt man nach *M* (010) tafelförmige Individuen oder solche mit Prismen und (?) Pyramidenflächen.

Die feinkörnige Grundmasse erweist sich dem unbewaffneten Auge bald als überwiegend aus Feldspatbildungen zweiter Generation mit viel Quarz und bald als aus bei weitem überwiegenden, dunkelgrünen Hornblendenädelchen mit Feldspat zusammengesetzt.

Im mikroskopischen Bilde fallen vor allem die nach dem Albit, respektive Albit- und Periklingesetze verzwillingten Feldspateinsprenglinge auf.

Ein mit Rücksicht auf die Spaltbarkeit als parallel (010) liegend aufgefaßter Schnitt zeigt eine Auslöschungsschiefe von — 32°.

Symmetrisch auslöschende Schnitte verrieten sehr große Auslöschungsschiefen (größte zirka 39°).

In einem polysynthetischen Zwillinge wurde die Bestimmung nach der Methode Becke's in Schnitten senkrecht zu M und P vorgenommen. Lamellen mit sehr deutlicher Spaltbarkeit nach P zeigten Auslöschungsschiefen von $+ 40^{\circ}$.

Alle drei Bestimmungsmethoden sprechen mithin für ein recht basisches Glied der Feldspatreihe, für Bytownit-Anorthit.

Isomorphe Schichtung tritt zwar an Feldspaten auf, allein selten und nur in schmalen Zonen. Aller Feldspat ist zum Teile kaolinisiert.

Die Grundmasse erweist sich u. d. M. als aus grünen bis blaugrünen Hornblendenädelchen und Feldspat-, beziehungsweise aus Quarzkörnern zusammengesetzt.

Bezüglich der Hornblende fiel es besonders auf, daß ihre Schnitte fast dieselben Auslöschungsschiefen, nämlich $16-17^{\circ}$, und fast genau dieselben Achsenfarben erkennen ließen wie das gleiche Mineral des amphibolführenden Granites (cf. pag. 162) aus der benachbarten Gegend. Man fand nämlich: a hellgelb, b grün mit sehr schwachem Stiche ins Bräunliche und c blaugrün. Besonders die Gleichheit bezüglich der Achsenfarbe für c fand ich auffallend.

Neben der Hornblende tritt manchmal als farbiger Gemengteil Biotit in geringen Mengen auf.

Im Gegensatze zur Hornblende zeigt der Feldspat nie Leisten- oder Nadelformen. Beide farblose Elemente bilden in der Grundmasse nur ein Aggregat eckiger Körner, in dem die Hornblende liegt.

Daß man es im beschriebenen Gesteine mit einer Gangbildung zu tun hat, ist zumindest sehr wahrscheinlich. Fraglich ist nur dessen systematische Stellung.

Halten wir an der Definition, die Rosenbusch in seinen Elementen (pag. 222) für die porphyrisch ausgebildeten lamprophyrischen Ganggesteine gibt, fest, nach der in diesen „die farbigen Gemengteile (Biotit, Amphibol, Pyroxen, Olivin) die Einsprenglinge“ bilden, während der Feldspat in der Grundmasse zu suchen ist, so kann unser Gestein in diese Gruppe nicht gehören. Nun bleiben uns noch die granitporphyrischen und aplitischen Ganggesteine übrig. In der Gruppe der ersteren sind es die Dioritporphyrite, an die man bei dieser Felsart vor allem denkt. Die Beschaffenheit der Grundmasse spricht jedoch dagegen, falls man an der Einteilung nach Rosenbusch festhält. Erstere besteht bekanntlich nach dem Genannten (Elemente, 1. Aufl., pag. 202) „wesentlich aus einem Gemenge von Plagioklas“ „mit Quarz und wechselnden Mengen von Orthoklas“, während „farbige Gemengteile zweiter Generation nur spärlich beigemischt“ sind, „wenn sie nicht ganz fehlen“.

Deshalb bleibt nur noch die Gruppe der aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine oder speziell die Abteilung der Malchite übrig.

Auf Grund der A. Osann'schen Angaben¹⁾ „Über dioritische Ganggesteine im Odenwald“ kann unser Gestein vielleicht mit gewissen Felsarten des Melikobus und seiner Umgebung verglichen werden, in denen Dr. Chelius auch nur Plagioklaseinsprenglinge vorfand und welche Gesteine Osann als Malchite anspricht.

Ein Belegstück vom nördl. Ende des Dorfes Kohoutov, vom Wege, der gegen Nordost (zur Blattgrenze) führt, zeigt u. d. M. infolge paralleler Anordnung der Hornblendeleisten eine fluidale Struktur der Grundmasse, wie sie auch Osann (l. c. pag. 384) für das Gestein vom Nordabhange des Ölberges angibt und im Bilde 2 auf pag. 383 abbildet.

Dieses letztere Gestein erinnert ganz außerordentlich auch an manche feinkörnige, schiefrige Amphibolite, wie sie später beschrieben werden sollen. Bei der makroskopischen Betrachtung sieht man nämlich eine Art „blatternarbige“ alte Bruchflächen. In frischem Bruche erkennt man jedoch ganz sicher die erwähnten scharfkantigen Plagioklaseinsprenglinge. U. d. M. bemerkt man aber schon gar deutlich, daß die später zu beschreibenden Aggregate mit unseren Einsprenglingen gar nichts Gemeinsames haben.

II. Teil.

Krystalline Schiefer.

Ferdinand Frh. von Andrian unterschied²⁾ in dieser Gruppe vor allem den grauen Gneis vom roten Gneise (l. c. pag. 538). Dem grauen Gneise räumte derselbe den größeren Raum ein und teilte ihn in einen Gneisphyllit und einen grobflaserigen Gneis.

„Der Phyllitgneis“, wie derselbe Autor offenbar seinen obigen Gneisphyllit (l. c. pag. 538, 4. Absatz) bezeichnet, soll angeblich „die tieferen Partien des Gneisgebietes von Deutschbrod in südwestlicher Richtung gegen Polna zu“ bilden, nördlich von Deutschbrod auftreten und nordwestlich von derselben Stadt „das ganze Sazawatal“ „bis Swětla und Ledec“ zusammensetzen.

„Die zweite Hauptvarietät, in welcher der graue Gneis im vorliegenden Terrain“ nach der Ansicht von Andrians „entwickelt ist, ist der grobflaserige graue Gneis.“ Er soll in der „Gebirgskette, welche sich zwischen den Orten Windisch-Jenikau⁴⁾, Pollerskirchen, Heraletz bis nördlich von Humpoletz an den Worlowberg hinzieht“ zur Entwicklung gelangen. „Die öst-

¹⁾ Mitteilung. d. großherzogl.-badischen geolog. Landesanstalt, II. Bd., 1898, Heidelberg, pag. 880.

²⁾ „Bericht über die im südlichen Teile Böhmens während des Sommers 1862 ausgeführte Aufnahme.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, XIII. Bd., pag. 587.

³⁾ Soll heißen südöstlicher.

⁴⁾ Richtig Windfjg-Jenikau auf dem südlichen Blatte Iglau, Zone 8, Kol. XIII.

lichsten Ausläufer desselben findet man bei Stöcken“ (= Steken, Stoky) (l. c. pag. 540).

Den roten Gneis gibt von Andrian im Gebiete des Grenzrückens zwischen Böhmen und Mähren an (l. c. pag. 545).

Zu seinem Gneisphyllite bemerkt er (l. c. pag. 539) folgendes: „Übergänge des Gneisphyllits in Ton- und Glimmerschiefer sind selten und ihr Auftreten so lokaler Natur, daß eine Ausscheidung derselben als selbständige Gesteinsgruppe nicht gerechtfertigt erscheinen könnte. Im Schlapanzer Tale bei Wišnitz¹⁾ (zwischen Schlapanz und Polna) steht ein solches Gestein an, welches aus einer grünlichen tonschieferähnlichen Masse mit zahlreichen Quarzlinsen besteht. Es zeigt eine dickschiefrige Struktur; übrigens fehlen auch hier vereinzelte Linsen von Feldspat, durch ihren stärkeren Verwitterungszustand aus der Quarzmasse hervortretend, nicht. Unmittelbar bei der Stadt Přebislau gewahrt man ähnliche Bildungen. Es wechseln dort Schichten von weißlichgrünen, sehr verwitterten Schiefen, welche denen der Grauwackenformation nicht unähnlich sehen, mit 5—6 Zoll mächtigen Lagen von weißem Quarze.“

Im übrigen spricht derselbe Autor von einer dünn- und feinkörnigen und einer zweiten Modifikation des Gneisphyllites, die „einen viel grobkörnigeren Habitus und eine minder ausgezeichnete Schieferstruktur“ aufweist (l. c. pag. 539).

Beide diese „Modifikationen des Gneisphyllites“ stehen nach v. Andrian „in einem innigen geologischen Zusammenhange miteinander. Räumlich ist jedenfalls die erstere derselben stark überwiegend, während die zweite Einlagerungen in der ersten bildet. Vom nordwestlichen Teile des Gebietes von Světla an, über Deutschbrod bis an das südöstliche Ende gegen Polna ist die erstere auf dem Plateau, die letztere in allen Tälern mehr oder minder häufig zu beobachten (l. c. pag. 539)“.

Bezüglich der Einlagerungen im Gneisphyllite sagt unter anderem derselbe: „Hornblendeführende Gesteine, sowohl Hornblendeschiefer als Diorite fehlen zwar in dem Gneisphyllite nicht gänzlich, sie sind jedoch viel spärlicher entwickelt als in den angrenzenden Gebieten. Größere selbständige Partien von Hornblendeschiefern sind mir gar nicht bekannt geworden“ (l. c. pag. 542).

R. Helmhackers Arbeit: „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen“²⁾ entnehme ich bezüglich der Gneise folgendes. „Das vorherrschende Gestein der ganzen Gegend, welches auf meilenweite Entfernungen³⁾ in seinem mineralogischen Verhalten ungeändert bleibt, ist laurentinischer Gneis (l. c. pag. 262).“

¹⁾ Richtig Wieschnitz (Wěžnitz), böhmisch Věžnice.

²⁾ Zeitschrift der berg- und hüttenmännischen Vereinigung für Steiermark und Kärnten, 1876, VIII. Jahrgang, pag. 257—272.

³⁾ Also so gut wie im ganzen Gebiete des durch uns zur Neuaufnahme gelangten Blattes „Deutschbrod“ (Zone 7, Kol. VIII).

Lokal nimmt in diesem Gneise „der akzessorisch auftretende Amphibol so überhand, daß er das Gestein zum Amphibolgneis stempelt, welches in wahren schwarzgrünen Amphibolschiefer übergeht (l. c. pag. 263)“.

Wie zum Teile schon v. Andrian einiges über Graniteinlagerungen im Gneise bemerkt, so betont auch Helmacker, daß der Gneis „an sehr zahlreichen Orten von Granitgängen durchsetzt“ wird (l. c. pag. 263). „Zuweilen kommen die Granitgänge vereinzelt vor“, stellenweise werden sie jedoch, „wo die Gneise sich dem Granitmassiv nähern“, „von ganzen Granitgangzügen durchschwärmt (l. c. pag. 263, 6. Absatz von oben)“.

Als Seltenheit führt derselbe aus der Gegend „knapp östlich hinter der Stadt Přebislav an der Straße im Gneise, ein Lager“ eines Gesteines an, daß er mit der schwedischen Hälleflinta vergleicht (l. c. pag. 263).

Als nächster veröffentlichte Dr. F. Katzer in den Tschermakischen „Mineralogischen u. petrographischen Mitteilungen“ einige Bemerkungen über unseren Anteil des böhmisch-mährischen Hochlandes. Vom rein mineralogischen Momente seiner Abhandlungen sei hier abgesehen. Es genüge im Anschlusse an die oben pag. 125—128 vorausgeschickten Betrachtungen nur folgendes.

Katzer gebrauchte als erster¹⁾ für gewisse in der Gegend von Humpolec auftretende Gesteine den Namen „an Cordierit sehr reicher Gneisgranit“ u. a. O. kurz „Cordieritgestein“²⁾ oder „cordieritreiches gneisartiges Gestein“ (l. c. Band XIV, pag. 507). Auf denselben sind auch die Bemerkungen zurückzuführen, „daß die Gegend von Humpolec zu den cordieritreichsten Gebieten Böhmens gehört“ (XII. pag. 423), daß der Cordierit in der Gegend von Deutschbrod ein Kontaktmineral (XIV. pag. 510) und (ibidem) daß der Granit hier jünger als das cordieritführende Gestein ist (cf. oben pag. 126).

Fr. Slavík bezeichnet³⁾ das Gestein nördlich von Světla, von Bohušic (Bauschitz) gegen Ost bis zu den Pohleder Waldungen, als Biotitgneis.

In einer Programmarbeit⁴⁾ des Deutschbroder Gymnasiums faßt Fr. Petr das Gestein aus der (ganzen) Umgebung von Deutschbrod als Ein-, beziehungsweise als Zweiglimmergneis auf. Aus dem Tale bei Břevnice und bei der Rosendorfer Mühle wird hier ein „Augengneis“ angeführt, den auch von Andrian gesehen hat und (l. c. pag. 516) als ein gangförmiges Auftreten von rotem Gneis im grauen Gneisphyllite deutete.

Unsere Erfahrungen führten zu folgenden Unterscheidungen und kartographischen Trennungen: Cordieritgneis, Biotitgneis im allgemeinen und Grauwackenzone von Přebislav. Der Biotit-

¹⁾ „Phengitpegmatit oder Turmalinpegmatit.“

²⁾ l. c. Band XII, pag. 422 usw.

³⁾ cf. Erklärungen der Bilder 1—4 im vorausgehenden Texte.

⁴⁾ „Prahory východně od Světla nad Sázavou.“ Živa, VI. Jahrgang 1896, pag. 311.

⁵⁾ „Stříbrné doly v okolí Německého Brodu.“

gneis deckt sich zumeist mit dem Begriffe des grauen Gneises. Er umfaßt außer diesem noch die fibrolithführenden Gneise, einen durch Quarz-Sillimanit-Knauern ausgezeichneten, unabhängig davon behandelten Horizont, graue Zweiglimmergneis-Varietäten und Abarten, deren kartographische Darstellung nicht durchführbar war. Als untergeordnete Einschaltungen, die später zur Besprechung gelangen, wurden im Biotitgneisterrain die verschiedenen Amphibol- und Kalksilikatgesteine, die Quarzite, Graphitquarzite usw. aufgefaßt.

1. Cordieritgneis.

Mit diesem Namen bezeichne ich im Gebiete des Kartenblattes „Deutschbrod“ das cordieritreiche Gestein, das hauptsächlich in der südwestlichen Sektion, und zwar im Distrikte zwischen Lipnitz, Deutschbrod, Steken, südliche Blattgrenze von Steken gegen Westen und westliche Blattgrenze von der südwestlichen Ecke gegen Nord bis Pustolhotsko, in der zum Teile schon eingangs geschilderten Weise auf dem Zweiglimmergranite konstatiert werden konnte.

Obige Begrenzung ist eine beiläufige, denn man findet Cordieritgneise, zum Teile in der unmittelbaren Nachbarschaft des Granites, auch außerhalb dieses Gebietes wie zum Beispiel bei Světla an der Sazawa. Hier bildet er stellenweise an beiden Talgehängen anstehende Felsen, die jedoch oberflächlich zumeist stark verwittert sind.

Das Streichen der Schichten ist ein (mehr oder weniger) südöstlich-nordwestliches, das Verfläichen ein nordöstliches bis östliches.

Mit freiem Auge erkennt man im Gesteine einige Millimeter groß werdende Biotitschüppchen, braunrot oder rot gefärbten Feldspat, der manchmal zu Linsen oder Lagen aggregiert sein kann, ein Mineral von deutlichem Fettglanze und hellgelblichbrauner Färbung, den Cordierit und den Quarz.

Von einem Cordieritgneise dürften auch die Feldlesesteine, die in der Gegend nordöstlich und südöstlich von Světla beobachtet wurden, herkommen.

Ferner ist es ganz sicher, daß die Biotitgneise aus der Umgebung nördlich, östlich und westlich von Deutschbrod in verschiedenem Maße Cordierit führen und zumindest teilweise noch unanfechtbare Cordieritgneise sind. Wir verweisen vor allem auf die Einschlüsse von Cordieritgneispartien im Granite, wie sie schon Katzer aus dem Steinbruche oberhalb der Sazawa-Brücke in Deutschbrod beschrieb (cf. pag. 125 und Bild 1).

Vor der Stelle, wo die Straße, die von Deutschbrod gegen Osten (Frauental) führend, am Ausgange des Břevnicatales die Bahn übersetzt, findet man ferner unmittelbar an der Straße einen guten Aufschluß in einem Gesteine, das man bei der Arbeit im Felde als Biotitgneis oder manchmal als Biotitglimmerschiefer bezeichnen würde. Das Gestein ist deutlich dünnschiefriq, streicht nord-süd- bis nordost-südwestlich, Verfläichen westlich, beziehungs-

weise nordwestlich, Fallwinkel ca. 40° . Mit freiem Auge glaubt man (mit Bestimmtheit) nur braunen Glimmer und Quarz nebst Spuren von Sillimanit erkennen zu können.

Der Glimmer bildet winzige Schüppchen, die sich lagenweise anreichern und dann hier alle übrigen Elemente verdrängen. Es entstehen förmliche Glimmerhäute. Die Glimmerschüppchen, die in den Lagen zwischen den erwähnten Glimmerhäuten beobachtet wurden, erscheinen fast punktförmig. Dieses Gesteinselement liefert auch quer zur Schieferung gestellte Gebilde. Die Dimensionen des für Quarz gehaltenen Minerals erreichen selten die Größe eines Mohnkornes. Die einzelnen Körnchen wittern außerordentlich leicht heraus und liefern beim Zerschlagen eines Stückes viel feinen Sand.

Der Sillimanit kommt hier, wie gesagt, eigentlich nur in Spurenform vor.

Untersucht man nun dieses Gestein mikroskopisch, so findet man, daß die makroskopisch hellgelblichbraune Gesteinsmasse ein Gemenge dreier Minerale ist: Quarz, Feldspat und noch ein zweiachsiges Element. U. d. M. erkennt man nämlich zahlreiche farblose, unregelmäßig begrenzte zweiachsige Formen mit in die Augen springenden blaßgelblichen Umwandlungsprodukten und unvollkommenen Spaltrissen, was alles mit Rücksicht auf das übrige untersuchte Material für den Cordierit spricht.

Ferner sei bemerkt, daß das Verbreitungsgebiet des Cordieritgneises zum Teile auch über die Linie Deutschbrod—Steken in östlicher Richtung hinwegreicht. Östlich vom „Spitalhofe“ (südöstlich Deutschbrod), bei Klarbrunn, dann südlich von Blumendorf, in der Umgebung des Lerchenhofes und im Hochberg-Walde kann man hier und da Blöcke und häufig Lesesteine von deutlich ausgebildetem Cordieritgneise neben einem makroskopisch als Biotitgneis zu bezeichnenden Gesteine beobachten. Wegen ihrer hornfelsartigen Ausbildung seien hier nur noch die eigentümlichen, fast schwarzen Funde von Cordieritgneis (oder zumindest cordieritführendem Gneis) von nachstehenden Punkten erwähnt: westlich K. 444, südlich Rosenmühle bei Deutschbrod, westlich Dolní mlýn bei Habern, bei K. 590 südlich Jilem, östlich Sedletin und südlich Schönbrunn (westlich Přebyslav). Eine Probe von der letztgenannten Örtlichkeit ist einem von F. E. Suess gesammelten Handstücke von Hornfelsgranulit vom Valiberge bei Bobrau makroskopisch zum Verwechseln ähnlich. U. d. M. erweist sich jedoch unser Gestein viel feinkörniger, bedeutend biotitreicher, sehr granatarm und allem Anscheine nach spinellfrei. Bei der Besprechung des Biotitgneises kommen wir darauf zurück. Es ist nahezu ein Ding der Unmöglichkeit jeden Punkt einzeln anzuführen, wo vielleicht außerdem größere oder kleinere Spuren von Cordierit im Gneise beobachtet wurden. Übrigens bleibe die Abtrennung des Cordieritgneises gegen den Biotitgneis — dies sei ausdrücklich hervorgehoben — auch dann noch vielfach eine unsichere und in mancher Hinsicht subjektive. Erstens scheint nämlich der Cordierit nicht mit einem Schläge entlang einer bestimmten Grenze auszubleiben. Oft werden,

wie schon oben gezeigt, nicht die Mengen dieses Elementes, sondern nur die Dimensionen ¹⁾ der Körner kleiner.

Deshalb kann man häufig den Cordierit erst unter dem Mikroskope nachweisen. Da nun nicht jeder, obendrein vielleicht noch zersetzte Feldlesestein mikroskopisch studiert werden kann, so mag es sehr leicht geschehen sein, daß im Felde mancher Cordieritgneisestein als Biotitgneis gedeutet worden ist. Ferner läßt die Güte der Aufschlüsse viel zu vieles zu wünschen übrig, um eine ganz unanfechtbare Grenzlinie einzeichnen zu können. Schließlich wäre es jedoch auch zumindest mißlich, habituell so verschiedene Gneise, wie es zum Beispiel der Cordieritgneis vom Worlik bei Humpolec ist, mit dem erwähnten Gneise vom Ausgange des Břevnicatales zu vereinigen und umgekehrt den letzteren Typus von dem lokal äußerlich so gut wie gleichen oder zumindest sehr ähnlichen Biotitgneise zu trennen. Zwischen den echten Cordieritgneisen (Gegend bei Humpolec) und den typischen Biotitgneisen, wie wir sie später besprechen werden, bestehen übrigens derartige Übergänge, daß es trotz des riesigen Gegensatzes der Endglieder unmöglich ist, die beiden Gruppen entlang einer Linie scharf auseinanderzuhalten.

So viel vorläufig behufs richtiger Bewertung der Grenzlinie zwischen dem Cordierit- und dem Biotitgneise. Einiges folgt darüber später.

Was die Grenze gegen den Zweiglimmergranit betrifft, sei auf das eingangs auf pag. 122—125 Angeführte hingewiesen.

Als wesentliche Gesteinselemente verraten sich im mittelgrobkörnigen Cordieritgneise aus der Gegend von Humpolec Cordierit, Biotit, Orthoklas und in verschiedenen Quantitäten Quarz.

Dazu kommen noch in variablen Mengen ein Plagioklas, Muskovit, roter Granat, hie und da feinfasrige Sillimanitanreicherungen von weißlicher, grauer oder gelblicher Farbe, Magnetit und Pyrit.

Bei Deutschbrod fand schon Katzer ²⁾ bis taubeneigroße Cordierite. Ihre Dimensionen sinken jedoch (ebenfalls bei Deutschbrod), wie pag. 190—191 gezeigt, bis zur mikroskopischen Größe herab; kurz die Korngröße wechselt sehr stark. Dem freien Auge erscheint dieser Bestandteil in Körner- oder Streifenform. Ist die Farbe des Cordierites gelblich oder ist er gar farblos, so kann man ihn nicht sehr leicht vom gleich fettglänzenden Quarz unterscheiden. Dies scheint auch der Grund zu sein, weshalb der Cordierit von allen Forschern vor Katzer verkannt und für Quarz gehalten worden war.

Zum Glücke ist der Cordierit zumindest in besser erhaltenem Gesteinsmateriale zumeist verschieden blau (indigoblau, dunkelviolettblau, violettblau, himmelblau, hellblau, beziehungsweise bläulichweiß) und nur seltener grau bis grünlichgrau (respektive gelblich oder

¹⁾ Katzer, l. c. Band XIV, pag. 509.

²⁾ l. c. Band XIV, pag. 514.

farblos). Letzteres scheint besonders in den feinkörnigen Gesteinsabarten der Fall zu sein.

Der Biotit ist ein reichlich vorhandener wesentlicher Gemengteil. Menge und Schuppendimensionen sind sehr variabel. Mitunter können sie bis 0.5 cm^2 (und darüber) groß werden.

Die Feldspate (Orthoklas und Plagioklas) können grauweiß sein. Speziell der Orthoklas zeigt jedoch gerne eine rötliche bis fleischrote Farbe. Letztere Färbung bekommt gegenüber dem Feldspate des Zweiglimmergranites bei der Terrainarbeit nahezu die Bedeutung eines Unterscheidungsmerkmals. Eine so intensive Rotfärbung des Feldspates, wie sie im Cordieritgneise beobachtet wurde, kann ich nämlich aus dem Gebiete des Zweiglimmergranites für keine Lokalität angeben (cf. pag. 121).

Quarz ist verhältnismäßig (mitunter sogar auffallend) wenig vorhanden. Manchmal tritt er in Form feinkörniger Aggregate auch in größerer Menge auf.

Der Muskovit ist zumeist sehr selten mit freiem Auge zu erkennen.

Roter Granat wurde (zum Beispiel am Worlik) nesterartig beobachtet. Er tritt jedoch auch einzeln in kleineren Mengen auf. Wesentlicher Bestandteil wurde er nie. Häufig fehlt er überhaupt ganz. Auch erreichen die einzelnen Körner nie größere Dimensionen.

Großer Biotitgehalt verleiht dem Gesteine eine graue, bedeutende Mengen von Biotit und (von blauem) Cordierit eine dunkelblaugraue Farbe. Durch Verwitterung geht die graue Farbe stets in eine mehr oder minder rotbraune über.

Nach der Korngröße kann man mittelgrob bis (seltener) feinkörnige Abarten des Cordieritgneises unterscheiden; letztere gehen mitunter in hornfelsartige über.

Allem Anscheine nach ist der Wechsel vollkommen gesetzlos.

Unter dem Gesichtswinkel der Strukturform betrachtet, gibt es im Cordieritgneisgebiete im allgemeinen Partien, die in jedem Falle als Gneis zu benennen sind. Die Biotitschüppchen, mitunter sind es auch größere Täfelchen, sind untereinander parallel geordnet. Sie können zu Flasern, Häutchen oder auch zu schwachen Lagen angehäuft erscheinen. Dazwischen liegen ebenfalls in Lagen- oder in Linsenform die übrigen Bestandteile einzeln oder in Gestalt von Gemengen. Dies verleiht dem Gesteine bald eine mehr flaserige, bald mehr schiefrige (auch dünnschiefrige) oder Lagenstruktur; auch schuppige oder mehr flaserig schuppige Varianten kommen vor. Schon in diesen ausgesprochen nicht körnigen Abänderungen kann man im Querbruche fast immer eine unmöglich zu verkennende Querstellung der Biotitblättchen beobachten, daß heißt, einzelne Biotitblättchen stellen sich senkrecht zur Schieferungsebene. Im IV. Teile dieser Arbeit werden wir darauf nochmals zurückkommen.

In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle sind jedoch die Glimmerlamellen, Flasern und Lagen mehr oder weniger stark

verbogen und gewunden, wie dies schon Katzer¹⁾ für das Gestein aus dem obzitierten Steinbruche²⁾ bemerkte.

So fand Autor an der Bahnstrecke Deutschbrod — Humpolec, nicht ganz am halben Wege von der Station Heraletz zur Eisenbahnstation Humpolec, beiläufig auf der Verbindungslinie von Kamenitz und Duby, größere, mehr feinkörnige, rot verwitternde, Blöcke mit einer fast phyllitischen Fältelung. Dieselbe Erscheinung zeigte auch sehr deutlich ein muskovitführender Lesestein aus der Gegend nördlich Okroulic, ferner Funde nördlich von Horni (Ober-) Bauschitz (nördlich Světla) und noch von mehreren anderen Orten.

Da der Biotitgehalt mitunter in ziemlich beträchtlichen Grenzen schwankt, kann es vorkommen, daß relativ biotitärmere Ausbildungen des Cordieritgneises bei ganz unregelmäßiger Verbiegung der Schieferungsebene, die wegen des geringeren Biotitgehaltes ohnedies undeutlich wird, fast wie granitisch aussehen. Solche Verhältnisse wurden zum Beispiel beobachtet an einzelnen Blöcken im Walde westlich von der Humpolec — Komorowitzer Straße, an Feldlesesteinen nordwestlich von Humpolec und westlich Budikau, gegen den Blattrand zu.

Im Bahneinschnitte südsüdöstlich vom „w“ im Worte Plachow ist der Habitus des Cordieritgesteines ganz gneisgranitartig. Das Gestein bildet hier größere kugelförmige und wollsackartige Blöcke, in denen man auf den ersten Blick Biotitgranit zu erkennen vermeint. Stellenweise glaubt man daran sogar eine kugelförmige Absonderung beobachten zu können. Dort, wo die Wand des Einschnittes niedriger wird, sieht man derlei Bildungen auch im Walde herumliegen. Da sind sie jedoch schon sicher als Cordieritgneise mit zum Teile granitischer Struktur erkennbar.

Zwischen den Hektometersteinen 10·8 und 10·9, mehr gegen 10·9 als ganz in der Mitte, sammelte ich relativ biotitärmere Proben, bezüglich derer ich im Terrain im Zweifel war, ob ich es mit einer muskovitfreien Varietät des Granites oder mit einer fast vollkommen körnigen Ausbildung des Cordieritgneises zu tun habe. Auch Katzer³⁾ gibt den granitischen Charakter seines Cordieritgesteines an mehreren Orten wie folgt an: hinter dem Hektometersteine 9·8, und zwar oberhalb der Teiche zwischen der Bojarmühle (Bojarův mlýn) und Baudamühle — hier bezeichnet Katzer das Gestein kurzweg als „Cordieritgranit“ — und beim Hektometersteine 2·7.

Derlei fast richtungslos körnige Partien könnten noch von vielen anderen Stellen angeführt werden. Stets glaube ich jedoch denselben nur eine mehr untergeordnete Ausdehnung zusprechen zu müssen. Die typische und verbreitetste Strukturform des Cordieritgneises steht nämlich mehr in der Mitte zwischen der beschriebenen schiefrigen und dieser körnigen Varietät.

¹⁾ l. c. XIV. Bd., pag. 509.

²⁾ Bild 1, pag. 126.

³⁾ l. c. Bd. XIV., pag. 510—513.

Fundpunkte von hornfelsartigem Cordierit- (cordieritführendem) Gneis wurden bereits oben angegeben. In ihrem Äußeren sind die hierhergehörigen Gesteine durchgehends sehr feinkörnig, mehr oder weniger schiefrig, beziehungsweise auch in der Art gebändert, daß das hauptsächlich dunkelgraue bis dunkelblaugraue Gestein ganz schmale helle Zwischenlagen aufweist, die manchmal kaum 2 mm mächtig werden. Die Biotitschüppchen werden hier nur so groß, daß man sie eben noch sicher erkennt. Die in den helleren Zwischenlagen auftretenden Elemente sind dagegen so klein, daß man bei der Betrachtung mit freiem Auge zumeist nur vermuten kann, womit man es zu tun habe (Quarz, Cordierit).

Die wechselnden Mengen- und Größenverhältnisse der Gesteinsgemengteile beeinflussen zwar auch das mikroskopische Bild der Cordieritgneise, allein bei weitem nicht derart wie den Befund bei der makroskopischen Betrachtung.

Als wesentliche Gemengteile werden auch auf diesem Wege Cordierit, Biotit und gestreifter neben ungestreiftem Feldspat erkannt. Wie im Cordieritgneise vom Granulitzuge von Borry in Mähren¹⁾, so fehlt zwar der Quarz u. d. M. auch in unserem Gesteine nie, er bleibt jedoch auch hier an Menge immer hinter den Feldspaten zurück. Granate findet man selten, häufiger tritt ein heller Glimmer auf, ohne jedoch jemals an Menge besonders zuzunehmen. Auch der Fibrolith hat in unserem Gesteine die nämliche Bedeutung wie im bezüglichen mährischen Cordieritgneise. Seine Quantität ist sehr variabel, ohne jemals im Dünnschliffe ganz zu fehlen. Die Bedeutung akzessorischer Elemente haben der Zirkon und der Rutil. Apatit beobachtete ich nie sicher. Die Erze werden vertreten durch den Magnetit und Pyrit. Hie und da als Interposition beobachteter, feinverteilter Staub kann vielleicht eine fragliche graphitartige Substanz sein.

Im Gesteine von der Ruine Worlik bei Humpolec ist der Cordierit u. d. M. vollkommen farblos. Abgesehen von einer sehr unvollkommenen Spaltbarkeit bemerkt man an den unregelmäßigen Querschnitten nur gesetzlos verlaufende Risse und Sprünge. Auf all den verschiedenen Trennungsflächen siedeln sich die bekannten blaßgelblichen bis blaßgelblichgrünen Zersetzungsprodukte an und bilden in manchen Schliften ein ausgezeichnetes Hilfsmittel zwecks Trennung des Cordierites vom Quarze. Alle Schnitte mit derlei Merkmalen verrieten sich im c. p. L. als optisch zweiachsig, und zwar lag die Achsenebene parallel der erwähnten sehr unvollkommenen Spaltbarkeit.

Die interessantesten Einschlüsse im Cordierit sind die winzigen Zirkonkörner mit den sie umgebenden kleinen goldgelben pleochroitischen Höfen. Neben obigen Merkmalen ein gutes Unterscheidungs mittel gegenüber dem Quarze.

Ein sehr häufig beobachteter Einschluß im Cordierit ist ferner der Sillimanit. Dieser bildet farblose Nadeln oder er ist zu Büscheln, Garben, tannenzweigähnlichen Gebilden, oder ganz unregel-

¹⁾ F. E. Suess, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 628.

mäßigen Partien vereinigt. Neben Sillimanit konnte als Einschluß verhältnismäßig häufig auch ein brauner Glimmer (Biotit) und ein grünliches, schwach doppelbrechendes Mineral in unregelmäßigen Durchschnitten beobachtet werden.

Schließlich sei noch erwähnt, daß eben der Cordierit sehr häufig und reichlich feinstaubige Interpositionen zu führen scheint, die vielleicht graphitartiger Natur sein könnten. Diese Einschlüsse sind manchmal streifenartig angeordnet.

Der Biotit zeigt nur unregelmäßige Formen und lebhaften Pleochroismus. Wie im Cordierit so konnten wir auch im Biotit dunkle pleochroitische Höfchen um Zirkonkörnern und einen scheinbar einachsigen Charakter dieses Minerals beobachten. In den randlichen Partien der Biotitblättchen findet man nicht selten Sillimanitnadeln (Fibrolith). Der Biotit scheint sich häufig wie in Sillimanit auszufasern, mitunter ist er dagegen auch wie durchspickt mit derlei Nadeln. Lokal erscheint der Biotit parallel verwachsen mit Muskovit. Dabei treten die Spaltrisse aus den dunklen in den hellen Glimmer ohne jede Unterbrechung über. Die Grenze zwischen den beiden Glimmerarten verläuft mitunter parallel der Spaltbarkeit, manchmal jedoch auch unregelmäßig. Sie war stets deutlich zu sehen; man hatte es sicher mit keiner Ausbleichung zu tun. Im Vergleiche zur vorhandenen Menge des Biotites ist jene des Muskovites minimal. Abgesehen vom Zirkon sind als Einschlüsse aus dem Biotit noch die bekannten Rutilnadelchen und ein Erz (Magnetit) anzuführen. Umgewandelt erscheint der Biotit in ein grünes Mineral, das allem Anscheine nach der Chloritgruppe angehört. Die Spaltbarkeit bleibt dabei erhalten, ja sie scheint sogar noch deutlicher hervorzutreten. Auffallend ist in den (eventuell) chloritisierten Durchschnitten der größere Reichtum an Erzpartikelchen und ein im reflektierten Lichte beobachteter lichter, sehr schmaler Saum. Dieser letztere erinnert lebhaft an manche Leukoxenbildungen. Die erwähnte Umwandlung erfolgt lamellenweise, so daß man noch ganz sicher Biotitlamellen nachweisen kann.

Feldspate. Ein Schnitt wies ein System sehr vollkommener Spaltrisse auf; diese wurden als $\parallel (001)$ gedeutet. Zwillingsstreifung war keine zu beobachten. Senkrecht auf der Schlißfläche stand eine Bisektrix, und zwar, wie aus dem folgenden zu entnehmen ist, a. Parallel zur angeführten Spaltbarkeit lag nämlich die Achsenebene und c, senkrecht dazu b. Derlei Schnitte wurden als Orthoklas gedeutet. Zum Teile ist derselbe kaolinisiert, im großen und ganzen ist er jedoch ziemlich frisch. Seine Menge ist relativ beträchtlich, die Form unregelmäßig. An Quantität scheint der ungestreifte den gestreiften Feldspat zu übertreffen. Neben dem, wie es scheint, im Gesteine südöstlich von Humpolec vorherrschenden, glatten Orthoklas ist der Feldspat auch als Mikroperthit entwickelt. Ganz vereinzelt konnten auch Mikrokлиндurchschnitte (Gitterstruktur) erkannt werden.

Von einem Feldspatkorne, an dem man die Spaltfläche (001), dann (010), *T* und *l* erkannte, wurde ein Blättchen parallel (001) zwecks optischer Untersuchung abgespalten. Das Material, an dem dies

vorgenommen wurde, steht westlich vom Kreuzungspunkte der Nordwestbahnstrecke und der von Světla gegen Nord führenden Straße an. Mehrere Messungen der Auslöschungsschiefe ergaben einen Wert von $-13^{\circ} 22'$. Dieser Feldspat ist mithin ein recht basischer Labrador, der schon an einen Bytownit angrenzt.

An einem anderen Querschnitte wurde die Feldspatbestimmung mit Hilfe der beobachteten „symmetrischen Auslöschungsschiefe“ vorgenommen, die 37° betrug und sogar auf einen Anorthit hinwies. Dieses letztere Material stammt aus dem Bahneinschnitte westlich von Plachov (südöstlich Humpolec).

Im Gesteine aus der Gegend südlich K. 606, südöstlich Humpolec wurden ferner am Feldspate folgende Beobachtungen gemacht.

Ein unregelmäßig begrenzter Schnitt wies ein System von Spaltrissen auf. Diese verästelten sich ein paarmal und sprangen auch über, hielten jedoch häufig lange an und blieben streng parallel untereinander. Deshalb wurde diese Spaltbarkeit als parallel (010) aufgefaßt. Quer zu ihr verlief eine unvollkommenere, die sich durch viel kürzere, spärlichere und unregelmäßigere Sprünge verriet. Sie wurde als parallel (110) gedeutet. Der optische Charakter war positiv. In c. p. L. sah man oben rechts (etwas schief) ein Achsenbild. Im p. p. L. schlossen die Projektion der Achsenebene und die Spaltbarkeit \parallel (010) einen Winkel von $-18^{\circ} 30'$ ein. Der Plagioklas kann auf Grund dessen also auch hier wie oben im ersten Falle als ein recht saurer Bytownit oder sehr basischer Labradorit aufgefaßt werden. Einen Labradorit hat in seinem Cordieritgneise auch F. E. Suess¹⁾ bestimmt. Unser Schnitt zeigt minimale Spuren einer Kaolinisierung und der Neubildung eines farblosen Glimmers. In manchen Schnitten tritt auch ein Karbonat auf.

Manche Feldspäte verrieten eine sehr feine Zwillingsstreifung. Die Bestimmung der symmetrischen Auslöschungsschiefe ergab in derlei Schliften senkrecht zur Zwillingssebene (Albitgesetz) stets nur sehr geringe Werte. Diese Beobachtungen ließen wohl auch noch auf einen saureren Plagioklas schließen, als ihn obige numerischen Werte anzeigen. Wie in dem von F. E. Suess beschriebenen Cordieritgneise²⁾, so könnte also der Plagioklas allenfalls auch bei uns zum Teile als ein Oligoklas vorliegen.

In zwillingsgestreiften Plagioklasdurchschnitten konnten hie und da Myrmekitbildungen erkannt werden.

Vom Quarze wurde das Wesentliche bereits angeführt. U. d. M. tritt er in Form einzelner unregelmäßiger Körner oder Körnergruppen auf. Interessant ist das Formverhältnis und der Verband von Quarz und Muskovit. Beide sind miteinander derart verbunden, daß man sagen kann, der eine bildet ein Skelett im anderen, das heißt, der Muskovit bildet ganz unregelmäßige, wie löcherig erscheinende Bildungen und in den Lücken zwischen der Muskovitsubstanz siedelt sich der Quarz (optisch einachsiges, positives Mineral von sehr kleinem n) an.

¹⁾ „Der Granulitzug von Borry“, pag. 680.

²⁾ L. c. pag. 629 und 630.

Im Biotit bildet der Quarz mitunter kreisrunde bis ellipsoidische (Eiern ähnliche) Einschlüsse.

Auffallend ist einerseits der allgemeine Mangel von Flüssigkeitseinschlüssen im Quarze und andererseits seine reichliche Biotit- und Sillimanitführung in manchen Schlifften. Im Schlifffmateriale vom Waldwege, der vom Jägerhause K. 599 (nördlich Wilhelmsow) nach Plachov führt, sah man im Quarze schön regelmäßig entwickelte, sechsseitige, kleine Biotitblättchen. (Gleiche Einschlüsse wies hier auch der Cordierit auf.)

Ein makroskopisch rosenroter, u. d. M. so gut wie farbloser Granat fehlt zwar, wie gesagt, nicht vollständig, er konnte jedoch im Cordieritgneise nie sehr häufig nachgewiesen werden. Zumeist sind seine Dimensionen sehr gering; nur ganz lokal erreicht dieses Mineral Linsengröße.

Der Sillimanit bildet vereinzelte feine Nadeln oder Aggregate von derlei Gebilden. Erstere liegen zumeist in der Schieferungsebene. Von den Aggregaten gilt dagegen dies nur teilweise. Die Formen der Aggregatquerschnitte spotten jeder Beschreibung; man erkennt daran zum Beispiel garben-, tannenzweig-, eisblumenartige oder auch ganz unregelmäßig zusammengeballte Gestalten.

Die einzelnen Nadeln sind gänzlich farblos, die Aggregate derselben grau. Manchmal werden die letzteren auch hellbraungrau. In den meisten dieser Fälle erkennt man jedoch, daß dann mit der Bildung des Sillimanites in irgendeiner Weise der Biotit im Zusammenhange gestanden sein dürfte. In der Mitte des Aggregates kann man nämlich wie eine Art Rest, beziehungsweise erste Spur eines anderen Minerals wahrnehmen. In manchen Fällen ist es, wie gesagt, sicher Biotit. Derartige mehr zentral gelegene Partien zeichnen sich von der Umgebung durch lebhaftere Interferenzfarben aus.

Die Menge des vorhandenen Sillimanites ist sehr variabel. Während in dem u. d. M. untersuchten Materiale vom westlichen Abhange des Orlik (Ruine Worlik) massenhaft Fibrolith konstatiert werden konnte, ist im Cordieritgneise, den man am Wege vom Jägerhause K. 599 (südlich Rozkosch und östlich Humpolec) gegen Plachov antrifft, von dem Bestandteile nur wenig vorgefunden worden. Mit dem fallenden Sillimanitgehalte ist in der genannten Gegend der Feldspatgehalt (kaolinisierter Ortho- und Plagioklas) (wie es scheint) gestiegen.

Der Zirkon bildet unregelmäßige Körner oder kurze Säulchen. Um denselben wurden pleochroitische Höfchen beobachtet, mag das Mineral im Cordierit oder im Biotit gelegen sein.

Körnige Ausbildungen des Cordieritgneises zeigen mitunter als zufälligen Bestandteil auch einen dunklen Turmalin (westlich vom Kreuzungspunkte der Nordwestbahn und der von Světla kommenden Straße).

Das vorhandene Erz ist zumeist Magnetit. Man findet jedoch auch Spuren von Pyrit.

Struktur. Im Schlicfe vom Sammlungsmateriale vom „Worlik“ ist die Begrenzung der Bestandteile eine geradlinige, oder diese zeigen wenigstens die Tendenz, in geradlinig begrenzten Durchschnitten

aufzutreten. Die Neigung zur derartigen Begrenzung zeigt sich speziell dadurch, daß selbst aneinanderstoßende Quarzkörner in Schlifften von geraden Linien begrenzt werden. Erstere verraten dabei nicht selten scharfbegrenzte sechsseitige Querschnitte. An diesen wurde mehrmals ein vermeintlicher Prismenwinkel mit zirka 120° (u. d. M.) bestimmt. Von einer feinen Verzahnung der Elemente, wie dies in wirklichen Gneisen der Fall ist, und von einer häufigen undulösen Auslöschung derselben kann hier nicht gesprochen werden. In dem untersuchten Materiale (vom Wranaberger) grenzen nämlich die Elemente, außer geradlinig, nur noch mit (zumeist flach) konkav-konvexen Flächen aneinander.

2. Biotitgneis im allgemeinen.

Die Bezeichnung Biotitgneis im allgemeinen, fasse ich hier in der Weise als Sammelnamen auf, daß ich darunter vornehmlich schiefrige, kleinkörnige, braune, braungraue oder graue, glimmerreiche Biotitgneise, die ich als Biotitgneise im engeren Sinne des Wortes benenne, dann aber auch Biotitgneisglimmerschiefer, Biotitglimmerschiefer, fribolithführende Gneise sowie noch sonstige mineralogisch analog zusammengesetzte Felsarten von schiefriger Textur (wie zum Beispiel den cordieritführenden Biotitgneis pag. 190—191) sowie zum Teile auch einen grauen Zweiglimmergneis oder Muskovitgneis verstehe, sofern diese im Terrain, also mit freiem Auge, nicht als ein selbständiges gebirgsbildendes Schichtglied faßbar und verfolgbar waren, dann sofern selbe nur ganz untergeordnete Modifikationen des Biotitgneises (im engeren Sinne des Wortes) repräsentieren und vielleicht auch durch alle möglichen Zwischen- und Übergangsformen mit jenem verknüpft sind. Ich bin mir dabei sehr wohl bewußt, daß dadurch der Ausdruck Biotitgneis ein etwas vielumfassender wird. Es scheint mir jedoch, daß für unsere Zwecke vielleicht eine breitere Rahme zweckdienlicher sein dürfte als subtile petrographische Unterscheidungen, die im Terrain nicht erkennbar wären oder zwar lokal beobachtet, nicht aber auf eine gewisse Strecke hin verfolgt werden könnten.

Eine weitgehende Spezialisierung auf Grund rein mineralischer Momente könnte überdies dazu führen, daß manchmal im Felde gleich aussehende Gebilde verschieden und makroskopisch ungleich scheinende Proben als ident oder zumindest mineralisch derselben Gruppe angehörig gedeutet werden müßten (cf. pag. 190—191).

Wie bemerkt, habe ich auch gewisse graue Zweiglimmergneise, die in Muskovitgneisvarietäten übergehen (und in der Umgebung der Stadt Chotéboř vorkommen), der Bezeichnung Biotitgneis untergeordnet. Dies teils wegen den Übergängen zu diesem, hauptsächlich jedoch deshalb, weil durch ihre kartographische Ausscheidung das geologische Kartenbild Unklarheiten bieten würde und eventuell ganz etwas anderes zeigen könnte, als

es in der Absicht des Autors gelegen war. Im weiteren Texte soll aller diesbezüglichen Einzelheiten besonders Erwähnung getan werden.

Mit Rücksicht auf das Gesamtergebnis der Untersuchung wolle man also unter dem Ausdrucke Biotitgneis im allgemeinen Sinne des Wortes die Bezeichnung für ein mineralogisch teilweise variables, schiefriges Gemenge von Biotit, Quarz und Feldspat, (lokal auch Muskovit, eventuell Cordierit) verstehen. Welche geologische Bedeutung demselben im Bereiche des Kartenblattes zukommt, das wolle man dem vierten Teile dieser Arbeit entnehmen.

Da der rote Zweiglimmergneis (pag. 139) noch auf ein geringeres Territorium der nordöstlichen Sektion beschränkt ist als der Cordieritgneis in der südwestlichen (pag. 190) und da ferner, abgesehen vom Cordieritgneis und vom Granite (in der Südwest- und im südwestlichen Teile der Nordwestsektion) (pag. 118) kein anderes Gestein besonders große territoriale Ausdehnung aufweist, deshalb kann der Biotitgneis in dem allgemeinen Sinne, wie oben verzeichnet, mit Fug und Recht als das in unserem Gebiete verbreitetste Gestein bezeichnet werden. Abgesehen von der Südwestsektion beteiligt er sich nämlich in ganz hervorragendem Maße an dem Aufbaue der Gebiete aller drei übrigen Sektionen.

Auf die Schwierigkeit der kartographischen Trennung des Biotitgneises (i. a. S. d. W.) von dem im allgemeinen gröber-körnigen Cordieritgneis wurde bereits im vorausgehenden Abschnitte hingewiesen. Einiges soll gelegentlich später eingeflochten werden.

Während der Cordieritgneis, dort wo er in größeren, geschlossenen Gebieten auftritt (Gebirgsrücken zwischen Humpolec und Lipnic, Gegend südlich Humpolec, bei Krasoňov, Skala, Pollerskirchen u. a. O.), in Blockform an der Oberfläche zu erscheinen pflegt, ist dies beim Biotitgneis bis auf eine Ausnahme westlich von Chotěboř so gut wie nie der Fall.

Hätte man nicht Bahneinschnitte und zerstreut angelegte Steinbrüche, beziehungsweise Schottergruben, so müßte man sich zum größten Teile nur mit Feldlesesteinen helfen, denn das ganze Gebiet des Biotitgneises ist mit wenigen Ausnahmen sehr schlecht aufgeschlossen. Die ungewöhnlich breiten Täler (cf. pag. 117) sind an ihren Sohlen mit mehr oder weniger mächtigen alluvialen Bildungen bedeckt, während auf den Gehängen und einförmigen Plateaux mächtige, weit verbreitete Lehmlager zur Ausbildung gelangt sind, die das geologische Bild der Gegend gründlich zu verschleiern imstande sind. Eine in geologischer so wie in landschaftlicher Hinsicht sehr „traurige“ Gegend!

Ähnliche Wechselbeziehungen, wie sie oben (pag. 125—130) zwischen dem Zweiglimmergranite und dem Cordieritgneis konstatiert wurden, bestehen auch zwischen dem Biotitgneis und demselben Granite.

Wie dort, so scheint auch hier die granitische Unterlage unter dem Gneis förmlich hervorzuwuchern oder der Gneis bildet eine Art schadhafte gewordener Decke, durch deren größere oder kleinere Lücken die Unterlage (Granit) hervorlugt.

Als derartige Lokalitäten seien namentlich angeführt die Gegenden bei Lhota Ovesna, Smrdov, Tis, Lučic, nördlich Lustig Saar, südlich Jiřikau, Čachotin, nördlich Rauchstein, Frauental, Böhmischeschützendorf und nordöstlich Hochtann.

Die erwähnten Lücken der Gneisdecke sind jedoch nicht überall gleicher Natur, beziehungsweise gleichgroß. Infolgedessen tritt auch der Granit an den verschiedenen Punkten nicht mit gleicher Deutlichkeit auf.

Im nachstehenden folgen die Beobachtungen an den einzelnen Stellen. Diese mögen gleichzeitig als eine Ergänzung der Angaben über das Auftreten des Granites aufgefaßt werden.

Zwischen den Stationen Deutschbrod und Schlappenz der österreichischen Nordwestbahn finden wir den Granit zum Beispiel südöstlich von der Haltestelle Friedenau entlang des Bahnkörpers sehr gut aufgeschlossen. Die Gneisdecke ist hier völlig abgetragen. Stellenweise erkennt man den Granit von dem Waggon aus.

Ähnliche Verhältnisse wurden bei Frauental (östlich Deutschbrod) beobachtet. Vom Fuße des Kalvarienberges ist der Gneis zugunsten des Granites gegen Nord zurückgewichen.

Bei Čachotin fand ich (neben Biotitgneis) reichlich mittelgroße Granitblöcke, die in besagter Gegend zur Feldeinfriedung und zu dergleichen Zwecken verwendet werden.

In der Schlucht nordöstlich Lhota Ovesna trifft man auf zahlreiche Lesesteine von Biotitgneis und Zweiglimmergranit. Nahe bei K. 549 (auf dem Abhange) stieß ich auf einen temporären Aufschluß, in dem der Biotitgneis in Gesellschaft mit muskovitreichem (Zweiglimmer-) Granite vorhanden war. Im genannten Dorfe selbst steht dagegen am Wege gegen K. 554 ein Zweiglimmergranit allein an.

Weiters findet man ziemlich große Granitblöcke nördlich und nordwestlich von Smrdov. Speziell nördlich davon stand der muskovitreiche Granit in einer kleinen Schottergrube sogar an. Noch in Smrdov selbst sowie auch an der Bahnstrecke westlich von dem genannten Dorfe findet man dagegen einen Biotitgneis. An letzterem Orte kann der Biotitgneis (nebst einer Amphibolitbank) gut aufgeschlossen anstehend beobachtet werden. Am östlichen Rande des dortigen Granites, das heißt in Smrdov, fällt der Gneis bei mehr oder weniger nordwestlich-südöstlicher Streichrichtung vom Granite ab, also gegen Osten ein; am westlichen Rande desselben Granites untertäuft dagegen der Gneis den Granit. Interessant ist es, wie sich hier der Gneis an den Granit anschmiegt und ihn in aller Form umhüllt, denn nordwestlich von Smrdov streicht der Gneis an der Bahn h 1 und fällt nach h 7; östlich davon sehen wir den Gneis und seine Amphiboliteinlagerung schon h 9 streichen und h 3 verflächen; südwestlich von Smrdov streichen die nämlichen Gesteine wieder h 1 und fallen nach h 7 unter den Granit ein und am südlichen Ende dieser Granitausscheidung sehen wir schließlich die Schieferhülle in h 7 streichen und nach h 1 einfallen.

Späteren Angaben vorgreifend, beziehungsweise auch als Ergänzung zu den pag. 125—130 angeführten Tatsachen können wir bemerken, daß mit Rücksicht auf diese Lagerungsverhältnisse vielleicht auch der Granit von Smrdov als jünger zu deuten ist wie die Schieferhülle und daß er in diese vielleicht eingepreßt wurde.

Nordöstlich von der Eisenbahnstation Okroulitz ist am rechten Gehänge des dortigen Tälchens einzig und allein ein Zweiglimmergranit zur Ausbildung gelangt. An ein paar Stellen fand ich ihn unmittelbar anstehend. Der beste Aufschluß war gerade unter der Häusergruppe an einer Stelle an der Straße Okroulitz — Deutschbrod.

Verfolgt man die genannte Straße von dort gegen Ost, so wird man nun folgender Verhältnisse gewahr. Nördlich von der Straße erhebt sich eine Wand. Entlang derselben sind Schotterbrüche angelegt. Das dortige Gestein ist also sehr gut aufgeschlossen. Unmittelbar östlich vom erwähnten Tälchen, das von Lustig Saar herabkommt, steht ein deutlich schiefriger Biotitgneis an; etliche Schritte weiter östlich macht dieser einer Zweiglimmergranitbank Platz, die noch weiter östlich, ohne besondere Mächtigkeit zu erlangen, wieder an einen Biotitgneishorizont grenzt. Bevor wir zum ersten kleinen Seitengraben gelangen, der in nordsüdlicher Richtung verläuft, sehen wir denselben Wechsel sich nochmals wiederholen. Auf die erwähnte (zweite) Biotitgneisbank folgt nämlich noch einmal eine (zweite) Zweiglimmergranitbank und auf diese nochmals ein (dritter) Biotitgneiskomplex. Im ganzen haben wir also auf dieser kurzen Strecke drei Gneishorizonte zu beachten, die dadurch zustande kommen, daß zweimal lagerförmig auftretender Granit ihren Zusammenhang unterbricht. Die einzelnen erwähnten Komplexe grenzen scharf gegeneinander ab. Übergänge existieren keine. Der Biotitgneis der drei angeführten Horizonte streicht nordsüdlich und verflächt in östlicher Richtung, der Fallwinkel betrug 50 bis 60°. Ganz dieselbe Lagerung verraten (zumindest scheinbar) die körnigen Granitbänke.

Östlich vom Bahnwächterhause nordöstlich K. 414 (Kote am linken Sazawaufer) fand ich nochmals herrschenden Biotitgneis. Dazwischen konnte auch der Zweiglimmergranit wieder konstatiert werden. Die Beobachtungen sind jedoch hier insoferne nicht mehr so sicher wie früher, weil man zum Teile schon mit herumliegenden Blöcken operieren mußte. Der Zweiglimmergranit wird übrigens hier schon mehr ein Biotitgranit. Wie typischer Zweiglimmergranit und Biotitgneis bankförmig wechsellagern, sieht man ferner sehr schön in der Gegend, wo der Karrenweg von Ober-Chlistov den Bahnkörper übersetzt. Man hat da abermals zwei Zweiglimmergranitbänke (Lagergranite) mitten drinnen im Gneise. Die Grenzen sind scharf; die Lagerung ist wie im früheren Falle.

Die steile Wand am rechten Ufer der Sazawa, nördlich von der Brücke über diese, besteht ganz aus Biotitgneis. Dieser streicht, wie in den früheren Fällen, in nordsüdlicher Richtung und verflächt gegen Ost.

Fassen wir nun die Umgebung von Perknau ins Auge.

Von Lustig Saar sehen wir zwei Talschluchten zur Sazawa herabkommen. Das südliche Ende der Landzunge zwischen beiden wird vom Zweiglimmergranite gebildet, der dort auf Grund von Lesesteinen konstatiert wurde. Man findet jedoch auch Belege für die Existenz des Biotitgneises. Knapp (westlich) bei Perknau steht dagegen der Gneis, wie in den früheren Fällen gelagert, an der Sazawa unmittelbar an. Östlich von Perknau findet man Gneislesesteine.

Analoge Verhältnisse wurden am linken Sazawa ufer konstatiert.

In der Gegend nördlich Klanečna zum Beispiel wechselt fast auf Schritt und Tritt unser Biotitgneis (der in manchen Fällen auch Cordierit führen mag) mit dem Zweiglimmergranite. Die Mächtigkeit der einzelnen Vorkommen wechselt ziemlich stark. Wie am rechten Sazawa ufer so streicht der Gneis auch am linken stets in nord-südlicher Richtung und verflächt gegen Osten unter einem ebenfalls gleichen Winkel von 50—60°. Er ist also nur die Fortsetzung des Gneises vom rechten Ufer. Dasselbe gilt von den granitischen, lagerförmigen Einschaltungen.

Es sei erwähnt, daß ein gleicher Wechsel von Gneisen und Graniten wie im Sazawatale auch abseits davon, wie beispielsweise im Tale des Pollerskirchner Baches, ferner im Tale, das zwischen Deutschbrod und Perknau ins Sazawatal mündet u. a. m. a. O. beobachtet wurde. Auch nordwestlich von Poděbab kann man auf Grund von Lesesteinen und schlechten Aufschlüssen einen mehrmaligen Wechsel von Gneis und Granit konstatieren.

Besonders schön steht der Gneis am rechten Ufer des Pollerskirchner Baches nordwestlich Poděbab und an dessen Mündung in die Sazawa an, während dagegen nördlich von Poděbab abermals ein biotitreicher Zweiglimmergranit vorkommt und in dem Einschnitte der Nordwestbahn ebenfalls ansteht.

Derartige Wechselbeziehungen wurden also zwischen Biotitgneis und Granit in jenen Gebieten erkannt, wo die Gesteine durch natürliche oder künstliche Aufschlüsse vollkommen aufgeschlossen vor uns lagen.

Diese Erkenntnisse sind wichtig zwecks richtiger Beurteilung der geologischen Verhältnisse im Biotitgneisgebiete in mangelhaft aufgeschlossenen Distrikten, wo wir fast nur auf Lesesteine angewiesen sind.

Betrachten wir zum Beispiel die Gegend im Dreiecke Lučic, Lustig Saar und K. 561, beziehungsweise Radostin.

In dem Eck bei Lučic wurde auf einem Felde eine ca. 1 m tiefe Grube angetroffen, in der ein Zweiglimmergranit und Biotitgneis vollkommen aufgeschlossen nebeneinander auftraten.

Fast südlich von K. 595 und nordwestlich K. 521 lagen dagegen nur Biotitgneislesesteine vor; dabei entwickelte sich eine Lehmdecke von 1 m Mächtigkeit (im Hohlwege aufgeschlossen). Weiter südöstlich von der besagten Stelle, beim Kreuze nördlich K. 521, fand man verstreute Belege für einen Biotitgneis und für den Granit. Im Dorfe Lustig Saar kommt im Gegensatze dazu wieder nur Biotit-

gneis vor, und zwar steht er da an. Er streicht in nordwestlich-süd-östlicher Richtung und fällt gegen Nordost ein. Am Anfange des Weges von Lustig Saar gegen Okroulitz sehen wir dagegen abermals den Zweiglimmergranit anstehen.

In der nordöstlichen Ecke des in Rede stehenden Dreieckes tritt fast bei K. 561 ebenfalls Biotitgneis auf. Er streicht nahezu nordsüdlich bei fast östlichem Verflächen. Knapp daneben war aber wieder ein Muskovitgranit in einer Grube aufgeschlossen.

Erwägen wir diese Verhältnisse und den Umstand, daß an dem Wege von Lučic über Chlum nach Radostin (wenn überhaupt etwas zu sehen war) fast ausschließlich Biotitgneislesesteine vorlagen, so muß zugegeben werden, daß man sich vom geologischen Baue des besagten Dreieckes wohl sehr verschiedene Meinungen zu bilden berechtigt wäre, falls man nicht die Aufschlüsse von der Nordwestbahn, beziehungsweise von der Sazawa kennen gelernt hätte.

Hand in Hand mit jenen Erfahrungen dürfen wir jedoch versuchen den geologischen Bau des bezüglichen Distriktes wohl derartig zu deuten, daß wir analoge Verhältnisse wie im Sazawatale auch hier annehmen. Mit einer nahe an Gewißheit grenzenden Wahrscheinlichkeit dürfen wir daher sagen, daß hier vielleicht beiläufig nordsüdlich streichende und fast östlich einfallende Gneistafeln vorliegen, zwischen denen verschieden mächtige Bänke des Zweiglimmergranites, der bald etwas mehr Biotit, bald etwas mehr Muskovit führt, (zum Teile lagerartig) eingeschaltet sind. An der Oberfläche verwittern beiderlei Bildungen und liefern im primären Stadium die beobachteten Lesesteine und im sekundären Lehm.

Um Hypothesen jeder Art aus der graphischen Darstellung möglichst zu eliminieren, wurde für die Kartenzzeichnung in derlei Fällen folgender Vorgang gewählt. Als herrschendes Gestein wurde beispielsweise im besagten Dreiecke der Zweiglimmergranit (mit zumeist beträchtlicher Biotitführung) aufgefaßt und zur Darstellung gebracht. Der Biotitgneis ist in Wirklichkeit vielleicht in gleicher Menge vorhanden. Die beobachteten Verhältnisse im Sazawatale würden zumindest nicht gegen eine derartige Deutung sprechen.

Mit Rücksicht auf die scheinbar geringeren Mengen des Gneises an den von mir begangenen Wegen und in Erwägung des Umstandes, daß mit wenigen Ausnahmen nur Lesesteine vorlagen, wurde er jedoch in Form von Quadraten verzeichnet, deren Bedeutung nur die sein soll, daß im angeführten Landstriche und in allen analog aufgefaßten Gegenden außer Granit auch Lesesteine von Biotitgneis vorkommen. Gerade das Entgegengesetzte gilt beispielsweise für die Gegend nördlich bei Lučic. Autor gesteht es jedoch unumwunden ein, daß in manchem derartigen Falle das Urteil betreffs der Menge der verschiedenen Gesteine ob Mangels an geeigneten Aufschlüssen lokal subjektiv gefärbt ausgefallen sein kann.

Soviel über das Auftreten des Biotitgneises in der unmittelbaren Nachbarschaft des Zweiglimmergranites.

Über das Verhältnis des Biotitgneises zum vorne geschilderten Zweiglimmergranitgneise vergleiche man die Angaben auf pag. 131—132.

Natürlicherweise muß auf Grund derartiger Beobachtungen mit Bezug auf die Gneise überall ein jüngeres Alter der Granite abgeleitet werden. Weitere diesbezügliche Deduktionen folgen im IV. Abschnitte der vorliegenden Studie.

In der älteren Literatur findet man häufig die Angabe, daß zwischen dem Biotitgneise und dem Granite Übergänge existieren. Ich kann jedoch diese durchaus nicht zugeben (vgl. auch pag. 120), obschon ich sie ursprünglich, solange ich die eben geschilderten Wechselbeziehungen zwischen Granit und Biotit-, beziehungsweise auch Cordierit-Gneis nicht kannte, selbst plausibel fand.

Um die Ausbildung des Biotitgneises kennen zu lernen, ohne uns der Gefahr auszusetzen schiefrige Randpartien des Zweiglimmergranites (cf. pag. 120) als solchen aufzufassen, begeben wir uns nun in das geschlossene Biotitgneisgebiet, also in Distrikte, wo wir möglichst wenig oder keine Graniteinlagerungen beobachtet haben.

Anschließend an das mir in Manuskriptform fertig vorgelegene, von Professor A. Rosiwal aufgenommene Kartenblatt „Polička und Neustadt“ (Zone 7, Kol. XIV) fand ich, daß die ganze Ostgrenze meines Aufnahmeblattes von der äußersten Südostecke bis ungefähr zur Gegend genannt „Podhorska louka“ mit untergeordneten Unterbrechungen nur aus Biotitgneis im weiteren Sinne des Wortes besteht.

In der Umgebung von Sirakov finden wir südöstlich streichende und dementsprechend südwestlich einfallende Biotitgneise im engeren Sinne des Wortes. Das Gestein von Sirakov ist nämlich ein grau gefärbter Gneis, der dem unbewaffneten Auge fast nur hellgrauweißen Feldspat, Biotitschüppchen und relativ wenig Quarz verrät. Der Feldspat ist infolge der Verwitterung des Gesteines auch etwas hellgraubraun gefärbt. Seine Größe erreicht zwar manchmal die Dimensionen eines größeren Stecknadelkopfes, zumeist bleibt sie jedoch sehr gering. Der Biotit bildet winzige Schüppchen, die einzeln oder zu kleinen Flatschen vereint die Schieferungsfläche markieren; er kann sich jedoch auch zu zusammenhängenden Häuten vereinigen, welche glimmerärmere Quarzfeldspatlagen mehr oder weniger voneinander trennen. Wo der Glimmer (wie im ersteren Falle) stärker zurücktritt, kann es zur Ausbildung zumindest zum Teile körnigerer Varietäten kommen, meistens haben jedoch diese einen körnig faserigen Charakter. Ganz unregelmäßig wurde eine Sillimanitführung beobachtet.

Während der Biotitgneis am Wege von Sirakov zu K. 653 ein paarmal anstehend beobachtet wurde und während er hier auch durch zahlreiche Lesesteine seine Existenz verriet, hatten wir dagegen bei der Begehung der östlichen Blattgrenze in der Richtung gegen Norden, also gegen das Sazawatal zu, sehr unter dem Mangel an Aufschlüssen zu leiden. Erst etwas nördlich von K. 575 war an der Straße, die von Nischkau kommt, ein leidlicher Aufschluß.

Mit Bezug auf voranstehende Angaben änderte sich zwar an dieser Stelle das Streichen nicht, das Verflächen war dagegen ein nordöstliches.

Fast ganz gleiche Verhältnisse fand ich im Sazawatale. Das Streichen wird zwar dort an manchen Stellen ein nordsüdliches, das Einfallen bleibt aber auch weiterhin ein östlich bis nordöstliches. Auf dem ganzen östlichen Rande des Rückens „Merk“, K. 567, hatten wir leider gar keine Aufschlüsse. Der Boden war ausgesprochen lehmig.

Die vorhandenen Lesesteine rühren durchgehends von einem Biotitgneise von der Ausbildung wie bei Sirakov und von Hornblendeschiefern her. Erst im Tale des Losenický p. (= Losenitzer Bach) stießen wir auf anstehendes Gestein.

Die Lagerung bleibt auch hier die gleiche; Streichen ca. h 11, Verfläachen östlich, Fallwinkel 40—60° im Durchschnitte.

Auch weiter nördlich ist bis „Podhorska louka“ an der Ostgrenze des Blattes der Biotitgneis als grauer Gneis wie oben (Sirakov) angegeben entwickelt vorgelegen.

Zwecks fernerer Besprechung der Ausbildung des Biotitgneises (im weiteren Sinne des Wortes) aus dem Inneren des Kartenblattes und abseits von Graniten wollen wir nun am Südrande des Kartenblattes beginnend zuerst dem Schlapankabache folgen, um uns dann dem Tale des Sazawafusses zuzuwenden.

a) Schlapankabach. Das Quellgebiet des Schlapankabaches (Skrejšanbach genannt) ist noch schlecht aufgeschlossen. Bevor man das Tälchen von Hrbov erreicht, sieht man nur herumliegende Lesesteine von grauem Gneis und von einem Hornblendeschiefer. Weiter westlich trifft man dagegen auf eine mit Bezug auf die sonstigen Verhältnisse im Kartenblatte ausnahmsweise große Anzahl von Aufschlüssen.

Das in Rede stehende Tal durchschneidet auf der Strecke von Hrbov bis zur Lutherischen Mühle die ganze Schichtserie fast genau quer zu deren mehr oder weniger nordsüdlichen Streichrichtung. Die Verfläachen des Schichtkomplexes erfolgt auf der ganzen Linie in entsprechend östlicher Richtung. Der Winkel beträgt zumeist (rund) 60°.

Ein Blick auf das Kartenblatt selbst zeigt, daß der Gneiskomplex zwischen Hrbov und Ober-Wěžnitz mehrere ihm konkordant eingeschaltete (anderenorts zu besprechende) Einlagerungen aufweist.

Der Gneis des Schlapankatales zeigt nun auf der Strecke zwischen Hrbov und Lutherische Mühle dem unbewaffneten Auge folgende petrographische Eigentümlichkeiten.

Fast stets ist das Gestein sehr reich an Biotitschüppchen, deren Dimensionen jedoch nur selten 2 mm² erreichen. In der Regel sind die Blättchen kleiner und berühren einander ganz schwach oder sie sind zu kleineren Flatschen oder dünnen Häuten vereint. In manchen Fällen kommen kleine Augen dadurch zur Ausbildung, daß linsenförmige hellgraue Aggregate von Feldspat (und Quarz) von metallisch glänzenden, braunen Glimmerfasern eingesäumt werden. Bestehen die erwähnten Aggregate nur aus einem Feldspatkorne, dessen Größe oben gut die Dimensionen eines Irsekornes übertrifft, so kann es zur Ausbildung von Varietäten kommen, die eventuell teilweise dem sogenannten Perlgneise gleichen. Verwittern darin

die Feldspate zu Kaolin ohne sich irgendwie zu verfärben (Eisenoxyd), so erscheint der Querbruch mancher solcher Stücke so, als wäre eine graue Fläche mit Kalkmilch recht fein bespritzt worden.

Obschon der Biotit stets mit freiem Auge erkennbar ist, kann er ab und zu doch nebenbei auch nur in Form dunkelgrau-brauner Häute, die keinen Metallglanz verraten, auftreten. Derlei Ausbildungen sehen habituell sehr ähnlich den später zur Besprechung gelangenden Grauwacken.

Neben dem dunklen tritt mitunter auch ein heller Glimmer in Form einzelner kleinerer Schüppchen oder ebenfalls nur recht kleiner Flatschen und Flasern auf.

Sonst erkennt man mit freiem Auge wohl kaum noch etwas außer Quarz und Sillimanit.

Der Sillimanit vergesellschaftet sich zumeist mit dem Biotit und bildet im Hauptbruche feine hellgraue, manchmal wie seiden-glänzende Partien oder als Fibrolith hellgrauweiße unregelmäßige Flecke. Im Querbruche kann man hellgrauweiße Partien, die streifenartige Formen mit sehr unscharfen Grenzlinien verraten, beobachten.

Die Textur ist im allgemeinen sehr deutlich schiefrig oder schuppig faserig. Dessenungeachtet kann jedoch untergeordnet und lokal auch ein körniges Gefüge zur Ausbildung gelangen. An derlei Stellen ist stets der Biotitgehalt ein etwas geringerer als sonst.

Die Form der körnigen Partien ist in Handstücken bald ganz unregelmäßig, bald mehr streifenartig, oder sie haben die Gestalt von ziemlich flachen und in die Länge gestreckten Linsen.

In Ober-Wěžnitz wurde nahe dort, wo der Weg gegen Brskau aus dem Tale abbiegt, an Biotitgneiseseiten eine phyllitische Fältelung beobachtet.

Von der Lutherischen Mühle talabwärts, also in der Richtung gegen Norden, tritt zu den eben angeführten Gesteinselementen ganz lokal noch Cordierit hinzu. Der Habitus des Gesteines wird an derlei Stellen in frischen Aufschlüssen derjenige des Cordieritgneises.

Während jedoch das Gebiet des Goldebachtales (die Umgebung von Bergersdorf sowie das rechte Ufer, die Nordwestbahnstrecke) dem Cordieritgneise zugezogen wurde, da dieser teils anstehend, teils in Block- und (sicherer) Lesesteinform beobachtet wurde, obschon auch Biotit- und Sillimanitgneise in besagter Gegend vorkommen, unterließ ich dies nördlich von der Lutherischen Mühle, weil der im Terrain erkennbare Habitus des Gesteines im allgemeinen derjenige des obigen Biotitgneises, beziehungsweise lokal jener eines fibrolithführenden Biotitgneises ist, die voneinander nicht getrennt werden konnten.

Die Schichten streichen auch hier mehr oder minder südsüd-östlich-nordnordwestlich und fallen dementsprechend östlich ein. Der Verflächungswinkel ändert sich nur wenig; er schwankt zwischen 50 und 60°. In der Gegend westlich von Pfaßendorf wurde einmal ein Winkel von nur 20° angetroffen.

Infolge derartiger Lagerungsverhältnisse sind die weiter nördlich beobachteten Gesteinsausbildungen nicht wesentlich von den geschilderten verschieden.

In jeder Hinsicht gleiche Verhältnisse waren in den Nebentälchen zu verzeichnen. Eine einzige Ausnahme und dies bezüglich der Lagerung bildet das Tal am südlichen Fuße des weithin sichtbaren Hügels Hochtann, K. 586. An der Mündung ins Schlapankatal haben wir nämlich noch die gleichen Verhältnisse wie in diesem selbst. Ungefähr 0·5 km davon entfernt streichen dagegen die Schichten nordöstlich-südwestlich und verflachen gegen Nordwest.

b) Sazawatal. Die Sazawa, welche nordöstlich von Nischkau in unser Gebiet eintritt, durchquert auf ihrem im allgemeinen ost-südöstlich-westnordwestliche Richtung aufweisenden Laufe die Schiefer fast genau quer zu deren Streichrichtung.

Die Lagerung des Gneises ist nämlich, wie zum Teile schon gezeigt, im allgemeinen eine sehr gleichförmige. Zumeist ist das Streichen ein nord-südliches mit nur geringen Abweichungen sowohl im östlichen als auch im westlichen Sinne, denn nordöstlich-südwestliches, beziehungsweise nordwestlich-südöstliches Streichen wurde nur in einigen wenigen Fällen beobachtet und hat auch nur lokale Bedeutung. Eine zum Teile größere Abwechslung verrät die Verflächungsrichtung, obschon auch diese zumeist eine mehr oder minder konstante und östliche ist. Westliches, beziehungsweise nordwestliches Verflachen wurde beobachtet auf der Strecke südlich K. 494 bis Ronau, an einer Stelle östlich Uttendorf an der Eisenbahn, an der Westgrenze des Granites nordöstlich Frauental und im Bahneinschnitte südlich Šidlak bei Deutschbrod. Der Einfallswinkel wechselt zwischen 30 und 90°. Derlei Extreme sind jedoch selten, in der Regel schwankt der Betrag zwischen 60 und 70°.

Der Gneis des Sazawatales ist, abgesehen vom Cordieritgneise, zumeist ein Biotitgneis im engeren Sinne des Wortes oder er wird durch die Aufnahme von Sillimanit ein mehr oder weniger feinkörniger fibrolith führender Biotitgneis. Die Schilderung der mineralogischen Eigentümlichkeiten des Gesteines aus dem Schlapankatale ist deshalb auch hier auf ihrem Platze, nur scheint das Gestein aus dem Sazawatale oder zumindest aus dem östlichen Teile desselben etwas häufiger Muskovitschüppchen zu führen. Vielleicht hat die häufigere Beobachtung dieses Minerals nur in den besseren Aufschlußverhältnissen ihren Grund. Durch einen wechselnden Biotitgehalt und durch eine teilweise schwankende Korngröße der Elemente wird eine Unzahl von petrographisch unbedeutenden Varietäten erzeugt, die manchenorts untereinander sehr rasch abwechseln.

In selteneren Fällen kann der Biotit fast bis zum Verschwinden zurücktreten.

Besondere Erwähnung verdient die Tatsache, daß im Sazawatale sowie auch in den früher besprochenen Gegenden der Biotitgneis manchmal untergeordnet ein glimmerschieferartiges Aussehen annimmt und dann gewöhnlich sehr dünnschiefrig wird. In derartigen Fällen kann der Biotit weit über die übrigen Gesteinskomponenten vorherrschen. Namentlich auf dem Hauptbruche sieht man ihn dann ganz allein zur Ausbildung gelangen. Seine Dimensionen sind dabei bald fast mikroskopisch, bald messen die Schuppen 1—3 mm im Gevierte. Das Letztere ist die häufigere Erscheinung.

Auf eine eigentümliche Modifikation des Biotitgneises aus der Gegend südlich von Schönbrunn (westlich Přebislaw) wurde schon bei der Besprechung des Cordieritgneises (pag. 191) aufmerksam gemacht.

Das Gestein wurde im Bahneinschnitte gut aufgeschlossen angetroffen. Es zeichnet sich durch eine bedeutend größere Härte und dunkelgraue bis fast grauschwarze Farbe bei fast dichtem (sehr feinkörnigem) Gefüge gegenüber der sonst gewöhnlich beobachteten Ausbildung des Biotitgneises aus, dem es vollkommen konkordant (bankförmig) eingelagert erscheint. Stellenweise durchziehen das Gestein parallel zu der eben noch merkbaren Schieferung hellgraue Zwischenlagen von manchmal kaum 1 mm Dicke. Makroskopisch ist die Natur derselben schwer deutbar. Auf dem Hauptbruche erkennt man mit freiem Auge sicher winzige Biotitschüppchen. Im Querbruche ist dagegen selbst dies nicht immer der Fall, da der Habitus auch leicht hornfelsartig wird. Einmal wurde in einem Stücke eine kleine Granatlinse beobachtet. Bei dem Vergleiche einer solchen Probe mit dem von Prof. F. E. Suess¹⁾ gesammelten Hornfelsgranulite vom Valiberge bei Bobrau (Blatt Groß-Meseritsch) fiel sofort die außerordentliche Ähnlichkeit beider Gesteine auf (cf. pag. 191), die im Handstücke so groß werden kann, daß leicht eine Verwechslung beider möglich wäre (cf. auch unten pag. 227—230).

Westnordwestlich von Deutschbrod und nördlich bei der dortigen sogenannten „Knochenstampfe“ fand ich Lesesteine von folgender Gesteinsausbildung. Das Gefüge war so gut wie körnig. Die Größe der Elemente erschien (partiell) über mittelgroß. Mit unbewaffnetem Auge erkannte man vornehmlich Quarz und Feldspatkörner neben hellen und dunklen Glimmerschuppen. In bedeutend geringeren Mengen verriet sich schließlich ein kurz säulchenförmig gebautes, graugrünes, quer zur Säulchenlängsrichtung teilbares Mineral, das fast bohngroß wurde und deutlich die Tendenz zeigt, sich in hellen Glimmer umzuwandeln. Dieses letzte Element erwies sich bei der genaueren Untersuchung als ein Andalusit. Nur teilweise analoge, weil feinerkörnige Gebilde, glaube ich abseits vom Sazawatale, nordwestlich von Frauental beobachtet zu haben.

Auf das Vorkommen von Andalusit im Bereiche meines Aufnahmegebietes wies auch F. Katzer²⁾ bereits hin, der diesen bei Čejov (nordöstlich von Humpolec) in Pegmatiten konstatierte.

Es wurde schon oben (pag. 208) bemerkt, daß der Biotit fast bis zum Verschwinden zurücktreten kann; eine Erscheinung, die auch gleichzeitig für den Biotit und für den Feldspat konstatiert werden konnte. Quarz tritt ab und zu ohnedies stark zurück.

Nimmt nur die Menge des Biotites allein ab, so macht vor allem die braune, beziehungsweise graue Farbe einer hell weißgelben bis hell bräunlichgelben Platz. Hand in Hand damit verschwindet dann die Schieferung ganz oder mindestens zum Teile. Gewöhnlich

¹⁾ „Der Granulituz von Borry in Mähren.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900.

²⁾ Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., Bd. XII, pag. 420 und Bd. XIV, pag. 497.

bleiben jedoch einzelne Flatschen, Schüppchenhaufen oder auch ganze Lagen vom Glimmer erhalten, die auf dem Hauptbruche eine hautförmige Verteilung zeigen. Entlang derartiger Flächen ist diese Gesteinsausbildung sehr leicht spaltbar.

In den erwähnten Biotitlagen kann fallweise auch der Sillimanit angetroffen werden. Im Querbruche sind seine Aggregate im Sinne der Biotithäute gestreckt. Höchstens hirsekorngroße rote Granatkörner fehlen zwar nie, obschon sie nirgends in großer Menge beobachtet wurden.

Die Hauptgemengteile derartiger biotitarmer Gesteinsvarietäten sind mithin Quarz und Feldspat. Beide treten nur in Form sehr kleiner Körner auf, so daß sich die Strukturform an der Grenze vom feinkörnigen zum (fast) dichten bewegt.

Der Gesamteindruck, den derlei Gesteine auf den Beobachter machen, ist nach dem Gesagten der eines weißen Gneises, beziehungsweise Granulites oder Glimmergranulites (Gneisgranulit) im Sinne von Rosenbusch (Elemente, I. Aufl., § 362).

Alle obigen Angaben beziehen sich nur auf Lesesteine, die an folgenden Punkten vorgefunden wurden: im Schindergraben am rechten Ufer bei der Säge südwestlich Rauchstein und nordnordwestlich Frauental; in demselben Tale am rechten Ufer nördlich Rauchstein und ost-südöstlich Glashütte; nordwestlich bei Smrdov; beim Kreuze K. 546 nordwestlich Rosohatec; genau südlich von dieser Stelle am Karrenwege, der von Rosohatec über K. 512 gegen Nordwest führt, und schließlich auch an zwei Stellen am Karrenwege, der von Jilem westlich bei K. 590 vorüber in das Sedletiner Tal führt.

Aus der Natur der Funde ergibt sich von selbst, daß wir nicht in der Lage sind auf ihre geologische Bedeutung einzugehen.

Ausnahmsweise folge hier einiges bezüglich des mikroskopischen Befundes (übrigens beachte man auch die Angaben unten sub D).

U. d. M. finden wir obige makroskopische Diagnose auf Granulit scheinbar bestätigt. Wesentliche Gemengteile sind Quarz und Feldspat. Letztere gehören in jene Reihe, die kleinere Brechungsquotienten als der Quarz aufweist. Da sie nur teilweise gestreift sind, können wir einen Teil davon als Orthoklas deuten. Die gestreiften Durchschnitte verrieten nur geringe symmetrische Auslöschungsschiefen, was auf einen sehr sauren Plagioklas (Albit oder sauren Oligoklas) hinweist. Im Vergleiche zur Menge des ungestreiften Feldspates ist die Quantität des Plagioklases unbedeutend.

Farbloser Granat, mit einem sehr schwachen Stiche ins Rötliche, wurde in Form unregelmäßiger Körner zwar stets, nie jedoch in größeren Mengen vorgefunden. Viel häufiger ist der Biotit konstatiert worden. Seine Dimensionen waren jedoch bedeutend geringer als sonst. Er bildet im Querschnitte nur recht kurze, Stäbchenform aufweisende Gebilde, die mit ihrer Längsrichtung zumeist untereinander parallel geordnet sind.

Ein farbloses Mineral mit einem System (sehr) vollkommener Spaltrisse, quer zu denen die Ebene der optischen Achsen lag, wurde als der Zoisit-Epidotgruppe angehörend gedeutet.

Beachtenswert ist das Gefüge. Wie uns das mikroskopische Bild des Gesteines vom Karrenwege südsüdwestlich Jilem (Taf. VI, Fig. 1) zeigt, ist die Begrenzung der Elemente mehr oder weniger eine geradlinige, obschon gleichzeitig unregelmäßige. Verzahnungen fehlen. Außer der geradlinigen Begrenzung muß nur noch auf die schwach gerundeten und tropfenartigen Formen hingewiesen werden. Das Gefüge zeigt also die Eigentümlichkeit der Pflasterstruktur, wie wir sie auch beim Cordieritgneis (pag. 198) besprochen und später noch aus dem Biotitgneis (pag. 215 ff.) zusammenfassend anführen werden. Siebstruktur wurde an den einzelnen Mineralen nicht sicher beobachtet, obschon derartige Einschlüsse vorkommen, welche sie vermuten ließen.

Analoge Ausbildungsformen des Biotitgneises (im weiteren Sinne des Wortes), wie sie bisher beschrieben, beziehungsweise wie sie bereits gelegentlich der Besprechung des Cordieritgneises zum Teile erwähnt wurden¹⁾ und wie sie übrigens von einigen Stellen noch später, Hand in Hand mit der Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse besprochen werden sollen, zeigt das gegenständliche Gestein überhaupt auch im restlichen Gebiete, sofern in der Karte ein Biotitgneis verzeichnet erscheint. Deshalb können wir auf die weitere Schilderung von derlei Gesteinsausbildungen spezieller Lokalitäten an dieser Stelle verzichten.

Eine von diesen gewöhnlichen Verhältnissen abweichende Modifikation, die eben deshalb besonders anzuführen wäre, wurde nur in der Gegend um Chotěboř beobachtet. Es ist dies ein dort auftretender grauer Zweiglimmergneis.

Bei Příjemek, Mariendorf, Hajek, Bida (südsüdöstlich Chotěboř) sowie noch an anderen später speziell anzuführenden Stellen enthalten nämlich viele Feldesesteine — und zwischen Chotěboř und Bida zumindest hatte man es ja nur mit solchen zu tun — zwei Glimmer, einen dunklen und einen hellen, so daß man derlei Funde eigentlich als graue Zweiglimmergneis bezeichnen muß. Neben solchen findet man jedoch in der besagten Gegend auch einerseits graue Biotitgneise ohne jede Spur von Muskovit sowie andererseits manchmal Belege für einen Muskovitgneis ohne jede Spur eines Biotites.

Da manche der bezüglichen Proben übrigens ganz gewissen Ausbildungen von Gesteinen gleichen, wie sie später aus der Příbilauer Grauwackenzone zur Besprechung gelangen sollen, deshalb will ich diesen Teil der grauen Zweiglimmergneise detailliert in einem dort schildern.

Nachstehende paar Zeilen seien also nur dem Vorkommen eines grauen Zweiglimmergneises westlich, beziehungsweise nordwestlich von Chotěboř gewidmet.

Wie östlich von der genannten Stadt, so stoßen wir auch westlich davon, bei K. 504 der großen Karte, beziehungsweise in der Gegend des dortigen Jägerhauses auf Felsen, die sich jedoch

¹⁾ Cf. pag. 190 bis 191.

lange nicht so weit ausbreiten als jene östlich von der in Rede stehenden Stadt.

Bei K. 504 sehen wir nämlich plötzlich aus dem zumindest in südlicher Richtung geradezu monotonen Flachlande eine etliche Meter hohe, in nördlicher Richtung gestreckte, gegen Westen steil abfallende Felswand emporsteigen. In dieser Wand, ferner im Gebiete um das Jägerhaus und auch noch am Wege, der von letzterem in die Stadt führt, finden wir das besagte Gestein gut aufgeschlossen. Weiter in nördlicher Richtung hinderte mich der dortige Waldbestand die Verhältnisse genauer zu studieren, denn erst westlich von K. 470 fand ich an der Straße, die von Chotěboř nach Neuesdorf (nördliches Nachbarblatt) führt, einen guten, und zwar diesmal künstlichen Aufschluß (Schottergrube).

Südlich von der erwähnten Stelle verdeckte Lehmboden den krystallinen Untergrund. Westlich vom Graben, der von der besagten Wand gegen Norden verläuft, hatte ich schiefbrig-flaserige Biotitgneise (ohne Muskovit) unter ebenfalls starker Lehmbedeckung konstatiert. Nördlich von Chotěboř waren aber mehr schiefrige Biotit- und zum Teile auch Zweiglimmergneise vorhanden.

Das Gestein nordwestlich von Chotěboř ist bei spezieller Berücksichtigung der Ausbildung in der Wand bei K. 504, wie oben bemerkt, als verschieden grauer Zweiglimmergneis zu bezeichnen, denn er führt beiderlei Glimmer, grauen Quarz und ebensolchen oder manchmal sehr blaßrötlichen Feldspat als wesentliche Gemengteile.

Die Glimmer bilden untereinander sich nicht berührende Schuppen oder unregelmäßige Gruppen solcher, auf welch' letztere mir jedoch der Ausdruck Flasern nicht stets und gut anwendbar zu sein schien. Die Schuppen liegen nämlich oft wirt nebeneinander. Durch eine gewisse verschieden deutliche Parallelstellung der Glimmer tritt indes natürlich eine bald mehr, bald weniger ausgesprochene Paralleltextur des Gesteines hervor.

Für manche der dunkelschwarzen, 2—3 mm großen Körner glaubte ich annehmen zu dürfen, daß sie dem Turmalin angehören.

Die Korndimensionen werden im Gesteine westlich von Chotěboř lokal etwas größer als knapp östlich davon.

Im Anschlusse daran folge auch hier ausnahmsweise sofort die Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse.

Mineralogisch zeigt das Gestein von K. 504 (Felswand) westlich von Chotěboř fast gleiche Charaktere wie der rote Zweiglimmergneis östlich von der genannten Stadt, ohne jedoch obigen Modifikationen als ganz gleich an die Seite gestellt werden zu können.

Vor allem in die Augen springend ist nämlich das Verhalten des Quarzes. In den oben auf pag. 139 ff. angeführten Ausbildungen führt er reichlich (wohl wahrscheinlich Gas- und Flüssigkeits-) Einschlüsse in der bekannten streifenförmigen Anordnung. Hier ist dagegen der Quarz daran arm oder auch ganz frei.

Im roten Granitgneise greifen die Quarze an ihrer Grenze mit scharfen Zacken gegenseitig ineinander; dasselbe findet man entlang den Quarz-Feldspatgrenzen. Im Gesteine von K. 504 greifen

dagegen die Quarze zwar auch noch in die Nachbarquarze oder in die Feldspate ein, allein hier erfolgt dies entweder gar nicht oder nicht immer in Gestalt derart scharfer Zacken. Die Grenzlinien zeigen nämlich die Tendenz nur schwach gebogene Kurvenformen, und geschlossene Gestalten infolge dessen Umrisse mit länger anhaltenden geraden Linien anzunehmen. Ohne besondere Mühe findet man auch Quarzdurchschnitte, die sich mit ihren Konturen sogar Kreisen oder etwas verzerrten derlei Figuren nähern. Diesbezüglich verweise ich noch kurz auf die Bilder 1 und 2 auf Tafel V. Bild 1 soll uns den roten Gneis (pag. 139) mit der Verzahnung seiner Elemente, Bild 2 den in Rede stehenden grauen Zweiglimmergneis vor Augen führen.

Am Feldspate wurde sehr untergeordnet die mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit beobachtet. Desgleichen findet man auch myrmekitische Gebilde.

Ein Schliß verriet vollkommen sicher einen grünlichgrauen Turmalin, der im roten Zweiglimmergneise (pag. 139 ff.) nie beobachtet wurde.

Ein anderer ließ mich in der Ungewißheit, ob nicht ein Epidot als sekundäre Bildung vorlag.

Zumindest gleich interessant ist die Gesteinsausbildung in der Gegend (fast) nördlich von Chotěboř. Gemeint ist hier der Biotitgneis, beziehungsweise der zweiglimmer- oder muskovitführende Biotitgneis vom rechten Ufer des Doubravabaches west-nordwestlich von Libitz am nördlichen Blattrande.

Um den Gegenstand nicht zweimal zu besprechen, verweise ich diesbezüglich auf die betreffenden Erörterungen im Abschnitte über die Gesteine der Přebislauer Grauwackenzone.

Hier möchte ich nur noch folgendes bezüglich der Behandlung dieses grauen Zweiglimmergneises bei der kartographischen Darstellung erwähnen, um die Zusammenfassung desselben mit dem Biotitgneise zu rechtfertigen.

Die Zweiglimmergneislesesteine fand ich, wie schon gesagt, stets vergesellschaftet mit solchen des Biotitgneises. Da entsprechende Aufschlüsse fehlten, deshalb wäre eine Trennung der beiden in der Karte im besten Falle schematisch ausgefallen.

Eine derartige Darstellung ergäbe im Kartenbilde einen oder mehrere, dafür jedoch schmalere, parallele, mehr oder weniger nord-südlich streichende Züge, die sich etwa vom nördlichen Kartenrande über Chotěboř, beiläufig östlich Dobkov und Počátek, über Mariendorf, Střížov und Hajek bis in die Gegend von Jitkau erstrecken dürften.

An einigen Stellen, zum Beispiel nördlich, dann ost-südöstlich von der Stadt Chotěboř und südlich von der gleichnamigen Bahnstation müßte Biotitgneis im Bereiche des Zweiglimmergneises unbedingt ausgeschieden werden, da solcher besonders nördlich und nordöstlich von Dobkov anstehend angetroffen wurde.

Derlei, im voranstehenden allgemein skizzierte Verhältnisse wären ungefähr bis Jitkau, wenn auch nur schematisch, graphisch gewiß fixierbar gewesen, ohne Gefahr zu laufen, daß aus der Karte etwas

herausgelesen werden könnte, was den tatsächlichen geologischen Erkenntnissen gar nicht entspräche. Anders liegen dagegen die Verhältnisse in der Gegend südlich bei Jitkau. Je nach dem subjektiven Ermessen müßte man auf Grund der beobachteten Lesesteine früher oder später in der besagten Gegend den Zweiglimmergneis in südlicher Richtung sich auskeilen lassen. Dies könnte nun ein ganz irriges Kartenbild bezüglich der geologischen Verhältnisse liefern, wie ich es gleich zeigen will.

An den Karrenwegen, die von Strížov auf die östlich davon gelegenen Felder führen, fand ich nämlich noch Lesesteine, die für das Vorhandensein von Biotitgneis und von grauem Zweiglimmergneis sprechen. Auch Amphibolit oder Hornblende-schieferlesesteine fand ich dortselbst. Wenn wir also einen Zweiglimmergneis hier im allgemeinen ausscheiden wollten, so müßten wir zumindest diesen Distrikt noch unbedingt demselben zuteilen. Nun hatte ich nördlich Höhenpunkt 602 *m* in einem kleinen Biotitgneisaufschlusse ein Streichen in h 10 mit südwestlichem Verfläachen beobachtet. Westlich Oudolen glaube ich dagegen nicht mehr berechtigt zu sein das Vorhandensein von Zweiglimmergneisen annehmen zu sollen, obschon ich sie noch nordnordwestlich davon beobachtet habe. Ich müßte also in diesem Falle eine Grenze einzeichnen, die beiläufig dieselbe Richtung, wenn auch nicht Lage hätte wie etwa der Graben, der von K. 591 zum Jitkovsky mlýn (= Jitkauer Mühle) herabkommt, also eine Grenzlinie, die mit Bezug auf die Streichrichtung mehr oder weniger schiefen Verlauf aufwiese, was im Kartenbilde auf eine Störung, Diskordanz oder etwas derartiges schließen ließe, obschon ich für eine solche Deutung absolut gar keine Beweise vorzubringen imstande wäre.

Diesem Falle ganz gleich wäre folgende Variante. In der Gegend südöstlich vom Jitkovsky mlýn beobachtete ich nur größere und kleinere Lesesteine eines grauen, faserig-schiefrigen Biotitgneises. Aus diesem Grunde glaube ich den grauen Zweiglimmergneis auch nicht erst etwa in der Gegend südlich vom Jitkovsky mlýn sich auskeilen lassen zu dürfen. Dies letztere speziell auch aus folgendem Grunde nicht. Wie früher bemerkt, fand ich graue Zweiglimmergneise auch nördlich, beziehungsweise nordnordwestlich von dem langgestreckten Dorfe Oudolen, die im Falle der kartographischen Ausscheidung des in Rede stehenden Gesteines auch noch diesem Distrikte zufallen müßten. Westlich Oudolen und östlich K. 593 beobachtete ich nun ein Streichen in h 11 mit entsprechendem östlichen Verfläachen. Auch einen zwar schmalen, allein anstehenden Amphibolit beobachtete ich dortselbst. Eine Grenzlinie, die den petrographischen Beobachtungen Rechnung tragen sollte, müßte demnach irgendwie etwa vom nördlichen Teile von Oudolen in südwestlicher Richtung zum Jitkovsky mlýn verlaufen. Diese möchte aber einen Amphibolitzug und den ganzen Schichtkomplex des dortigen Biotitgneises queren. Also eine nur noch weniger mögliche Variante der Abgrenzung des grauen Zweiglimmergneises gegen den Biotitgneis als die frühere.

Diese Erwägungen und ferner die Tatsache, daß zwischen den beiden ebengenannten Gesteinen alle möglichen petrographischen Übergänge existieren, sind die Beweggründe, weshalb ich mich entschloß, ihre gegenseitige kartographische Abgrenzung ganz zu unterlassen. Deshalb möge die oben vorausgeschickte allgemeine Angabe betreffs der Verbreitung des grauen Zweiglimmergneises nebst der Bemerkung genügen, daß das Gestein sowohl in der Streichrichtung als auch quer zu dieser in den Biotitgneis übergeht. Auf die Tatsache, daß die Abtrennung beider manchenorts auch gegenüber grauwackenartigen Gebilden schwierig und manchmal subjektiv wird, darauf werden wir noch später zu sprechen kommen.

Im Anschlusse daran möge nun eine aus gewissen Gründen etwas ausführlichere Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse des Biotitgneises (im allgemeinen Sinne des Wortes) Platz finden.

a) Feinkörniger, schiefriger, sehr biotitreicher, grauer, im allgemeinen gut erhaltener, das heißt (im Handstücke) nur von einer sehr schmalen braungefärbten Verwitterungskruste überzogener, cordierit- und andalusitführender Biotitgneis aus einem Schotterbruche südwestlich Břevnic (an der Straße) nordnordöstlich Deutschbrod.

Wesentliche Gemengteile sind Biotit, Quarz und Feldspat. Neben diesen treten noch auf, und zwar in untergeordneter, wechselnder Menge Cordierit, Sillimanit, Andalusit (Chiasstolit), sehr wenig Muskovit und ein Erz (? Magnetit).

Der Biotit zeigt einen kleinen Achsenwinkel, der sich kaum öffnet. Er ist deutlich opt. pos. Der Quarz ist manchmal neben Feldspat- und Cordieritdurchschnitten derart mit anderen Gesteinsgemengteilen (Biotit, Sillimanit, Cordierit und Feldspat) erfüllt, daß er eigentlich nur ein Skelett oder ein Netz mit zahlreichen Lücken repräsentiert.

Der Feldspat zeigt Zwillingstreifung oder auch keine. Der Brechungsquotient ist stets kleiner als jener des Quarzes. Der ungestreifte gerade auslöschende wurde für Orthoklas gehalten. Der Plagioklas ließ folgende Bestimmungen zu:

Beckes Quarzfeldspatmethode, Kreuzstellung $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$;

M. Schustersche Bestimmungsart, auf $M(010)$ Auslöschung — 10° . Beide Methoden weisen also auf einen Albit oder recht sauren Oligoklas hin.

Der Muskovit sieht manchmal wie zerfressen aus. Er ist übrigens zumindest teilweise bestimmt als sekundäre Bildung (Sericitaggregate) aufzufassen.

Das für Andalusit gehaltene Mineral, welches in mäßiger Menge beobachtet werden konnte, ließ folgende Beobachtungen zu. Form ganz unregelmäßig und schwammig-löcherig, also wie beim Quarz, Feldspat oder Muskovit, wo letzterer primär auftritt. Die Farbe ist hellgrau mit einem, wie es scheint, sehr schwachen Stiche ins Gelbliche oder sehr hell Bräunliche. Mehr oder weniger zahlreich treten darin als Einschlüsse alle übrigen Mineralien auf, besonders gilt dies von den Sillimanitnadeln und Biotitblättchen. Manche Schnitte

sind jedoch auch wie mit einer dunklen (? kohligen) Substanz erfüllt (weshalb sie mit Vorbehalt für Chiaistolith gehalten werden). Diese letzteren zeigen dunkelgraue Farbentöne.

Ein leistenförmiger Schnitt verriet quer zu seiner längeren Kante zahlreiche kurze, untereinander parallele Spaltrisse, die zwar auf keine sehr vollkommene, allein doch immerhin noch gute Spaltbarkeit schließen ließen. Quer dazu, also mithin parallel zur längeren Leistenkante verlief wie eine Art Faserung. Diese war nur an zersetzerem Materiale zu beobachten. Frische Stellen zeigen sie gar nicht. Je stärker diese Faserung u. d. M. zum Ausdrucke kam, um so deutlicher bekam das Mineral ein fleckiges Aussehen zwischen gekreuzten Nikoln. Die Faserung steht also sicher mit einem Umwandlungsprozesse in ursächlichem Zusammenhange, worüber unten mehr folgen soll.

Die Doppelbrechung war sehr schwach. Die Oberfläche zeigte ein ziemlich stark chagriniertes Aussehen. Die Lichtbrechung ist mithin ziemlich kräftig. Mit Bezug auf die Spaltrisse faßte ich die Auslöschung als gerade auf. Die Achsenebene lag parallel zur erwähnten Spaltbarkeit, ebenso lag a und senkrecht dazu b . Der Schnitt war mithin senkrecht zu c getroffen worden. Der Achsenwinkel schien sehr groß zu sein.

Ich erwähne gleich hier, daß mehrmals parallel zu b , also \perp zur Spaltbarkeit gestreckte Sillimanitnadeln eingeschlossen vorlagen. Deshalb nahm ich, wie wir später sehen werden, auch an, daß mit der optischen Normale b des fraglichen Mineralen im Sillimanit die Bisektrix c parallel oder zumindest nahezu parallel lag. Die kristallographischen Vertikalachsen der beiden Minerale stehen also anscheinend aufeinander senkrecht, falls das einschließende als Andalusit gedeutet wird, woran uns keine der gemachten Beobachtungen hindert.

Durch eine analoge Bezugnahme wie bei der Beckeschen Quarzfeldspatbestimmungsmethode fand ich ferner folgendes mit Zuhilfenahme eines knapp neben dem obenbeschriebenen, leistenförmigen Querschnitte gelegenen, fast genau senkrecht zur optischen Achse getroffenen Quarzdurchschnittes.

Weil das zu bestimmende Mineral so gut wie \perp zur Bisektrix c getroffen war, deshalb können wir den Brechungsquotienten des Quarzes (ϵ) mit dem Brechungsvermögen des für Andalusit gehaltenen Minerals (α und β) vergleichen. Nun zeigt sich, daß ϵ sowohl kleiner als α wie auch kleiner denn β war. Nehmen wir für den Andalusit α (beiläufig) = 1.632 und β (ebenso) = 1.638 (cf. Rosenbusch, Tabellen der IV. Aufl.) und setzen wir ferner den Brechungsquotienten des zu Hilfe genommenen Quarzdurchschnittes, trotz seiner (beziehungsweise eben weil nur minimalen) Neigung der optischen Achse zur Schnittfläche gleich 1.553, so sehen wir, daß die angeführte Beobachtung mit diesen Zahlen sehr gut übereinstimmt.

Eine fernere zum Teile analoge Erscheinung wurde mit Zuhilfenahme der erwähnten, eingeschlossenen, orientiert gelagerten, deutlich quergegliederten Sillimanitnadeln (vgl. oben) konstatiert.

Unter der Voraussetzung, daß die zum Vergleiche herangezogene Sillimanitnadel nach c , also mithin auch nach c gestreckt war, was

wohl zumindest sehr wahrscheinlich zu sein scheint, können wir mit Erfolg den Brechungsquotienten γ im Sillimanit mit dem Brechungsquotienten β des einschließenden Mineralen vergleichen.

Es zeigte sich, daß γ im Sillimanit größer ist als der Brechungsquotient β des für Andalusit gehaltenen Mineralen, denn der helle Lichtstreifen weicht beim Senken des Tubus vom Sillimanit gegen die einschließende Substanz ab.

Aus den Rosenbusch'schen Tabellen entnehme ich nun für γ des Sillimanit den Wert 1.682, für β des Andalusit 1.638. Es ergibt sich also auch in dieser Hinsicht zumindest kein Widerspruch.

Auf Grund all der vorgebrachten Beobachtungen glaube ich den Beweis erbracht zu haben, daß wir es im vorliegenden Falle mit Andalusit zu tun haben.

Recht hübsch waren hie und da an dem Andalusit Umwandlungsvorgänge zu beobachten. Diese nahmen ihren Anfang den erwähnten Spaltrissen entlang. Es bildete sich nämlich auf ihnen eine hellere, manchmal mehr chlorit-, manchmal mehr muskovitähnliche, im letzteren Falle hohe Interferenzfarben verratende feinfaserige Substanz. Die Fasern stehen senkrecht auf den Trennungsfächen. Außer in der besagten wird das Mineral auch in der senkrecht dazu verlaufenden Richtung, namentlich von den Rändern und (unregelmäßigen) Sprüngen oder entlang der vorerwähnten (?) Faserung aus angegriffen. So entsteht dadurch ein Netzwerk sekundärer Gebilde, die in ihrer Gesamtheit auffallend das Bild eines infolge Zersetzung Maschenstruktur aufweisenden Olivins nachahmen. Innerhalb der Maschen beobachtet man dann noch mehr oder weniger frische Substanz, falls nicht schon das ganze Korn einer derartigen Zersetzung anheimgefallen ist. Die Gesamtform ist übrigens auch nicht sehr unähnlich gewissen Pseudomorphosen nach Cordierit, wie sie A. Gareis in seiner Arbeit abbildet¹⁾.

Bezüglich der Natur der sekundären Mineralsubstanz, beziehungsweise Substanzen, kam ich nicht ganz ins klare. Ich glaube, es ist teilweise zur Chloritbildung gekommen. Daß jedoch daneben auch Muskovit, beziehungsweise Sericit vorkommt, das scheint mir die manchmal sehr starke Doppelbrechung des neugebildeten Mineralen zu beweisen, welches die besagten senkrecht auf den Spaltrissen stehenden Fasergruppen bildet. Stellenweise kann man übrigens Muskovit in größeren Lamellen in den Zersetzungsprodukten sicher erkennen.

Geht man von der gewöhnlichen theoretischen Zusammensetzung des Andalusit $Al_2 Si O_5$ aus und nimmt man an, daß die Gewässer $K_2 O$ der einer Umwandlung anheimgefallenen Andalusitsubstanz zuführen, so ist es ohnedies nicht schwer, sich zu denken, daß daraus ein muskovitähnliches Mineral der Glimmergruppe etwa nach der Gleichung $6 (Al_2 O_3 \cdot Si O_2) + 2 H_2 O + K_2 O = (3 Al_2 O_3 \cdot 6 Si O_2 \cdot 2 H_2 O \cdot K_2 O) + 3 Al_2 O_3$ entsteht, was ein Analogon zu der von Gareis beobachteten Cordieritumwandlung abgäbe. Daß sich Andalusit

¹⁾ „Über Pseudomorphosen nach Cordierit.“ Tschermak's Min. u. petrogr. Mitt., XX. Bd., 1901. Tafel I, Bild 2, 3, weniger 5, beziehungsweise 1.

lusit in Glimmer verwandelt, geben übrigens bereits Ramelsberg¹⁾ und Hintze²⁾ an.

Eine Verwechslungsmöglichkeit von Andalusit und Cordierit ist in unseren Schliften, ganz abgesehen von anderen Merkmalen, schon wegen dem großen Unterschiede in der Lichtbrechung undenkbar.

Winzige, ziemlich seltene, rundliche, leistenförmige oder zumindest scheinbar und zum Teile kristallographisch begrenzte, parallel zur Längsrichtung der Leisten etliche Spaltrisse aufweisende und mit Bezug auf diese gerade auslöschende, optisch positive, zweiachsige, farblose bis sehr hell grünlichgelbe Schnitte, die teils ziemlich kräftige, teils aber auch fast keine Doppelbrechung aufwiesen, wurden als der Zoisit-Epidotgruppe angehörige Gebilde aufgefaßt.

Besondere Beachtung verdient schließlich noch der Sillimanit. Im allgemeinen bildet er Nadeln oder zu Garben, Streifen, Lagen etc. vereinte oder unregelmäßig verfilzte Gebilde. Ferner zeigt er gewöhnlich eine graue Farbe und Quergliederung der Nadeln, die deutlich zweiachsig sind. An manchen Stellen zeichnen sich einzelne Nadeln durch eine schöne, unregelmäßig verteilte braune Farbe aus, die jener des Biotites vollkommen gleicht. Die unregelmäßige Farbenverteilung besteht nun in folgendem.

In einer an irgendeiner Stelle biotitbraun gefärbten Nadel bleicht die braune Farbe unregelmäßig, allmählich aus und geht durch alle möglichen Übergänge ins Graue über. In einer anderen (vielleicht daneben liegenden) Nadel derselben garbenförmigen Gruppe erfolgt das Ausbleichen nur nach einer Richtung; in der entgegengesetzten stößt die braune Farbe eventuell ohne alle Übergänge entlang einer quer zur Nadel verlaufenden Trennungsfläche ganz unvermittelt an die graue Farbe. Man glaubt dabei unwillkürlich eine Wechselbeziehung zwischen Biotit und Sillimanit annehmen zu dürfen. Die braunen Stellen sind sehr klein und lassen deshalb eine optische Diagnose nicht zu. Da ich also nicht einmal sicher bin, ob an solchen Stellen überhaupt wirklich ein Biotit oder nur ein brauner Sillimanit vorliegt, kann ich um so weniger über einen etwaigen Zusammenhang von Biotit und Sillimanit etwas Sicheres anführen.

In einem garbenförmigen Aggregate lagen die einzelnen Fasern, untereinander fast strenge parallel orientiert, nebeneinander. Manche ließen die im vorausgehenden geschilderten Verhältnisse erkennen ohne indes bei der Untersuchung auf Pleochroismus Farbenunterschiede zu verraten. Neben derlei anscheinend unpleochroitischen Fasern lagen jedoch auch solche, die durch einen auffallenden Pleochroismus ausgezeichnet waren: parallel zur Längsrichtung der Fasern schokoladenbraun und senkrecht dazu sehr hellgelb. Auf mich machten derlei Stellen ganz den Eindruck als ob in einer dunklen, biotitartigen, faserig gewordenen Substanz parallel zu deren Faserung Leisten von Sillimanit eingebettet gelegen wären. Zu dieser Deutung möchte ich mich um so leichter deshalb entschließen, weil auch bezüglich

¹⁾ Handbuch der Mineralchemie. Zweites Supplement zur II. Aufl., 1895, pag. 265.

²⁾ Handb. d. Min., II. Bd. 1897, pag. 129.

des Brechungsquotienten anscheinend ein, obzwar nur ganz kleiner Unterschied in den verschiedenen Fasern beobachtet werden könnte, falls nicht ein trotz der Dünne des Schliffes zweites, beziehungsweise drittes Mineral manche Fasern etwas lichtstärker erscheinen macht.

Der Umstand, daß die Entstehung von Sillimanit aus verquetschten Biotitblättchen sicher bekannt ist, kann möglicherweise auch hier eine analoge Deutung zulassen, ohne daß wir damit eine Zerdrückung selbst als sicher hinstellen wollen, denn es kann ja vielleicht auch durch die zirkulierenden Gewässer (Entfernung von $Mg O$ und $Fe O$ aus der Biotitsubstanz) dasselbe Endresultat erzielt werden. Wie jedoch bemerkt, betrachte ich diese Frage nicht als sicher beantwortet.

Sehr hohe Interferenzfarben aufweisende, stark lichtbrechende, etwas längliche, im allgemeinen jedoch unregelmäßig begrenzte Körner, die im Biotit auftretend pleochroitische Höfchen erzeugen, wurden für Zirkon gehalten.

Bezüglich der Verbandverhältnisse der einzelnen Gesteinskomponenten sei nun noch bemerkt, daß das zackige Ineinandergreifen derselben, etwa wie in anderen Gneisen, hier nicht vorkommt. Alle Elemente zeigen die Tendenz geradlinige Grenzen oderschwachgebogene Konturen anzunehmen. Der Biotit speziell zeigt sogar manchmal schön sechseckige Querschnitte, die den Achsenwinkel beobachten ließen, oder er nimmt mehr oder weniger Tropfenform an. Im ganzen also jene Strukturform (Sieb-, Bienenwaben-, beziehungsweise Pflasterstruktur), wie wir sie in Kontaktprodukten zu sehen gewohnt sind. Da der Biotit nur Erze und Zirkon als Einschlüsse führt, da er den höchsten Grad von Idiomorphismus verrät und am häufigsten als Einschluß auftritt, gehört er wohl zu den zuerst gebildeten Gesteinskomponenten. Das gerade Gegenteil gilt vom Muskovit, beziehungsweise Andalusit; dazwischen stehen die übrigen Elemente.

b) Schieferiger, im allgemeinen, besonders jedoch in manchen Lagen biotit-, in anderen quarzreicher, feinkörniger, braun verwitternder, grauer Biotitgneisglimmerschiefer, zum Teile nur Glimmerschiefer, zum Teile Biotitgneis aus dem Aufschlusse nördlich (knapp) von der Straße, die von Deutschbrod nach Frauental führt und westlich von der Stelle, wo diese die Bahn Deutschbrod—Pardubitz kreuzt (cf. pag. 190—192).

Als das Charakteristische des mikroskopischen Bildes dieses Gesteines fasse ich die Tatsache auf, daß vor allem der schokoladebraune Glimmer so gut wie in einer glasdurchsichtigen körnigen Masse liegt, die man auf den ersten Blick fast nur für Quarz zu halten in der Lage wäre. Die farblosen Minerale (wie es sich zeigen wird, sind diese Quarz, Feldspat und Cordierit) verraten nämlich scheinbar nicht die geringsten Unterschiede in ihrer Lichtbrechung. Erst beim genauen Studium, und zwar zum Teile erst zwischen gekreuzten Nikoln erkennt man hie und da, verhältnismäßig jedoch selten, kleine, manchmal zwillingsgestreifte, optisch zweiachsige Querschnitte, die eine kaolinartige Trübung und in einzelnen seltenen Schnitten

eine sehr vollkommene Spaltbarkeit erkennen ließen. Mit Bezug auf diese betrug ihre Auslöschungsschiefe (? \pm) $4^{\circ} 25'$. Derlei letzt-erwähnte Schnitte verrieten nie eine Zwillingsstreuung. Daß zumindest in den zwillingsgestreiften derartigen Schnitten ein Plagioklas vorlag, ist sicher; derselbe wird übrigens vom Oligoklas (gleiche allgemeine Lichtbrechung im Vergleiche zu den optisch positiven, einachsigen und deshalb für Quarz gehaltenen Durchschnitten) kaum verschieden sein. Ob auch ungestreifter Feldspat vorlag, muß unentschieden bleiben. Ich zweifle daran. Die Lichtbrechung ließ ihn nicht einmal vermuten.

Eine zweite Gattung von Querschnitten war ebenfalls zweiachsig, verriet so gut wie dasselbe Lichtbrechungsvermögen wie der Quarz oder Feldspat, sie zeigt jedoch keine Spur einer Spaltbarkeit. Ich hielt deshalb diese für Cordierit, denn im Gegensatze zu dem Oligoklas zeigen sie die Dispersion¹⁾ $\nu > \rho$; der optische Charakter war negativ.

Da die Formen stets unregelmäßig ausgebildet waren, konnten sicherere Beobachtungen in keiner Richtung hin gemacht werden.

Alle erwähnten drei Gesteinskomponenten sind relativ sehr frisch. Absolut genommen sind vielleicht die für Feldspat gehaltenen Schnitte am meisten angegriffen. Der Unterschied ist jedoch derart gering, daß eine Schätzung der Menge von Feldspat, respektive Cordierit oder Quarz ganz illusorisch ist. Diese ist ohne Tinktion unmöglich; für den Feldspat und Cordierit läßt uns jedoch selbst diese im Stiche.

Obschon alle drei Minerale unregelmäßige Konturen aufwiesen, ist ein zackiges Ineinandergreifen doch nirgends angetroffen worden. Die Grenzlinien verlaufen stets sehr ruhig in schwach gebogenen Linien.

Zwischen den farblosen Körnern ist überall eine hellgelbliche Substanz sekundär zur Ausbildung gelangt.

Der Biotit bildet kurze Leistchen, beziehungsweise kleine Blättchen. Diese häufen sich lokal sehr. Zumeist sind sie wohl parallel geordnet; nicht gar selten findet man jedoch auch deutliche Abweichungen von der Schieferungsebene. Manchmal sind die Schüppchen geradezu zur Schieferung quergestellt. Im Cordierit tritt der Biotit schließlich sehr gerne in Form von Tropfen oder Eiern auf (elliptische, beziehungsweise kreisrunde Querschnitte).

Der Achsenwinkel des Biotites ist derart klein, daß das Mineral im c. p. L. fast optisch einachsigt zu sein schien. Farben: a (= c) hell, (stroh-) gelb, $\perp a$ schwingende Strahlen (ob b oder c ?) dunkelbraun, manchmal mit einem gewissen Stiche ins Rote. Blättchen nahezu $\perp a$ (= c) verschiedene Nuancen von Braun.

Der Sillimanit, der dem Gesteine ein fleckig graues Aussehen leiht, im Handstücke erscheint es deshalb stellenweise wie etwas staubig, tritt in Form zu Bündeln, Garben und unregelmäßigen Aggregaten vereinter Säulchen auf, zeigt seine gewöhnliche graue Farbe, etwas stärkere Doppelbrechung wie irgendein anderes der erwähnten hellen

¹⁾ Beim Oligoklas ist diese bekanntlich $\rho > \nu$. Mein bester optischer Behelf bei der Trennung von Oligoklas und Cordierit.

Gesteinselemente und Quergliederung der Leistchen. Manchmal werden die Schnitte auch etwas bräunlich. Darüber mehr bei der Beschreibung des Gesteines oben sub α .

Spuren von Epidot und von Erzen sind sehr selten. Einmal fand ich ein isotropes Korn, das ich für Granat hielt. Es war sehr klein und hell mit einem sehr schwach rötlichen Stiche.

Gefüge: Pflasterstruktur.

c) Hornfelsartiger, feinkörnig-schuppiger bis fast dichter, dunkelbräunlichgrauer (oder dunkel schokoladebrauner) bald mehr schiefriger, bald mehr massiger, manchmal fast splittrig brechender, teils cordieritführender, teils davon freier Biotitgneis.

α) in der Gegend südsüdwestlich von Jilem (westlich Chotěboř in der vertikalen Kartenblattsymmetrale, nahe bei K. 590, etwas wenigens südwestlich davon) an dem gegen Süd führenden Wege anstehendes, sehr frisches, wie es scheint, cordieritreiches Gestein, denn schon mit freiem Auge erkennt man im Handstücke hell ölgrüne, unregelmäßige, manchmal bis linsengroße Querschnitte dieses Minerals.

β) im Břevnicatale, südlich Břevnic, östlich von der Straße Deutschbrod—Břevnic, beziehungsweise westlich von der Eisenbahnbrücke bei dem genannten Dorfe, am rechten Ufer, also etwas südöstlich von dem oben sub α angeführten Steinbruche in der Böschung anstehendes, ebenfalls sehr frisches Gestein;

γ) eine Probe aus der Gegend (fast) südlich von der Rosenmühle, am rechten Ufer des Baches, der von Ovčín herabkommt, nahe beim dortigen verfallenen Stollen.

Da die hier angeführten Gesteine makroskopisch so wie mikroskopisch fast kongruente Ausbildungen aufweisen, falls wir von der verschiedenen Cordieritführung absehen, und da sie sich u. d. M. übrigens auch zum großen Teile mit jener des Gesteines, welches ich oben sub α beschrieb, deckten, so soll an dieser Stelle nur die Probe sub α etwas genauer geschildert werden, bei jenen sub β und γ will ich dagegen nur spezielle Eigentümlichkeiten berücksichtigen.

Mineralbestand des Gesteines sub α . Biotit, Quarz und Feldspat sind wesentliche Gesteinselemente, manchmal scheint diese Rolle auch dem Cordierit zuzufallen. Sehr reichlich tritt lokal Sillimanit auf. Mehr wie im Gesteine vom Fundorte sub b beobachtet man hier an dunklen Erzen. Ich möchte diese für Magnetit halten. Ab und zu fand ich auch einen hellen Glimmer.

Die Bestimmung des Plagioklases nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode ergab:

1. Parallelstellung

$$\begin{aligned} \omega &> \alpha' \\ \varepsilon &> \gamma' \end{aligned}$$

also mithin ein Plagioklas der Gruppe I oder II, beziehungsweise ein Albit oder sehr saurer Oligoklas.

2. Kreuzstellung

$$\begin{aligned} \omega &> \gamma' \\ \varepsilon &> \alpha' \end{aligned}$$

mithin Gruppe I.

Die beiden Bestimmungen ergeben also ganz klar, daß der Plagioklas sehr sauer ist und vom Albit kaum viel verschieden sein kann.

Neben dem sicher vorhandenen Plagioklas dürfte auch Orthoklas auftreten. Dafür sprechen manchmal sehr minimale, allein immerhin vorhandene Lichtbrechungsunterschiede, mit Bezug auf die Verhältnisse des Plagioklas eine, wie es scheinen wollte, gerade Auslöschung mancher Schnitte und der im allgemeinen auffallende Mangel an Zwillinglamellierung in den meisten Querschnitten.

Für die sichere Erkennung der Feldspate und zwecks ihrer Trennung von dem Quarze, beziehungsweise diesem und dem eventuell daneben auch noch vorhandenen Cordierite bei der beiläufigen Mengenschätzung ist außer der, wie gesagt, seltenen Zwillingstreifung der beste Fingerzeig ihre beginnende Kaolinisierung, die jedoch für besagten Zweck eigentlich leider sehr wenig weit gediehen ist. Fast alle Schnitte sind nämlich durch außerordentliche Frische und glasige Klarheit ihrer Substanz ausgezeichnet, die derjenigen des Quarzes um gar nichts nachsteht.

Wo die Feldspate größere Dimensionen aufwiesen, da hatten sie ganz das sogenannte skelettartige Aussehen und bildeten eigentlich nur mehr eine Art einheitlich auslöschenden Kittes zwischen den übrigen Gesteinselementen. Kleine Durchschnitte sind dagegen fast frei an Einschlüssen. Als solche treten in den Feldspaten alle im Gesteine außer dieser Mineralgruppe sonst vorhandenen Elemente auf.

Während die großen Feldspatindividuen am Rande wie zerfressen aussehen, sind die kleinen geradlinig begrenzt. Die geraden Grenzkonturen wetteifern oft mit jeder mittels Lineal konstruierten Linienzeichnung.

Von einer Verzahnung wie in den sogenannten archaischen Gneisen ist auch hier gar keine Spur zu beobachten.

Im Gegensatze zu der so auffallenden Tendenz der kleineren Feldspate ganz gerade Grenzkonturen anzunehmen, ist dies bei den gleich oder fast gleich großen Einschlüssen der größeren Feldspatdurchschnitte fast nie der Fall. Bis auf die Sillimanitnadeln zeigen nämlich alle Einschlüsse das Bestreben runde, tropfen- oder eierähnliche Formen anzunehmen.

Ganz genau dieselben Verhältnisse wurden (und zwar in jeder Hinsicht) auch am Quarze beobachtet. Diesem fehlen zu all dem nur noch in den allermeisten Fällen die Schnüre und Wölken von Flüssigkeitseinschlüssen der Quarze aus nicht metamorphen Felsarten.

Der Cordierit zeigt dieselben optischen Eigentümlichkeiten, wie in den Gesteinen sub α und b . Die Form ist wie beim Quarze, von dem er sehr schwer und nur im c. p. L. zu trennen war.

Der Biotit ist das dem Gesteine seine charakteristische Farbe gebende Element. Er ist sehr reichlich vorhanden und liegt bei weitem nicht strenge in einer Schieferungsebene. Große Individuen bildet der Biotit nie. Seine Dimensionen sind teils mikroskopisch, teils ist er mit

freiem Auge eben gut erkennbar. Besonders charakteristisch ist seine rundliche Form, wenn er als Einschluß auftritt. Der Muskovit ist selten und auch nur in kleinen Lamellen beobachtet worden.

Aus den Angaben über die Formen und das Auftreten der einzelnen Minerale folgt mit hinreichender Klarheit, daß das Gefüge als Pflasterstruktur zu deuten ist. Diese ist in allen drei Gesteinsproben ganz besonders schön zur Ausbildung gelangt.

β) Die Varietät aus dem Břevnicatale, die übrigens mit der oben sub *a* beschriebenen zum größten Teile übereinstimmt. Feldspat ist relativ viel vorhanden. Er unterscheidet sich von den übrigen farblosen Querschnitten wie im ersten Falle durch die Lichtbrechungsunterschiede, falls man die Beleuchtung hinreichend einengt. Es scheinen übrigens auch hier zwei Feldspate vorhanden zu sein, ein gestreifter und ein ungestreifter.

Das Lichtbrechungsvermögen der verschiedenen Schnitte ist nämlich allem Anscheine nach verschieden. Der ungestreifte Feldspat löscht auch hier mit Bezug auf ein häufig auftretendes Spaltsystem gerade aus. Ich hielt ihn deshalb für Orthoklas. Der gestreifte Feldspat ist ein Albit oder höchstens ein saurer Oligoklas. Die Bestimmung nach der Becke'schen Quarz-Feldspatmethode ergab nämlich (wie sub *a*) in der Parallelstellung:

$$\omega > \alpha' \varepsilon > \gamma', \text{ also Gruppe I oder II.}$$

Ein einziger Querschnitt ließ das Vorhandensein von Andalusit vermuten. Cordierit scheint gar nicht oder zumindest nicht viel vorhanden zu sein. Über die Strukturverhältnisse vergleiche oben sub *a* und Bild 3, Tafel V.

γ) Probe aus der Gegend südlich von der Rosenmühle. Wesentliche Gesteinselemente sind Biotit, Quarz und Feldspat. Ob Cordierit überhaupt vorkommt, ist fraglich. Sehr charakteristisch ist der Sillimanit für das Gestein. Er bildet manchmal Garben und unregelmäßige Büschel, manchmal jedoch auch optisch faßbare, größere Kristalle mit allen seinen bekannten Eigentümlichkeiten. In der oben sub *a* angegebenen Weise tritt der Sillimanit auch hier mit dem braunen Glimmer in Wechselbeziehungen.

Für die Sillimanitnatur gewisser größerer Schnitte sprachen folgende Beobachtungen.

Die bezüglichen Durchschnitte sind farblos, leistenförmig oder unregelmäßig begrenzt, treten manchmal zwischen unzweifelhaften Sillimanitnadeln auf, verraten bald sehr schwache, bald starke Doppel- und stets nicht unbedeutende Lichtbrechung, die mit jener der Sillimanitnadeln vollkommen übereinstimmt. Im Schlicfe zeigen manche Schnitte Trassen von zwei Systemen von Trennungsfächen, die allem Anscheine nach aufeinander senkrecht stehen. Ein System kann nur als unregelmäßige Querabsonderung gedeutet werden. Die Spaltrisse des anderen Systems sind zwar nicht sehr reichlich ¹⁾ vorhanden, allein wegen des vollkommenen Parallelismus derselben und da sie gewöhnlich durch die ganzen Schnitte hindurch anhalten, kann man sie als

¹⁾ Vielleicht war der Schlicf zu dick.

gut qualifizieren. In leistenförmigen Schnitten ist die Spaltbarkeit sogar sehr gut. Die Auslöschung bezüglich der letzteren ist gerade. Optisch ist das Mineral zweiachsig. Zu dem Spaltsystem liegt die Ebene der optischen Achsen parallel. Derlei Schnitte erwiesen sich als nicht ganz senkrecht zu c getroffen und diese waren es, die sehr schwache Doppelbrechung erkennen ließen, was mit der Tatsache, daß im Sillimanit $\beta - \alpha$ ja nur 0.001 beträgt, gut stimmt.

Andere Schnitte mit sehr hohen Interferenzfarben, die also starke Doppelbrechung verraten, sind auch senkrecht zu einer Mittellinie getroffen gewesen, diese war jedoch a , denn b und c lagen in der Schliffebene. Vergleicht man obige Erfahrung mit der großen Differenz zwischen γ und β ($= 0.021$) im Sillimanit (Rosenbusch' Tabellen), so sieht man, daß auch diese Beobachtung für das erwähnte Mineral spricht.

Manche Biotite, und zwar besonders jene, die wie ausgebleicht aussehen, beherbergen sehr viel Rutilnadelchen (Sagenit).

Ein paarmal fand ich große Zirkon- und farblose Granatkörner.

Die sonstigen mikroskopischen Verhältnisse waren derartige, wie sie oben sub a angegeben wurden.

Außer an und für sich verdienen die eben geschilderten Ausbildungen unseres Biotitgneises auch aus folgendem Grunde ein spezielles Interesse. Sie stimmen nämlich in petrographischer Hinsicht mit den hochkrystallinen Ausbildungen des cordieritführenden, schiefrigen Quarzglimmerfelsens aus dem Steinbruche bei der „Niedere Grund M.“ an der großen Roder, fast südlich Lotzdorf, beziehungsweise nordwestlich Radeberg oder aus dem Steinbruche nördlich „Tal Villa“ (Sektion Radeberg der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen) haarscharf überein, und zwar dies sowohl makro- als auch mikroskopisch. Das erwähnte sächsische metamorphosierte Gebilde und unser Biotitgneis sind sich im allgemeinen wie auch im speziellen fast so genau gleich wie ein Gegenstand seinem Spiegelbilde. Man vergleiche diesbezüglich die E. Weberschen Erläuterungen zu der angegebenen Sektion (Blatt 51, 1890), pag. 12 und weiter, wo derlei Gesteine als metamorphosierte silurische Grauwacken genau beschrieben sind.

Um jedoch allen Unklarheiten und Mißverständnissen von vornherein vorzubeugen, erkläre ich gleich an dieser Stelle, daß ich nur aus der zwar auffallenden petrographischen Kongruenz der beiderlei Gesteine in keiner Weise eine geologische Gleichstellung derselben ableite. Auf Grund dieser besagten Kongruenz allein möchte ich es nicht einmal wagen, zu erklären, daß die ursprüngliche Form unseres biotitreichen, offenbar kontaktmetamorphosierten Gesteines eine Grauwacke war. Mehr darüber im Schlußkapitel.

d) Wie unsere Biotitgneise selbst auf ganz kleinen Flächen zu wechseln imstande sind, das möge folgendes Beispiel lehren. Fundort wie oben bei c sub α angegeben, und zwar auch in einem kleinen Aufschlusse anstehend.

Das Gestein ist im Vergleiche zur früher beschriebenen Ausbildung sehr biotitarm. Nicht nur relativ, sondern auch absolut genommen, könnte man es deshalb als sehr hellgrauen (bis weißen) Gneis bezeichnen. Neben Biotit erkennt schon das unbewaffnete Auge auch Muskovit. Wesentliche Elemente sind jedoch nebst Biotit nur Quarz und Feldspat. Manchmal erkennt man auch streifenweise angeordneten Sillimanit. Die Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile erfolgt in nicht ganz scharf voneinander geschiedenen Lagen. Manchmal bildet jedoch der Biotit nur größere und kleinere Flatschen oder er tritt auch nur in Form winziger kleiner Schüppchen auf.

Die Formen der Bestandteile und die Art ihrer Vereinigung (Struktur) bleiben im großen und ganzen u. d. M. dieselben wie in den oben sub *c* angeführten Fällen. Nur die Korndimensionen sind merklich größer als in den biotitreichen Modifikationen. Der Erhaltungszustand ist kein so guter.

Bezüglich der Einzelheiten ließ unser Präparat folgende Beobachtungen zu.

Der Feldspat bildet zwei Gruppen. In die eine gehören die nichtwillingsgestreiften. Diese ist allem Anscheine nach bedeutend größer als die zweite, deutliche Zwillingslamellierung aufweisende.

Die Durchschnitte der ersteren Gruppe verraten zumeist nur ein System sehr vollkommener Spaltrisse. Eine zweite, zur erwähnten senkrechte Spaltbarkeit erschien im Präparate vielleicht wegen der Dicke des Schliffes eigentlich selten. Mit Bezug auf die sehr zahlreichen untereinander strenge parallel verlaufenden und lange anhaltenden Spaltrisse löschen die Schnitte gerade aus. Die Achsenebene liegt quer zur erwähnten sehr vollkommenen Spaltbarkeit. Deshalb hatte ich keinen Grund an der Orthoklasnatur von derlei Durchschnitten zu zweifeln.

Das Mineral bildet die größten im Gesteine beobachteten Körner. Siebartige Durchlöcherung ließen diese nur ausnahmsweise erkennen. Sehr häufig findet man dagegen ganz geradlinig konturierte Durchschnitte. Manchmal gemahnen solche ungemein an vollkommen kristallographisch-regelmäßige Querschnitte von Orthoklas (mit fraglicher *M*, *x* und *P* Fläche). Sicher ist es ferner, daß nie eine Verzahnung mit den übrigen Elementen daran beobachtet wurde. Der Orthoklas zeigt also eine ausgesprochene Tendenz idiomorphe Ausbildung anzunehmen.

Als sekundäre Gebilde findet man in ihm Kaolin und Muskovit, und zwar ist seine Umwandlung um so deutlicher, je größer die Durchschnitte sind.

Kleine Körner sind wie in den früheren Fällen durch wasserartige Klarheit und Frische ausgezeichnet. Ein Umstand, der ein Fingerzeig sein kann für die Beurteilung der ungestreiften kleinen Feldspate in den vorausgehend geschilderten Modifikationen, in denen der Nachweis für Orthoklas nicht leicht zu erbringen ist, da die Schnitte mitunter sehr klein waren und deshalb die Ausbildung der Spaltbarkeit nicht beurteilen ließen.

Manchmal findet man sechsseitige, keine Spaltbarkeit, dafür aber um so deutlicher geradlinige Begrenzung aufweisende, zweiachsige, nicht zwillingsgestreifte, klare, hypothetisch für Orthoklas gehaltene Durchschnitte auch als fragliche Einschlüsse in Biotitlamellen.

Um eine sichere Plagioklasbestimmung vornehmen zu können, dafür waren die bezüglichen Schnitte zu sehr kaolinisiert oder sie waren nicht, wie es nötig gewesen wäre, vom Schlicke getroffen worden. Der Brechungsquotient derselben ist jedoch nicht weit verschieden von jenem des Quarzes und die Auslöschungsschiefen verrieten nur ganz geringe Beträge. Auch der Plagioklas läßt geradlinige Begrenzung erkennen.

Der braune Glimmer zeigt, wie in den früheren Fällen, einen nur sehr kleinen Achsenwinkel. Durch Zersetzungsprozesse bildet sich im Biotit Rutil, seine Hauptmasse geht aber in ein grünliches, chloritisches Mineral über.

Der Muskovit scheint nur die Rolle eines sekundären Gemengteiles zu haben.

Der Quarz zeigt teils eckige, und zwar dann geradlinig begrenzte, sonst kreisrunde oder ovale Formen. Er ist vollkommen wasserklar und verrät gar keine Trübungen wie sonst in Gneisen. Die Interpositionen, die er führt, sind nur mineralischer Natur. Ein absolut sicheres Erkennungsmerkmal gegenüber den sonstigen farblosen Elementen ist ledig die Beobachtung des Bildes eines optisch positiv einachsigen Minerals oder die Behandlung mit der Flußsäure und mit Anilinblau.

Der Sillimanit tritt so, wie in den früheren Fällen angegeben wurde, auf.

In jenen Partien des Schlickes, wo Sillimanit reichlicher vorkommt, findet man schließlich noch ein Mineral mit folgenden optischen Merkmalen.

Neben sicher nachgewiesenem Quarze lagen Schnitte, die im gewöhnlichen Lichte von jenem gar nicht unterschieden werden konnten, weil man überhaupt keine Grenze bemerkte. Darüber half auch das stärkste Abblenden des Lichtes nicht hinweg. Die Lichtbrechung muß also jener des Quarzes gleich oder zumindest nahezu gleich sein. Die Substanz ist wasserklar, zeigt keine Zwillingslamellierung und jedesmal nur paar beiläufig parallele, grobe Risse. Im c. p. L. ist es sicher als zweiachsig erkannt worden. Quarz ist bestimmt ausgeschlossen. Demnach bleibt da nur die Wahl zwischen einem, bezüglich n dem Quarze gleichen Feldspate und zwischen Cordierit. Da sich entlang den Spaltrissen eine grünlichgelbe Substanz (sekundär) ansiedelt, deshalb wäre ich geneigt, in derlei Fällen einen Cordierit (hypothetisch) anzunehmen. Viel war davon, wie bemerkt, überhaupt nicht vorhanden.

Überblicken wir den Gesamtkomplex der angeführten Beobachtungen, so resultiert aus diesen erstens die Erkenntnis der Pflasterstruktur des Gesteines, also ein Verbandverhältnis der Minerale wie in den vorausgehend geschilderten Fällen. Ferner sehen wir, daß im Wesen auch dieselben Gesteinskomponenten und mit denselben Eigentümlichkeiten auftreten wie früher. Verschieden ist nur ihre Menge.

Der viele vorhandene Orthoklas müßte sich, im Falle das Gestein einer chemischen Analyse unterworfen werden möchte, an dem Endresultate mit viel Alkalien und viel SiO_2 beteiligen. Die Menge der Kieselsäure würde infolge des immerhin reichlichen Quarzgehaltes dieser Felsart unmöglich klein sein. Die geringen Plagioklasmengeen könnten ferner nicht viel Na_2O und CaO liefern. Da der Vertreter dieser Gruppe übrigens (wie oben) gewiß (recht) sauer ist, deshalb müßte das Na_2O über das CaO überwiegen, denn außer im Plagioklas kann ja (zumindest viel) CaO in keinem Gemengteile vorliegen. Der Muskovit kann schließlich als wasser- und kalihaltiges Alumosilikat auch nur eine Vermehrung des K verursachen. Wegen seiner Natur als sekundäres Mineral und wegen seiner geringen Mengen kommt er jedoch später unten gar nicht in Betracht. Einen von dieser Mineralgruppe abweichenden Einfluß könnten also auf das chemische Gesamtbild nur der Sillimanit und der hypothetische Cordierit ausüben, falls sie nicht überhaupt in zu geringen Mengen vorhanden wären. Schließlich würde auch der Biotit wegen seiner relativ geringen Mengen den Grad der Azidität des Gesteines nicht besonders herabdrücken.

Aus dieser Überlegung folgern wir leicht, daß das Bild einer eventuellen chemischen Analyse des Gesteines jenes eines Granites oder Orthogneises wäre, obschon es nur eine biotitarmer Varietät unseres sogenannten Biotitgneises ist, außer wir nehmen an, das Gestein wäre ein Granit (eventuell schiefriger Granit) und daß obige Strukturverhältnisse und Mineralkombination hier gleichzeitig rein ein Produkt des Zufalles sind. Eine Deutung, für die ich mich beim Studium der Sache nicht entschließen konnte.

Bei der Betrachtung des Biotitgneises unseres Aufnahmegebietes im allgemeinen kann man also auf Gesteinsausbildungen stoßen, die, einer chemischen Analyse unterworfen, vielleicht ein nicht richtiges Bild von zumindest manchen Varietäten aufkommen lassen könnten. Bei der Bewertung der Analysenresultate wäre es deshalb ungemein gewagt, ja vielleicht sogar ganz unrichtig, diese von allen übrigen Beobachtungen loszuschälen und selbe einfach als etwas durch sich selbst endgültig definiertes auffassen zu wollen.

e) Ein dunkelbläulichgrauer, sehr feinkörniger, streifenweise etwas heller gefärbter Biotitgneis, der den oben sub *c* angeführten Varietäten ganz ähnlich sieht und deshalb ebenso wie jene auch als ein Quarz-Feldspat-Biotit-Hornfels benannt werden könnte. Das Gestein steht an der Bahn Deutschbrod — Saar südlich Schönbrunn im Sazawatale, beziehungsweise westlich Přebislaw an (cf. pag. 191 und pag. 209).

Wesentliche Gemengteile sind Quarz, Feldspat und ein dunkler Glimmer.

Der Feldspat ist zum größten Teile ungestreift. Derlei Durchschnitte unterscheiden sich sehr wohl durch ihre Lichtbrechung vom Quarze. Deshalb faßte ich sie als Orthoklas auf. Die symmetrische Auslöschung der zwillinggestreiften Feldspate war mit Bezug auf die Albitzwillingsgrenze nur ganz minimal. Auch bei starker Einengung

des Beleuchtungskegels war keine merkliche Lichtbrechungs-differenz mit Bezug auf den Quarz erkennbar. Der Plagioklas ist also auch hier ein ziemlich saures Glied der ganzen Reihe. Wahrscheinlich ist er kaum basischer als die basischen Oligoklase. Eine genauere Bestimmung war undurchführbar.

In den Feldspaten kommt es sehr oft zur Ausbildung der Sieb- oder Skelettstruktur durch die Interposition von runden und ovalen Quarz- und namentlich Biotitgebilden, beziehungsweise der übrigen noch zu erwähnenden Elemente.

Geradlinige oder gerundete Begrenzungen obiger, wesentlicher Elemente ist auch hier Regel. Durch die entsprechende Verbindung derselben untereinander kommt typische Pflasterstruktur auch in diesem Falle zum Ausdrucke.

In verschiedenen Mengen treten neben den angeführten Gesteinskomponenten, wie es scheint, noch drei andere, und zwar helle auf. Keine davon wird jedoch wesentlicher Gemengteil.

Kleine, nicht sehr zahlreiche Körner, die zwischen gekreuzten Nicoln dunkel blieben, bedeutende Lichtbrechung verrieten und unregelmäßig begrenzt waren, wurden als Granat gedeutet.

Eine andere Gruppe von Durchschnitten, die der Menge nach mit dem Granat verglichen, noch viel geringer war, zeigt ovale oder ersterem gleiche Formen und vielleicht noch stärkere Lichtbrechung, weil die Oberfläche noch runzeliger aussah. Im Gegensatze dazu waren zwischen gekreuzten Nicoln sehr hohe Interferenzfarben, also eine starke Doppelbrechung konstatierbar. Ich hielt solche Schnitte für Zirkon.

Das dritte und letzte hierhergehörige helle Mineral ließ schließlich folgende Beobachtungen zu. Form kurz leistenförmig. Die größten Durchschnitte zeigen ein System von wenigen Spaltrissen. Ich glaube selbe als gut auffassen zu dürfen. Farbe sehr hell gelblichgrün bis fast farblos. Doppelbrechung sehr schwach. Lichtbrechung ziemlich intensiv. Im c. p. L. ist es allem Anscheine nach optisch zweiachsig. Die Lage der Achsenebene war nicht sicher bestimmbar. Vielleicht liegt in derlei fast ausnahmsweise ganz winzigen Querschnitten ein Zoisit vor. Vorhanden war davon eine ziemlich große Zahl. Zumeist war er in Lagen verteilt. In manchen Feldspaten tritt er in kettenförmiger Anordnung auf, und zwar so, daß die einzelnen Individuen mit der Längsachse parallele Stellungen aufweisen.

Im Handstücke wurden 1—2 mm mächtige Quarz-Feldspatlagen beobachtet (cf. pag. 209). Dasselbe fand ich auch u. d. M. wieder. Es sinkt nur die Mächtigkeit derselben noch um ein sehr bedeutendes Stück herab. Diese Lagen fand ich nun u. d. M. an manchen Stellen in Falten gelegt oder ganz bizarr verbogen, wie es beispielsweise die Schichten mancher als Gekrösesteine bezeichneten Anhydrite oder Phyllite, beziehungsweise Tonschiefer sind. Ich bemerke, daß makroskopisch von dieser Faltung keine Spur am Handstücke erkennbar war. Von einer Zerdrückung irgendeines Elementes ist dabei nichts zu merken. Selbst undulöse Auslöschungen der Quarze sind unmerklich gering oder gar nicht vorhanden. An den Scheitelpunkten dieser mikroskopischen Falten sah man manch-

mal schön halbmondförmig gebogene Quarzdurchschnitte, die zwischen gekreuzten Nicoln ganz einheitlich dunkel wurden. An einem Durchschnitte fand ich, daß die Enden eines derart verbogenen Quarzes noch weit in die Falten-schenkel hinein reichten. Auch in derlei verbogenen Lagen ist dieselbe geradlinige Begrenzung der Elemente beobachtet worden wie sonst, und wie sie uns früher veranlaßte, von einer bienenwabenartigen Struktur zu sprechen. Ein für die theoretische Deutung besonders beachtenswerter Fall!

Auf Grund all der angeführten Beobachtungen dürften wir zu folgenden Schlußfolgerungen berechtigt sein. So wie das Gestein derzeit vorliegt, ist es einem starken Drucke, der erkennbare Spuren seiner Wirkung hinterlassen hätte, nicht ausgesetzt gewesen. Ich wage es nämlich schon mit Rücksicht auf die Grenzformen der Elemente nicht, die jetzige Struktur als Folge von Druckwirkungen allein zu deuten. Die auf mikroskopischem Wege beobachtete Faltung ist also älter als die derzeitige Substanzanordnung im Gesteine. Unser Hornfels oder hornfelsartige Biotitgneis muß also nicht immer seinen jetzigen Habitus und Gefüge, beziehungsweise die Minerale nicht stets die derzeitige Anordnung, beziehungsweise Form besessen haben. Die Pflasterstruktur ist mithin mit Rücksicht auf das durch die erwähnte Fältelung sich verratende und deshalb als präexistierend angenommene Gefüge eine sekundäre Strukturform.

Der ganze Komplex der Erscheinungen ist also auch hier gleich jenen Phänomenen, wie sie aus kontaktmetamorphen Felsarten bekannt sind (cf. Analogie mit den sächsischen metamorphen Grauwacken und die Angaben oben sub *a*).

Besondere Beachtung verdient das in Rede stehende Gestein an dieser Stelle schließlich noch aus folgendem Grunde.

Professor Dr. F. E. Suess¹⁾ verdanken wir interessanté Studien aus dem Bereiche des Kartenblattes Groß-Meseritsch (Zone 8, Kol. XIV), welches mit seiner äußersten Nordwestecke mit der äußersten Südostecke des Kartenblattes Deutschbrod zusammenstößt und an welch ersteres im Westen und letzteres im Süden das von mir bereits aufgenommene (Manuskript) Blatt Iglau grenzt.

Das ganze Schichtsystem des bezeichneten von F. E. Suess aufgenommenen Kartenblattes streicht in der Gegend der nordwestlichen Ecke in nordwestlich-südöstlicher Richtung. Genannter verzeichnete am Rande seines Kartenblattes in der in Rede stehenden Ecke einen als „Gneis im allgemeinen“ bezeichneten Schieferkomplex, einen Granulitzug und Amphibolitzüge. Hier interessieren uns die Gneise und die Amphibolite allein, denn diese treten, wie wir gelegentlich der Publikation der Resultate der Untersuchung des Gebietes des Kartenblattes Iglau sehen werden, auch

¹⁾ „Der Granulitzug von Borry in Mähren.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, 50. Band, pag. 615 – 648.

in den Bereich des letzteren über. Sie streichen im Gebiete des Blattes Iglau im selben Sinne weiter, um im Distrikte gegen den nördlichen Rand des Blattes Iglau, beziehungsweise gegen den südlichen des Blattes Deutschbrod zu in mehr oder weniger nördliches Streichen überzugehen, welches sie dann in dem eben in Rede stehenden Gebiete auch beibehalten.

Die von F. E. Suess im Blatte Groß-Meseritsch in den bezüglichen Gegenden im allgemeinen angetroffenen Gesteine streichen also, kurz gesagt, auch noch in unser Gebiet herein.

Nun fand F. E. Suess bei Borry Hornfelsgranulite.

Der Freundlichkeit des genannten Herrn hatte es Autor zu verdanken, daß er sein oben geschildertes hornfelsartig aussehendes Gestein mit dem Hornfelsgranulite von Borry im Handstücke vergleichen konnte. Dieser Vergleich hat das Auffallende zutage gefördert, daß die beiden Gesteine makroskopisch zum Verwechseln gleich aussehen (cf. pag. 191 und pag. 209). Unter dem Mikroskope ergaben sich dagegen folgende allein geringfügige Abweichungen. Das Gestein vom Valiberge bei Bobrau ist in dem mir vorgelegenen Schliche etwas gröber körnig, hat etwas mehr Granatquerschnitte erkennen lassen, verriet jedoch zumindest scheinbar etwas weniger Biotit und zeigt keine derartigen Durchschnitte wie das in meinem Sammlungsmaterial von mir für Zoisit gehaltene Mineral. Deshalb dürften wir wohl sagen können, daß wir es im Wesen auch mit einer mikroskopischen Gleichheit der Ausbildung unseres Gesteines mit dem einen Vergleichsstücke zu tun haben.

Vorläufig bemerke ich nur noch, daß F. E. Suess seine Hornfelsgranulite auf Grund der chemischen Analyse des Gesteines für einen Paragranulit hält, die bezügliche Zone, in der dieses Gestein auftritt — aber auch nur diese Zone, also nur einen schmalen Streifen seines Kartengebietes — als „uralte Kontaktzone“ deutet und das Gestein als mit Tonschiefern verwandt (l. c. pag. 646) auffaßt.

Auf die theoretische Deutung unseres Gesteines werde ich im letzten Abschnitte der vorliegenden Arbeit im Zusammenhange mit der Besprechung aller übrigen diesbezüglich maßgebenden Beobachtungen zurückkommen.

f) Rostbraun verwitternder, lagen- oder mehr fleckenweise Sillimanit und nur ausnahmsweise ab und zu minimale Spuren von kleineren, allein dann makroskopisch erkennbaren Cordieritkörnern führender Biotitgneis.

α) Gestein aus dem Schlapankatale. Es steht an zahlreichen Stellen entlang der Straße von der Bahnstation Schlappenz zum gleichnamigen Dörfchen, und zwar östlich von der Brücke an. Das Gefüge ist im Handstücke gebändert-schiefrig, denn die hellen und dunklen Gesteinskomponenten sondern sich lagenweise. Die Biotitlamellen stellen sich strenge parallel, obschon auch quer zur Schieferung stehende Schüppchen auftreten. Durch eine innige Verwebung der ersteren entstehen mehr oder weniger ausgedehnte, papierdünne, bis 1. mm dicke Lagen. Die Struktur ist nicht mehr sehr feinkörnig wie

zum Beispiel oben sub *e*. Manchmal kann sie sogar schon nahe an eine mittelkörnige herankommen.

In diesem Gesteine speziell erkennt man mitunter schon mit freiem Auge winzige kleine Cordieritkörner von grünlichgrauer Farbe.

β) Etwas feinkörnigeres zum Teile Sillimanitführendes Gestein hinter dem Orte Schachersdorf. Es steht an der Straße, die nach Pribislau führt, unmittelbar an. Im Querbruche sehr gut erkennbare feine (phyllitische) Faltung.

Präparate von beiden Gesteinen lassen als wesentliche primäre Gemengteile Quarz, und zwar, wie es mir scheint, in etwas wechselnden Mengen, dann gestreiften und ungestreiften Feldspat, zum Teile stark kaolinisiert, zum Teile etwas sericitisiert, und schließlich viel dunklen Glimmer erkennen. Die Ausbildung und die Eigenschaften aller drei Minerale sind dieselben wie in den früher besprochenen Fällen. Verbandverhältnisse: Pflasterstruktur. Skelettstruktur kommt vor (beim Feldspat und Quarz), sie ist jedoch relativ selten zur Beobachtung gelangt.

Akzessorisch treten auf: Sillimanit, Cordierit (beide in sehr wechselnden Quantitäten), ab und zu ein fast farbloser Granat und ein ganz zersetztes Mineral, das ich für Andalusit zu deuten geneigt wäre. Dieses letztere geht nämlich in Aggregate von hellem Glimmer (Sericit) über. Die winzigen Muskovitschüppchen stehen in den für Andalusit gehaltenen Schnitten senkrecht auf gewissen Trennungsflächen (cf. oben sub *a*). Mit den Cordieritdurchschnitten ist eine Verwechslung ganz ausgeschlossen. Dieser ist nämlich im allgemeinen noch sehr frisch. Umwandlungen von Cordierit in Sericit kommen zwar vor, allein dieser Prozeß ist, absolut wie auch relativ genommen, wie gesagt, sehr wenig weit gediehen. Erze (Magnetitkörnchen) gehören zu den Seltenheiten.

g) Den sub *f* angeführten Gesteinen analoge Ausbildungen zeigen Proben aus dem Sazawatale, und zwar:

α) Von der Bahn Deutschbrod — Saar (beziehungsweise östliche Fortsetzung derselben); Gegend ostnordöstlich Uttendorf, beziehungsweise südöstlich Böhmisches Schützensdorf.

U. d. M. findet man, daß das Gestein etwas Cordierit führt. Der Mineralbestand und das Gefüge sind sonst wie oben sub *f*. Nur der Sillimanit wurde nicht beobachtet. Die Quarze löschen zum Teile undulös aus.

β) An derselben Bahnstrecke westsüdwestlich Pribislau und nahe bei K. 483 (der Karte 1 : 25.000).

Das Gestein ist sehr reich an dunklem Glimmer. Ein Feldspat scheint ganz zu fehlen. Derlei Ausbildungen kann man deshalb kurzweg als Glimmerschiefer deuten. Wegen des Vorherrschens des Glimmers oder des Zurücktretens jener Gemengteile, die sonst Körnerformen aufweisen, kommt die Pflasterstruktur weniger deutlich zum Ausdruck. Sie ist jedoch auch da vorhanden.

γ) Fein bis nicht ganz mittelgrobkörnige und dabei schuppige bis schiefrige Gesteinsausbildungen, wie sie in den Schotterbrüchen am rechten Sazawaufer zwischen Pribislau und Ronow unmittelbar an der Straße anstehen. Der makroskopisch in manchen

feinkörnigen Stücken wahrnehmbare Habitus ist derartig, daß er mit bestem Erfolge mit dem einer hochgradig umgewandelten und deshalb viel Biotit führenden Grauwacke verglichen werden kann. Feldspat ist manchmal viel vorhanden, er kann jedoch ebensogut auch nur sehr mäßig (dies der seltenere Fall) vertreten sein. Auch vom Biotit ist viel vorhanden, und zwar in Form von winzigen vereinzelt Schüppchen und Fasern oder er tritt in Lagenform auf. Durch letzteres kommt die schiefrige Textur sehr zum Ausdrucke. Auch der Quarz und die mitunter silberglänzenden Sillimanitaggregate können schon mit freiem Auge wahrgenommen werden.

Außer den im voranstehenden angeführten Elementen seien nun noch folgende u. d. M. erkannte Verhältnisse erwähnt. Ganz vereinzelt treten helle Granatkörner, Muskovitschüppchen und wasserklare Durchschnitte eines optisch zweiachsigen Minerals, das ich eventuell für Cordierit halten möchte, auf. Der ungestreifte Feldspat zeigt mikropertitische Verwachsungsphänomene.

Besondere Beachtung verdienen auch in diesem Falle die Strukturverhältnisse.

Die hellen, wasserklaren Quarze [ohne oder nur mit minimalen Spuren von (Gas- und Flüssigkeits-)Einschlüssen, wie solche sonst in Quarzen von krystallinen Gesteinen auftreten] führen auch hier ovale und runde Biotite als Interpositionen. In gleichen Formen, nur in Gestalt von größeren Gebilden tritt umgekehrt der Quarz im Feldspate auf. Geradlinige Begrenzungen der Elemente kommen vor, allein, ausdrücklich bemerkt, selten und es tritt zumindest ungemein häufig daneben eine Verzahnung der Elemente auf.

Ob die Verzahnung als eine ältere oder jüngere Erscheinung als das Phänomen der Sillimanit- und eventuell Cordieritbildung aufgefaßt werden soll, das ist nicht leicht und in kurzem Wege zu entscheiden. Daß nämlich das Gestein eine Kataklyse durchgemacht hat, daran ist keinen Augenblick zu zweifeln. Zerbrochene und undulös auslöschende Quarze und Feldspate sprechen zu deutlich dafür. Umgekehrt ist jedoch das Gestein auch sicher sehr hoch krystallin und den früher besprochenen Modifikationen verwandt.

Daß eine diesbezügliche Veränderung mit dem Gesteine vor sich gegangen ist, die zumindest die Sillimanit- und (eventuell) die Cordieritbildung verursachte, respektive die oben ganz kurz skizzierten Struktureigentümlichkeiten hervorrief, ist sicher. Die Substanz kann deshalb kaum allgemein genau in demselben Verbands- und allgemein in derselben Form heute vorliegen, wie sie einst — vor der vermeintlichen Überführung in den derzeitigen hochkrystallinen Zustand — aufgetreten ist. Wahrscheinlich hatte gleichzeitig mit der Sillimanit- und mit der fraglichen Cordieritbildung eine Umlagerung der Gesteinssubstanz stattgefunden. Nun möchte ich glauben, daß es die einfachste Erklärung wäre anzunehmen, daß durch denselben Prozeß, welcher die Bildung des jetzigen Mineralbestandes (Quarz, Feldspat, Biotit, Sillimanit, ? Cordierit) und des teilweisen gegenseitigen Mineralverbandes (Biotiteier in den Quarzen etc.), das heißt also, daß durch dieselbe

Ursache, welche die ganze Umlagerung bedingt hat, auch die geraden Begrenzungsformen, wo sie überhaupt auftreten, erzeugt worden sein mögen. In diesem Falle hätten wir also die Verzahnung vielleicht als ein sekundäres Phänomen mit Bezug auf das durch den Umwandlungsprozeß erzeugte Gefüge aufzufassen.

Eine plausible Deutung könnte jedoch auch folgender Gedankengang abgeben. Ein Gestein, das einer Umwandlung in eine Felsart von dem Habitus der unseren fähig ist, habe teilweise einen gewissen Umwandlungszustand erreicht, ohne daß das höchstmögliche Stadium erlangt worden wäre. Reste vom ursprünglichen, einst und wo immer kataklastisch veränderten Bestande sind also noch erhalten geblieben. Wenn in dem Falle eine zweite Kataklase dazugekommen wäre, so ist es klar, daß diese alle Elemente ohne Auslese betreffen muß, und daß dann deshalb ein Strukturbild zu beobachten sein wird, in dem die verschiedenen Strukturformen ganz ineinandergreifen dürften, so daß zwar jetzt unkenntliche alte Reste der ursprünglichen Gesteinsstruktur vorhanden sein könnten. Als absolut sicher betrachte ich diese Angelegenheit nicht beantwortet.

δ) Biotitarmer, heller, schuppiger Gneis aus einer Gesteinsbank beim hölzernen Bahnviadukte am rechten Sazawaufer, südöstlich Ronow, beziehungsweise südlich K. 494 (der großen Karte).

U. d. M. findet man neben den beiden schon makroskopisch erkennbaren wesentlichen Gemengteilen Quarz und Feldspat, beziehungsweise neben dem Sericit und Turmalin noch ein randlich mehr oder weniger in Muskovit (Sericit) umgewandeltes, optisch zweiachsiges Mineral von starker Licht- und in manchen Schnitten auch bedeutender Doppelbrechung. Wahrscheinlich ist es Andalusit. Seine Menge ist sehr unbedeutend. Außer diesen tritt auch Cordierit in einzelnen unregelmäßigen Körnern auf. Hellgelbe Streifen in wasserhellen Durchschnitten (welch erstere durch Neubildungen entstehen) sind die besten Wegweiser zur Auffindung dieses sonst mit Quarz leicht zu verwechselnden Elementes. Das Gefüge ist teilweise als Pflasterstruktur anzusprechen, zumeist findet man jedoch die Elemente ineinander verzahnt. Eine Kataklase hat das Gestein sicher erlitten (cf. oben die Angaben sub γ und die früheren). Der beste Zeuge dafür sind übrigens die harnischartigen, striemigen Flächen, die das Gestein beobachten ließ.

h) Schuppig-flaserige oder auch schiefrig ausgebildete, in frischem Zustande graue, durch Verwitterung sich jedoch braun färbende, mittel feinkörnige Felsart vom südlichen Kartenrande, westlich von der Bor-M., beziehungsweise fast südlich vom östlichen Ende des Dorfes (Ober-)Wčžnitz (letzteres im oberen Schlapankatale).

Wesentliche Elemente sind Orthoklas mit relativ wenig Plagioklas, Biotit und Quarz. Ferner treten auf Muskovit und Cordierit. Von keinem der beiden letzteren ist viel vorhanden; vom Cordierit konnte ich überhaupt nur Spuren sicher nachweisen. Seine wasserhellen, sehr unvollkommen spaltbaren, sehr deutlich jedoch optisch zweiachsigen Querschnitte sind nämlich mit dem Quarz leicht zu verwechseln. Dieser ist sehr zerdrückt, löscht

undulös aus und man muß sehr kritisch vorgehen bei der Beurteilung der Achsenbilder, um nicht etwa anomale Quarze für Cordierit zu erklären.

Der Orthoklas nimmt mit Vorliebe große Formen an. Er greift nie mit zackigen, sondern stets mit ruhig gebogenen Grenzkonturen in die Nachbarminerale ein. Seine Interpositionen, die Quarze, sind tropfenförmig rundlich umgrenzt und infolge ihrer großen Zahl erscheinen die Feldspate siebartig durchlocht. Der Feldspat zeigt in Form kleiner Körner auch noch geradlinige Begrenzungen. Im diametralen Gegensatze dazu ist der Quarz ganz zerdrückt. Von diesem Gesteine kann man mit Bestimmtheit behaupten, daß die Kataklyse nach der Ausbildung von Biotit, Feldspat (in der siebartig durchlocherten Form) und nach jener von Cordierit erfolgte (cf. pag. 232). Manchmal sieht der Biotit wie ausgewalzt aus. Einfache Blättchen gehen in Aggregate über. In solchen treten stets Muskovitschuppen auf. Durch den seitlichen Druck sind übrigens auch ursprünglich nicht einheitliche und nicht zusammenhängende Biotitschuppen zu Fasern gruppiert worden. In der bekannten Eiform tritt der Biotit im Quarz, Feldspat sowie auch im Cordierit auf.

Akzessorisch treten auf: Zirkon (pleochroitische Höfe im Biotit) und ein Erz (in Spuren? Magnetit).

i) Sehr reich an Cordierit ist ein dunkelbläulichgraues Gestein von der Lokalität Kaplička, südlich Kněž (in einer Schottergrube gut aufgeschlossen). U. d. M. stimmt es mit den pag. 224, sub d angegebenen sowie auch mit allen anderen nicht kataklastisch veränderten Ausbildungen derart überein, daß eine spezielle Schilderung überflüssig zu sein scheint. Es zeigt, kurz gesagt, alle Eigentümlichkeiten von hochkrystallinen Schiefen, die diese ihre Natur durch den Kontakt mit Graniten erworben haben.

k) Grauer, feinkörniger, schuppiger Biotitgneis vom westlichen Blattrande, ungefähr 1 km südlich von Nezdin.

Mineralogische Zusammensetzung wie in den früheren Fällen. Der Cordierit scheint zumindest nicht ganz zu fehlen. Biotit ist nicht nur relativ sondern auch absolut wenig vorhanden. Manche Feldlesesteine sehen deshalb mehr quarzitisch als gneisartig aus und bilden so Übergänge in Quarzite. Letztere sind auch gar nicht weit davon entfernt konstatiert worden. Die Art des Verbandes der Minerale entspricht teils sehr genau der Pflasterstruktur, teils ist sie jedoch auch ganz diejenige eines Sandsteines oder einer Arkose.

Undulöse Auslöschungen kommen zwar vor, es ist jedoch fraglich, ob diese Eigentümlichkeit der Körner im jetzigen Mineralverbande erworben wurde. Manche Körner zeigen nämlich nicht einmal Spuren von irgendwelchen optischen Anomalien.

l) Granulitische Varietät eines weißen, sehr feinkörnigen, nicht viel roten Granat führenden, plattig brechenden Biotitgneislesesteines aus dem Schindergraben nordnordwestlich von Frauental, beziehungsweise östlich von der „Glashütte“ im besagten Graben (cf. pag. 210).

Ein kurzsichtiges Auge erkennt im Hauptbruche ein hellbläuliches Mineral von höchstens 1 mm Breite und 1—2 mm Länge. Die Flächen spiegeln stets sehr schön und da man schließlich nicht annehmen muß, es lägen stets Krystallflächen vor, deshalb könnte dies einen Fingerzeig abgeben, daß das Mineral zumindest eine sehr vollkommene Spaltbarkeit besitzen könnte.

Als wesentliche Bestandteile erwiesen sich u. d. M. Quarz, Orthoklas, relativ wenig Plagioklas und schließlich könnte man als derartiges Element auch den Biotit deuten. Als akzessorisch auftretender Granat wurden zwar die größten, allein nicht sehr zahlreichen Durchschnitte aufgefaßt. Sehr selten und dies zumeist in der Nachbarschaft des Granates trat Turmalin auf. Als letztes Element sei noch ein Mineral erwähnt, das ich für Disthen zu halten nicht abgeneigt wäre. Diesem Bestandteile müßten auch die, wie oben angedeutet, schön (zart) hellblauen, makroskopisch wahrnehmbaren Leisten angehören.

Quarz. Den optisch positiven, einachsigen, vollkommen wasserklaren, also gar keine Flüssigkeitseinschlüsse beherbergenden Durchschnitten desselben fehlt (so gut wie) jegliche Spur einer undulösen Auslöschung. Die Form derselben ist zwar unregelmäßig, allein die Körner sind mit ihren Nachbarkörnern nie verzahnt. Fast stets sind sie von schwach gebogenen Kurven, manchmal aber auch ganz geradlinig begrenzt. Als zweifelhaft stelle ich die Beobachtung hin, nach welcher der Quarz skelettförmige Gebilde in manchen allein sehr seltenen Fällen bilden könnte.

Feldspat. Dieser ist selten zwillingsgestreift, weshalb ich ihn in den allermeisten Fällen für Orthoklas hielt. Der Brechungsquotient ist stets geringer als im Quarze. Kaolinisierung ist zwar vorhanden, jedoch nicht weit fortgeschritten.

Biotit. Der braune Glimmer bildet im Querschnitte kurze Leisten, in der Aufsicht also kleine Schuppen. Diese treten zumeist einzeln auf und sind zum Teile in Umwandlung (Chloritisierung) begriffen.

Der Granat ist farblos und unregelmäßig begrenzt. Größere Körner davon sind durch zahlreiche Interpositionen ausgezeichnet. Deshalb sieht er manchmal wie durchschossen oder zernagt aus. Als Einschlüsse fand ich ein ganz wasserklares, genau so wie Quarz aussehendes, allein optisch zweiachsiges Mineral mit der Dispersion $\rho < \nu$. Betrachtete man es nicht zwischen gekreuzten Nicoln, so wählte man, es wären an den bezüglichen Stellen im Schliefe Lücken vorhanden. Mit Bezug auf den Brechungsquotienten des Kanadabalsams zeigten also derlei Einschlüsse keine Lichtbrechungsunterschiede. Deshalb glaube ich es hier mit Cordierit zu tun zu haben. Daneben findet man als Einschluß im Granat einen grünlichen Glimmer (? in Zersetzung begriffener Biotit). Ein an dem Granatrande, aber außerhalb dieses Gemengteiles auftretendes Mineral wies grünlichblau(graue) Farbe und unregelmäßige Formen auf. Zwischen gekreuzten Nicoln blieb es so gut wie dunkel. Es bildete einmal einen Streifen, der jedoch allem Anscheine nach ein Aggregat repräsentieren dürfte. Wahrscheinlich liegt da ein Spinell in Spurenform vor.

Der Turmalin bildet wenige stets an den Rand des Granates gebundene, unregelmäßige, bräunlichgrüne, keine Spaltbarkeit aufweisende Querschnitte.

Mit keinem der bisher besprochenen Elemente kann das eingangs erwähnte hellblaue Mineral verglichen werden. Deshalb muß dieses nur mit den (im Schlißbilde zwar zahlreicher als Granat, allein immerhin) nicht sehr häufig auftretenden, zumeist leistenförmigen Querschnitten identifiziert werden, die in der Mehrzahl der Fälle eine sehr hohe Licht- und sehr starke Doppelbrechung aufweisen und ein System sehr vollkommener Spaltrisse erkennen lassen, zu dem noch einige kurze und wenig zahlreiche Trennungsfächen schief verlaufen. Ganz vereinzelte Schnitte sind unregelmäßig sechsseitig begrenzt. Andere sehen so aus wie Augitzwillinge $\parallel (010)$, die, senkrecht dazu getroffen die prismatische Spaltbarkeit nur durch ein System von Spaltrissen verraten.

Die Spaltbarkeit in den verschiedenen Hälften (es sind immer zu zwei miteinander verbunden) ist stets gleich vollkommen und die Spaltrisse sind untereinander parallel. Optisch ist das Mineral sicher als zweiachsig aufzufassen. Genauere Beobachtungen ließen jedoch die mir vorgelegenen Schnitte nicht zu. Allem Anscheine nach dürften wir es, wie schon angedeutet, mit Disthen zu tun haben.

Die Art des Mineralverbandes im Gesteine kann ich auch hier nicht anders denn als Pflasterstruktur bezeichnen.

Schließlich würde es mir ein Akt reiner Willkür erscheinen, wenn ich diese Gesteinsausbildung für etwas wesentlich von unseren sonstigen „Gneisen“ dieses Abschnittes Verschiedenes erklären sollte, obschon das Gestein so gut wie ganz die Charaktere eines Granulites aufweist.

Anhang. Untergeordnet granatführender Biotitgneis von Věstec.

Am Wege von Horný (Ober-) zum Dolný (Unter-) Věstec fand ich ein fast unmittelbar bei letzterem Orte anstehendes, und zwar heiläufig in h 3 streichendes und gegen Südost einfallendes, dunkelgraues, sehr deutlich schiefrig struiertes, im Querbruche sehr feinkörniges Gestein, das im Wesen dem freien Auge Biotit, Feldspat, Quarz und zum Teile Muskovit erkennen läßt. Dieses „Gneis“-Vorkommen ist also vom Hauptverbreitungsgebiete des Biotitgneises ganz abgetrennt und soll deshalb auch hier anhangsweise und selbständig besprochen werden.

Beide Glimmer bilden auf den Schichtflächen dünne Häute, beziehungsweise die einzelnen Schichtfolien bestehen scheinbar fast nur, sicher jedoch vorwiegend nur aus Glimmern. Dabei beobachtet man, daß auf manchen Schichtflächen fast nur heller, auf anderen zumindest überwiegend oder überhaupt nur dunkler Glimmer zur Entwicklung gelangt. Im großen und ganzen herrscht jedoch der dunkle Glimmer über den hellen vor.

In kleinen Linsen, die im Handstücke kaum 1 cm lang und nur etliche (1—3) Millimeter mächtig waren, trat ein gelblichweißer, erdig aus-

sehender, also kaolinisierter Feldspat auf. In der Nachbarschaft desselben beobachtete ich mehrfach eine Querstellung der Glimmerschüppchen mit Bezug auf die Schieferungsebene.

Einem kurzsichtigen, hie und da auch schon einem normalen, zumindest jedoch einem mit der Lupe bewaffneten Auge fällt es auf, daß die Glimmerhäute zumindest lokal im Hauptbruche ganz löcherig erscheinen. Falls ein Vergleich gestattet ist, möchte ich sagen: das Gestein sieht im Hauptbruche so aus wie ein sehr wurmstichiges Stück Holz oder wie ein Blatt Papier, das man mit einer sehr feinen Nadel in der Weise perforiert hat, daß ein winziges Loch beim anderen zu sehen ist. Dazu kommt noch die Tatsache, daß lokal kaum mohngroße Knötchen aus der Glimmerhaut hervorragen. Eine schwach vergrößernde Lupe läßt die Knötchen als dunkelbraun gefärbte Körner erkennen, die erst das Mikroskop als Granate verrät.

Wo die kleinen Körner noch von Glimmerhäuten verhüllt sind, dort glaubt man unwillkürlich, man habe es mit einem im Kontakte veränderten Schiefer zu tun.

Manche Schliiffpartien erwiesen sich u. d. M. vornehmlich aus Glimmer (Biotit und Muskovit in wechselnden Mengen) und einem Granat zusammengesetzt. Zu diesen beiden (lokal wesentlichen) Gemengteilen treten in der Regel noch zwei farblose Komponenten: Quarz und Feldspat; manchmal sind es vielleicht auch mehrere: Quarz, Feldspat und Cordierit. Wo die farblosen Elemente vorherrschen, daß heißt in größeren Mengen auftreten, da verliert der Granat den Charakter eines wesentlichen Gemengteiles. Stets scheint er jedoch auch dann in für das Gestein noch charakteristischen Mengen erhalten zu bleiben.

Hie und da fand ich feine Nadeln eines so gut wie farblosen Minerals; diese möchte ich für Sillimanit halten.

Die Diagnose des eingangs für Granat erklärten Minerals stützt sich auf folgende Beobachtungen. Die Durchschnitte sind farblos und unregelmäßig oder zumindest nur scheinbar kristallographisch begrenzt. Die Umrisse wiederholen dann jene Formen, wie man sie beim Granat zu sehen gewohnt ist. Zwischen gekreuzten Nicoln bleiben die Querschnitte ganz dunkel. Der Brechungsquotient ist groß, Spaltbarkeit war keine, wohl aber waren unregelmäßige Risse wahrnehmbar. In ihrem Innern waren die Körner gewöhnlich ziemlich stark mit verschiedenen Einschlüssen erfüllt. Diese waren nur manchmal und auch dann nur allgemein als Mineralien (ein Erz und ? Quarz) bestimmbar. Hie und da häufen sich die Einschlüsse derart, daß die sonst völlig farblosen Körner im Innern vollkommen undurchsichtig werden.

Der Quarz bildet unregelmäßig gestaltete Körner.

Von den beobachteten Feldspatdurchschnitten ließ einer folgende Bestimmungen zu. Form unregelmäßig, deutliche Zwillingstreifung, parallel zu dieser ein System sehr vollkommener Spaltrisse (also parallel *M*), der schätzungsweise bestimmte Brechungsquotient war von jenem des Quarzes nicht zu unterscheiden. Die symmetrische Auslöschung war mit Bezug auf das besagte Spaltsystem sehr klein, ja scheinbar gerade, denn die Achsenebene lag scheinbar senkrecht

zur Längsrichtung der nach dem Albitgesetze verzwillingten Lamellen. Auf Grund dieser Tatsachen dürften wir wohl auf ein sehr saures Glied der Plagioklasreihe schließen. — Alle Feldspäte waren stark kaolinisiert.

Die sichere Unterscheidung des Cordierites von dem sonst zum Verwechseln gleich entwickelten Quarze erfolgte auf optischem Wege. Die Menge des Cordierites scheint zumindest mit Bezug auf jene des Quarzes kleiner zu sein. Von diesem unterscheidet ihn eine manchmal beobachtete sehr unvollkommene Spaltbarkeit, vom Feldspäte dagegen der Umstand, daß er nicht zersetzt ist.

Manche wegen ihrer starken Lichtbrechung fast schwarz erscheinende feine Nadeln, die als Einschlüsse im Quarze auftreten, dürfte man vielleicht als dem Rutil angehörig deuten können.

Aus dem Gesagten, glaube ich, geht zur Genüge klar hervor, daß die makroskopisch wahrnehmbaren Knötchen, beziehungsweise die beschriebene Perforierung der Glimmer nur vom Granat, beziehungsweise von ausgewitterten Granatkörnern herrührt.

3. Quarz-Sillimanitknollen führender Horizont des Biotitgneises östlich von Deutschbrod.

Auf das Vorkommen von Sillimanit im Biotitgneise wurde bereits im Vorausgeschickten mehrfach hingewiesen. Während jedoch seine Aggregate in den früheren Fällen ganz unregelmäßige Formen zeigten, ist dies in der Gegend östlich von Deutschbrod oder genauer im Distrikte, der sich westlich von Chrast, im Norden beginnend, über Schenkelhof bis zur Hammermühle im Sazawatale hinzieht und im Schlapankatale östlich und südöstlich von der Rosenmühle seine Fortsetzung zu finden scheint, nicht der Fall.

Wir wollen vor allem das Tälchen, das über K. 583 vom Westen herabkommt und beim Dorfe Chrast in ein Seitental des Břevnicabaches einmündet, ins Auge fassen.

In der besagten Depression wurden seinerzeit zwischen K. 583 und dem Dorfe Chrast am rechten Talgehänge nahe bei K 583 zwei Schottergruben angelegt, so daß dort das Gesteinsmaterial gut aufgeschlossen angetroffen wurde. Selbst bei möglichst genauer Betrachtung der herumliegenden Blöcke und des unmittelbar anstehenden Gesteinsmaterials mit unbewaffnetem Auge kann man sich jedoch der Ansicht nicht verschließen, daß das Gestein sehr stark verwittert und zersetzt sein müßte. Unter dem Einflusse der Atmosphärien scheint es ganz roglig geworden zu sein. Nimmt man irgendein Stück in die Hand, so kann man den Verband der Mineralkörner selbst durch das Angreifen allein oder zumindest mit einem ganz leichten Drucke mit den Fingern zum Teile lösen. Beim Zerschlagen eines Handstückes gewinnt man den Eindruck, als hätte man es mit einem locker gewordenen, mürben Sandsteine zu tun. Wie die chemische Analyse und die mikroskopischen Studien an diesem Gesteine lehren, ist indessen der Erhaltungszustand desselben ein sehr guter.

Mit freiem Auge erkennt man als wesentliche Gemengteile sehr viel Quarz und Feldspat. Die Dimensionen beider sind gering, Linsengröße erreichen sie ganz ausnahmsweise. Der Glimmer (Biotit und Muskovit) ist zwar vorhanden; im Vergleiche zum Quarze tritt er jedoch sehr stark zurück. Auch ist seine Anordnung und Verteilung keine gleichmäßige, so daß das Gestein manchmal ganz körnigen Habitus erhält. Auf Grund der Schätzung mit freiem Auge sind ferner vielleicht 2—3% schwarzen Turmalins vorhanden. Dieser bildet kleine unregelmäßige Körner. Zumeist erreichen seine Dimensionen kaum die Größe eines voluminöseren Stecknadelkopfes. In einem Falle war der Turmalin im Querbruche etwas über linsengroß. Neben dem schwarzen Turmalin stechen nur noch die rotbraunen, manchmal rostbraun verwitternden Granatkörner hervor, die jedoch im Durchschnitte noch kleiner bleiben als der Turmalin. Auch bezüglich der Menge erreichen sie diesen nicht. Die Struktur des sehr hellgelblich gefärbten Gesteines ist mithin relativ feinkörnig. Die Textur ist sehr undeutlich schiefrig und manchmal ganz unregelmäßig körnig.

In einem derart beschaffenen Mineralaggregate liegen, mit den breiten Seiten untereinander parallel geordnet, linsenförmige, aus Quarz und Sillimanit bestehende Gebilde (cf. Taf. IV, Bild 1).

Diese Linsen sind im Querbruche in der Regel kaum 0.5 cm mächtig. Der Durchmesser der Horizontalprojektion der konvexen Flächen erreicht selten mehr als 3 cm. In einem einzigen Falle wichen die Dimensionen von den allgemein üblichen beträchtlich ab und überschritten diese um das Drei- bis Vierfache; kleiner werden sie häufiger. Neben den kreisrunden Linsen kommen, jedoch seltener, etwas in die Länge gezogene Gebilde vor.

Manche Formen waren fast kantenrund, andere verrieten dagegen ziemlich scharfe Ränder. Die Oberfläche der Linsen war stets mit einer feinen Biotithaut überzogen. Diese bleibt auch an ausgewitterten, beziehungsweise herausgeschlagenen Linsen haften. Wo dies mit den Linsen geschah, entstand im Gesteine ein Abdruck, der ebenso wie die Linse mit einer dünnen, eventuell lückenhaften und leicht zersetzbaren Biotit (beziehungsweise Limonit) haut überzogen war. Manchmal stecken in dem noch vollkommen frischen Gesteine besagte Linsen derart locker darin, daß sie ohne besondere Kraftaufwendung mit den Fingern ausgebrochen werden können. Im frischen Querbruche sind die Linsen hell grauweiß und für das unbewaffnete Auge nahezu dicht.

Das mikroskopische Bild des die in Rede stehenden Linsen einschließenden Gesteines muß wie folgt kurz wiedergegeben werden.

Wesentlich beteiligen sich an der Zusammensetzung des Gesteines Quarz und Feldspäte. Diese bilden unregelmäßig begrenzte Körner. Dabei können die Trassen der Grenzflächen ganz gerade Linien oder (mehr) schwach gebogene Kurven darstellen, ohne daß es zu einer Verzahnung, wie dies in Graniten oder Gneisen der Fall ist, käme. Der Quarz ist allem Anscheine nach vollkommen einschlußfrei. Die Feldspäte sind nur zum Teile gestreift. Alle

zeigen geringere Brechungsquotienten als der Quarz. Die symmetrische Auslöschungsschiefe der gestreiften Durchschnitte verriet nur sehr kleine Beträge. Diese Tatsachen sprechen für einen Orthoklas und für einen sehr sauren Plagioklas, der höchstens die Basizität eines Oligoklas erreichen kann. Die Feldspäte sind etwas, jedoch nicht stark, kaolinisiert. Ganz vereinzelt ist an denselben eine Art Siebstruktur zu merken gewesen.

Der Biotit bildet im Querschnitte kurze Leistchen oder wie der Muskovit unregelmäßige Gebilde. Als Einschluß fand ich ihn nie.

Der Turmalin ist im Querschnitte ganz unregelmäßig begrenzt. Er macht stets den Eindruck, als möchte er Lücken zwischen den Quarz-Feldspatkörnern ausfüllen. Seine Farbe ist grünlich graubraun.

Der Granat wird fast farblos und zeigt ganz regellos begrenzte Formen.

Nachstehend die Analyse des Gesteines, aus dem vor der chemischen Untersuchung alle Sillimanit-Knollen herauspräpariert wurden. Die Analyse stammt vom Herrn Fr. C. Eichleiter, dem ich dafür an dieser Stelle bestens danke. In welchem Verhältnisse die Resultate dieser Analyse zum ganzen Gesteine stehen, darüber folgt später mehr.

	Prozent
$Si O_2$	75.50
$Al_2 O_3$	14.98
$Fe_2 O_3$	0.48
$Fe O$	0.51
$Ca O$	0.25
$Mg O$	0.05
$K_2 O$	4.44
$Na_2 O$	3.31
Glühverlust	0.65
Summe	100.17

Weil das $Ca O$ des Granates wegen der minimalen Menge desselben ganz vernachlässigt werden kann, deshalb können wir das ganze Kalzium dem Plagioklas anrechnen. Analog dürften wir wenig fehlen, falls wir einen eventuellen Na -Gehalt des Turmalins vernachlässigen und demnach alles Na dem Albitmolckül angehörig auffassen. Da $Na_2 O$ und $Ca O$ sonst kaum in einem anderen Elemente vorkommen dürften als im Turmalin, respektive im Granat, deshalb dürften wir also annehmen, daß all diese Substanzen dem triklinen Feldspate angehören. Die Umrechnungen der bezüglichen, obigen Analysenwerte ergab dementsprechend für den Plagioklas folgende auf 100 bezogene prozentische Zusammensetzung:

	Prozent
Albitsubstanz	95.71
Anorthitsubstanz	4.29
	100.00

Dies entspräche demnach einem Albite oder höchstens einem Oligoklasalbite.

Das Resultat der optischen Bestimmung des Plagioklases und die aus der Berechnung sich ergebende Natur desselben stimmen also sehr gut miteinander überein.

Der Glühverlust von 0.65% bestätigt, daß der Erhaltungszustand des Gesteines wirklich ein sehr guter war und daß mithin der äußere Schein in diesem Falle trügt. Der wenig feste Verband ist deshalb auch nur darauf zurückzuführen, daß die Elemente miteinander gar nicht verzahnt sind und wie in einem etwas lockeren Sandsteine nebeneinander liegen.

Eine Analyse der Knollen ergab folgende Werte:

	Prozent
<i>Si O₂</i>	79.90
<i>Al₂ O₃</i>	17.20
<i>Fe₂ O₃</i>	0.10
<i>Fe O</i>	1.31
<i>Ca O</i>	0.30
<i>Mg O</i>	0.07
<i>K₂ O</i>	0.25
<i>N₂ O</i>	0.21
Glühverlust	0.60
Summe	<hr/> 99.94

Bis auf die *Si O₂*, *Al₂ O₃*, das *Fe O* und den zwar auch geringen Glühverlust sehen wir alle restlichen Bestandteile wohl nur in Spurensform hier auftreten, die man eventuell auf Verunreinigungen oder zufällige Beimengungen zurückführen kann, denn die den Knollen anhaftende Biotithaut zum Beispiel war nie absolut vollkommen von diesen zu entfernen.

Das so riesenhafte Vorwiegen der *Si O₂* und *Al₂ O₃* kommt mineralogisch in der Weise zum Ausdrucke, daß die Knollen so gut wie nur aus Quarz und Sillimanit bestehen. Nur ganz außerordentlich untergeordnet ist nämlich ein Biotitgehalt nachweisbar gewesen. Zumeist hatte man es eigentlich nur mit sehr seltenen Einschlüssen, sogenannten „Biotiteiern“ im Quarze zu tun. Noch viel seltener als auf Biotit stößt man auf einen Turmalin, Zoisit oder auf einen Kies.

Die Querschnitte der Linsen zeigen den Quarz stets länglich, spindelförmig ausgebildet. Mit den Längsachsen ordnen sich die Körner untereinander parallel. Gleichzeitig sind sie parallel der Längsachse der Linsenquerschnitte. Die Art der Begrenzung des Quarzes ist unregelmäßig; in sehr vielen Fällen verlaufen die Grenzlinien geradlinig. Verzahnungen wurden nie angetroffen. Die Form der Quarzdurchschnitte ist also im allgemeinen jene, wie sie an diesem Elemente in Gesteinen beobachtet werden können, welche die Kontaktstruktur verraten. Flüssigkeits- und Gasein-

schlüsse fehlen dem Quarze. Um so zahlreicher sind zarte, zumeist mehr kurze Sillimanitnadeln darin anzutreffen. Manchmal ist er damit derart erfüllt, daß er selbst in guten Schliffen nur noch durchscheinend wird. Die erwähnten Biotiteinschlüsse sind im Querschnitte rund, eier- oder tropfenartig. Undulöse Auslöschungen konnte ich am Quarze nicht beobachten.

Der Sillimanit tritt außer als Einschluß im Quarze auch frei auf. Er bildet garbenartige etc. Aggregate, die sich an die Quarzkörner faserartig anschmiegen und erstere voneinander trennen.

In einigen sehr seltenen Fällen wurde ein Mineral mit folgenden Eigentümlichkeiten angetroffen. Die Form war unregelmäßig, bald skelettartig, bald entfernt spindelähnlich. In verschiedenen Nuancen von Braun war es durchsichtig. Die Längsachse lag, wenn eine solche zu erkennen war, so wie beim Quarze angegeben wurde. Mit Sillimanitnadeln war das Mineral ganz erfüllt. Die spärlich beobachteten Trennungsflächen können als beiläufig parallel verlaufende Sprünge oder höchstens als eine sehr unvollkommene Spaltbarkeit gedeutet werden. Die Interferenzfarben waren sehr hoch. Die Auslöschung könnte mit Bezug auf die vermeintliche Spaltbarkeit vielleicht gerade sein. Die Beobachtungen im c. p. L. waren nicht ganz sicher. Manchmal schien es, als ob das Mineral einachsigt wäre; manche Schnitte ließen dagegen auf eine zweiachsige Natur schließen oder es ist durch einen außerordentlich kleinen Achsenwinkel ausgezeichnet. Der Brechungsquotient war nahezu gleich jenem des Sillimanites. Vielleicht hat man es auch hier, wie pag. 218, mit Biotit zu tun, der dann eventuell eine der jüngsten Bildungen repräsentieren dürfte.

Die Grenze zwischen dem einschließenden Gesteine und den Linsen ist auch u. d. M. (fast) regelmäßig eine außerordentlich scharfe. Sie wird stets durch das Auftreten kurzer Biotitleistchen von gleichsinniger Lagerung gekennzeichnet, zu denen auch Limonit in feiner Verteilung hinzutreten kann. Der Biotit schmiegt sich mit der breiten Seite an die Linsen an und beide genannte Minerale bilden einen förmlichen Kranz um den Quarz-Sillimanitkern des Innern. Besagter Kranz entspricht der makroskopisch beobachteten Biotithaut der Linsen. Daß Elemente des einschließenden Gesteines die Biotit-Limonitgrenzschicht durchbrechen möchten, konnte nirgends (oder zumindest mit Sicherheit nirgends) nachgewiesen werden.

Zwischen dem Biotit-Limonitkranze und dem Quarz-Sillimanitinneren sieht man zumeist noch eine schmale Quarzzone interpoliert. Man beachte diesbezüglich den weißen Streifen in der Mitte des Bildes 4 auf Tafel V. In diesem wurden mehrmals ein Biotit, jedoch örtlich in sehr geringer Menge, und Spuren von Feldspat beobachtet. Im Gesteine von obiger Lokalität ist in dieser Zone kein oder nur auffallend wenig Sillimanit aufgetreten. Die Form des Quarz-Sillimanitkernes wiederholt die Umriss der Querschnitte der ganzen Linsen. Während der Zusammenhang zwischen dem Quarz-Sillimanitkerne und der bezüglichen äußeren Quarzzone ein fester ist, hängt diese mit der Biotit-Limonithaut bedeutend weniger fest zusammen. Beim Herstellen von guten Schliffen

ist es sogar sehr schwer, den Zusammenhang der Linsen und des einschließenden Gesteines überhaupt zu erhalten. Gewöhnlich tritt eine Trennung von Linse und einschließendem Gesteine ein und an jedem bleibt nur ein Teil des Grenzkranzes haften.

Wie überhaupt auf das soeben beschriebene Gestein, so kommen wir auch auf die beiden Analysen später nochmals zurück. Hier möge nur noch nachstehende Umrechnung der letzteren eine Aufnahme finden.

In 436·58 Gewichtsteilen des Gesamtgesteines, also der Linsen und der diese einschließenden Masse fand ich 35·75 Gewichtsteile Knollen und 400·83 Gewichtsteile der letzteren. Auf 100% Gesamtfelsart entfallen demnach 8·19% Knollen und 91·81% von der einschließenden Substanz. In Analysenform bekäme dies etwa folgenden ziffermäßigen Ausdruck.

	I	II	III
	P r o z e n t		
<i>Si O₂</i>	6·47	69·46	75·93
<i>Al₂ O₃</i>	1·39	13·78	15·17
<i>Fe₂ O₃</i>	0·01	0·44	0·45
<i>Fe O</i>	0·11	0·47	0·58
<i>Ca O</i>	0·02	0·23	0·25
<i>Mg O</i>	0·01	0·05	0·06
<i>K₂ O</i>	0·02	4·09	4·11
<i>Na₂ O . .</i>	0·02	3·05	3·07
Glühverlust	0·05	0·60	0·65
Summe	8·10	92·17	100·27

Sub I führe ich im voranstehenden die berechnete chemische Zusammensetzung von 8·19% (bezw. 8·10%) Knollensubstanz an; sub II folgt das gleiche für 91·81% (bezw. 92·17%) von der die Knollen einschließenden Masse und sub III schließlich die berechnete Bauschanalyse des Gesteines, wie ich es im Terrain vorgefunden habe.

Im Wesen ergibt sich daraus keine besondere Abweichung der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteines (Analyse III) gegenüber jener der die Knollen einschließenden Substanz (Analyse pag. 240).

Südlich Chrast sehen wir an der Bahn den Biotitgneis fast genau nordsüdlich (h 11—12) streichen und östlich einfallen. Der Einfallswinkel betrug ziemlich konstant 40—50°.

Verfolgen wir nun dementsprechend unseren Quarz-Sillimanitknauern führenden Horizont aus der Gegend westlich von Chrast in der Richtung gegen Süd, beziehungsweise Südsüdost. Auf der ganzen Strecke im Tale von Chrast bis zur Mündung ins Sazawatal zeigt das Gestein den Habitus eines Biotitgneises; manchmal wird er sogar glimmerschieferartig. Aus der Natur der Sache folgt, daß hier das Gestein im Gegensatze zu jenem westlich von Chrast sehr biotitreich ist. Auch die schiefrige Textur ist Hand in Hand damit sehr vollkommen zur Ausbildung gelangt. In manchen Fällen ist der Biotitgneis aus der in Rede stehenden Gegend

makroskopisch sogar zum Verwechseln ähnlich einem analysierten Cordieritgneise vom Vranaberge bei Wilhelmov östlich Humpolec (cf. IV. Abschnitt). Ebenso zeigt sich oft auch u. d. M. eine vollständige Gleichheit oder Ähnlichkeit der Gesteine in mineralogischer und struktureller Hinsicht.

Trotz der Verschiedenheit der Ausbildung der Gesteine westlich von Chrast und jener aus dem Tale des Břevnicabaches findet man jedoch in beiden Gesteinsmodifikationen gleichsam als (gemeinsame) Leitbildungen die Quarz-Sillimanitknuern. Ein Umstand, der uns bei Berücksichtigung der dortigen Lagerungsverhältnisse wohl unbedingt zur Ansicht zwingt, beiderlei Modifikationen als geologisch vollkommen gleichwertige Bildungen zu deuten.

Die schönsten hierhergehörigen Gebilde fand ich im Tale des Břevnicabaches bei der Eisenbahnbrücke südlich Břevnic, und zwar am rechten Ufer desselben. Das Gestein verriet sich am Bache selbst so wie auf der Lehne durch zahlreiche herumliegende Blöcke. Die Quarz-Sillimanitknuern sind jedoch hier nicht nur nicht leicht, sondern sogar schwer aus dem Gesteine durch mechanische Eingriffe zu isolieren. Anders verhalten sich die Linsen den Atmosphärien gegenüber. Nördlich bis nordöstlich vom Dorfe Schenkelhof findet man nämlich lokal massenhaft aus dem dortigen Biotitgneise ausgewitterte Quarz-Sillimanitknuern auf den Karrenwegen herumliegen.

Auch südlich von der Brücke bei Břevnic beobachtet man, wie gesagt, entlang der Bahnstrecke bis zur Ježekmühle mehrmals bezügliche Linsen im Biotitgneise. Ausdrücklich sei jedoch bemerkt, daß hier im Vergleiche zu den anderen schon erwähnten Punkten verhältnismäßig weniger derartige Gebilde angetroffen werden.

Im Sazawatale wurden Quarz-Sillimanitknuern im Biotitgneise östlich von der Hammermühle gefunden. Eine Tatsache, die in der Streichrichtung des Gesteinskomplexes in der dortigen Gegend eine hinlängliche Erklärung zu finden scheint. Knuernführende Biotitgneise treten jedoch auch knapp östlich von dem ersten Wächterhause an der Bahnstrecke Deutschbrod gegen Přebislaw auf (K 410 oder im Bahneinschnitte südlich Řiha), beziehungsweise sie erscheinen auch am linken Sazawaufer, fast südlich von dem eben angeführten Bahneinschnitte und als Fortsetzung dieser Bildungen findet man sie schließlich im Tale des Schlapankabaches östlich von der Rosenmühle, beziehungsweise fast westlich von K. 460 und an der Bahnstrecke südöstlich von der Rosenmühle.

An allen diesen Punkten war das Gestein vorzüglich aufgeschlossen und anstehend beobachtet worden, am schönsten jedoch in zwei Schotterbrüchen im Schlapankatale östlich von der Rosenmühle am Fuße der Kuppe K. 460.

Da alle Vorkommen habituell mehr oder weniger mit letzterem übereinstimmen, wollen wir hier speziell dieses berücksichtigen. Wie es das Bild 2 auf Tafel IV zeigt, ist das Gestein deutlich schiefrig. Mit freiem Auge erkennt man Biotit, Quarz und Feldspäte als wesentliche Elemente. Besonders Quarz ist sehr viel vorhanden. Die Struktur ist feinkörnig.

In einer derart beschaffenen grauen Pseudogrundmasse liegen nun im Bruche weiß- oder hellweißgraue Quarz-Sillimanitknauern, deren Querschnitte aus dem angegebenen Bilde zu ersehen sind. Bald scheinen selbe mehr linsenförmig, bald mehr kugelartig zu sein. Auch zum Teile unregelmäßige Gebilde kommen vor. Wie das einschließende Gestein, so sind auch die Knauern schon makroskopisch deutlich schiefbrig.

In dieser Hinsicht beachte man vornehmlich die Knauern im Bilde rechts. Die Schieferungsebenen in den beiderlei Bildungen liegen in einer und derselben Ebene. Auf einzelne beachtenswerte Ausnahmen wollen wir später zurückkommen.

Die mineralogische Zusammensetzung der Linsen ist dieselbe wie im Gesteine westlich von Chrast. Nur Biotit ist darin, zwar noch immer in geringer, allein doch in größerer Menge wie früher vorhanden. Hand in Hand damit ist indes auch das einschließende Gestein an diesem Elemente viel reicher geworden. Daher kommt die dunklere Farbe des Bildes 2 gegenüber jener des Bildes 1 auf Tafel IV. Wie im obigen Falle, so sehen wir auch hier zwischen der eigentlichen Quarz-Sillimanitsubstanz und dem einschließenden Gesteine eine Biotithaut auftreten.

Im Bilde erscheint selbe (im Querschnitte) als ein fast 1 mm breiter schwarzer Saum der hellen Knauern.

Auf angeschliffenen Gesteinsflächen bricht dieser zum Teile aus. Daher kommt es, daß in derlei Fällen zwischen den Knauern und dem einschließenden Gesteine gerne eine ganz flache Furche zur Ausbildung gelangt.

Erzeugt man künstlich eine Bruchfläche am Gesteine, so setzt diese über die Knollen hinweg, welche vollkommen intakt bleiben, das heißt, die Knollen zerbrechen nicht gleichzeitig mit dem sie einschließenden Gesteine. Eine derartige Bruchfläche sieht so aus, als ob dunkelgraue, mit Biotitschüppchen bedeckte, aus der Bruchebene hervorragende Kugeln zur Hälfte oder nicht einmal soviel in einer heller grauen wie fremdartigen Masse stecken möchten, denn mit dem einschließenden Gesteine sind die Knauern, wie schon vom Gesteine aus dem Břevnicatale gesagt wurde, viel inniger verbunden, als dies in jenem aus den Schottergruben westlich von Chrast der Fall ist. Den Verband löst hier auch der Verwitterungsprozeß schwieriger als bei Chrast.

Vergleicht man das einschließende Gestein aus den Schotterbrüchen östlich von der Rosenmühle mit sonstigen Biotitgneis-ausbildungen und mit manchen Cordieritgneisen im Bereiche unseres Kartenblattes, so fällt unwillkürlich die Gleichheit, beziehungsweise Ähnlichkeit dieses Gesteines namentlich mit manchen Biotitgneisen auf.

U. d. M. traten bei starker Einengung des Beleuchtungskegels die Feldspate der Pseudogrundmasse kräftig hervor; sie waren Orthoklas und Plagioklase. Die letzteren weisen bei der Bestimmung nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode auf ein sehr saures Glied hin. Bei der Kreuzstellung war zu beobachten

$\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'$. Folglich ist die Zusammensetzung desselben Ab .
 $Ab_8 An_1$ — Albitreihe.

Der Biotit bildet sowohl im Feldspate als auch im Quarze tropfenartige, kreisrunde oder elliptische Einschlüsse. Sehr selten beobachtet man einen Muskovit.

In einigen wenigen, wegen zu geringer Korngröße schwer diagnostischen Schnitten scheint neben sicheren Vertretern der Epidot-Zoisitgruppe auch ein farbloser Granat vorzuliegen. Die Menge desselben ist in dieser Gesteinsmodifikation kaum beachtenswert.

Die Begrenzung der Elemente ist gerundet oder vollständig geradlinig. Die Bildungsfolge ist nicht mit voller Bestimmtheit anzugeben. Der Biotit scheint zwar der älteste Bestandteil zu sein; sehr fraglich ist jedoch die Bildungsperiode von Quarz und Feldspat, denn jeder der beiden bildet scheinbar Einschlüsse im anderen, was häufig wohl ein Trugphänomen sein dürfte. Spuren der Zersetzung sind am deutlichsten am Feldspate (Kaolinisierung) zu beobachten, obschon auch dieses Mineral nicht stark angegriffen erscheint.

Betreffs der Substanz der Knauern gilt für das Gestein aus den Schotterbrüchen östlich von der Rosenmühle alles schon früher diesbezüglich Vorgebrachte. Nur vom Biotit ist darin hier manchmal mehr vorhanden. Man erkennt die Schüppchen desselben schon mit freiem Auge. Diesbezüglich beachte man die dunklen Stellen in den Knauern des 2. Bildes auf Tafel IV. Namentlich die dunkelgrauen Streifen, die die Linsen im Sinne der Schieferung der einschließenden Substanz durchziehen, sind nur Biotit. In Schliften parallel zur Schieferungsebene glaubt man vielmehr Sillimanitsubstanz erkennen zu können als quer zu jener. Sowohl einzelne Sillimanitnadeln als auch ganze Bündel derselben können bei vollständiger Wahrung ihrer Integrität aus einem Quarzkorne in das angrenzende hinübertreten.

In den Knauern äußert sich die Schieferung, wie zum Teile schon bemerkt, in der Weise, daß die spindelförmigen oder unregelmäßig (leistenförmig) länglichen Quarzdurchschnitte mit den Längsachsen der Leisten parallel gelagert sind. Sie können förmliche Lagen bilden, in denen der Sillimanit gar nicht oder in geringerer Menge vorkommt. Zwischen diesen Quarzlagen sehen wir dann Sillimanitbänder zur besonderen Entwicklung gelangen. Der Sillimanit kann jedoch zu Garben vereint die Quarze wie Augen einfassen. In dieselbe Ebene ist auch der wegen seinen größeren Dimensionen und Quantitäten manchmal deutlich sichtbare Biotit regelmäßig eingeordnet. Das Gefüge der Knauern ist mithin absolut sicher schiefrig.

Bezüglich der Grenzverhältnisse zwischen den Knauern und dem einschließenden Gesteine kann man sich auf folgende Ergänzungen beschränken. In der Regel war der Verlauf der Grenze sehr deutlich (cf. Bild 4 und 5 auf Tafel V). Diese bildet eine haarscharfe Linie, wie dies namentlich im Bilde 5, Tafel V, erkennbar ist. Wie im früheren Falle, so markierte selbe auch hier in der Regel der Biotit (Bild 4, Tafel V) und ein opakes Element. Ersterer bildete jedoch nicht immer einen geschlossenen Kranz. Er zeigte stellenweise, indes nur ganz ausnahmsweise, im Schlitze Lücken

(cf. rechtes Drittel der Äquatoriallinie im Bilde 6, Tafel V). Da war die Grenzbestimmung nicht stets absolut sicher.

Eine beachtenswürdige Ausnahme wird im Bilde 5 der Tafel V zur Veranschaulichung gebracht. Von links oben verläuft nach rechts unten durch das ganze Bild eine deutlich erkennbare scharfe Linie. Sie ist, wie angedeutet, die Grenze zwischen einer links (gegen den unteren Rand) sich ausbreitenden Linse und dem einschließenden Gesteine (rechte obere Bildhälfte). Der letztere Teil kann uns, nebenbei bemerkt, auch zeigen, wie der Verband der Elemente in der Pseudogrundmasse in diesem Falle sowie sonst konstatiert wurde. Die angedeutete Ausnahme besteht nun in der Tatsache, daß an der Grenze zwischen den in Rede stehenden Substanzen nicht Biotit, sondern ein Mineralaggregat auftritt, das zwar nicht absolut sicher bestimmbar war, denn seine Elemente waren zu klein, das aber wahrscheinlich als Sericit anzusprechen sein dürfte.

Wie schließlich auch bereits bemerkt wurde, fallen im allgemeinen die Schieferungsebenen der Knauern mit jener des einschließenden Gesteines zusammen. Es gibt jedoch auch Fälle, in denen dies nicht zutrifft. Die Strukturebene des einschließenden Gesteines kann mit jener der eingeschlossenen Knauern einen Winkel bilden, der bis 40° und darüber betragen kann.

Einen derartigen Fall soll uns in beschränktem Umfange das Bild 6 auf Tafel V vor Augen führen. Beiläufig mit der Äquatoriallinie des Bildes fällt die Grenze zwischen einer Linse und der Pseudogrundmasse zusammen. Die linken zwei Drittel der Grenzlinie werden durch die vorhandenen, im Bilde dunkelgrau erscheinenden Biotitlamellen gekennzeichnet. In dieser Gegend ist die genannte Linie ein wenig nach unten eingeknickt. Das rechte Drittel der Grenzlinie ist zwar auch im Bilde noch sehr deutlich als schwarze Linie zu sehen. Hier fehlt indes der Biotitbelag der Linse. Diese letztere nimmt demnach im Bilde die ganze untere Hälfte desselben ein. Der Rest der Figur zeigt uns das einschließende Gestein.

Die Schieferung in der Linse ist derart entwickelt, daß die Ebene der ersteren von oben nach unten gestreckt erscheint. Die Sillimanitfasern am unteren Rande verraten sie auch im Bilde noch deutlich. Anders liegt die Schieferungsebene im einschließenden Gesteine. Diese verläuft im Bilde von links oben nach rechts unten. In der bildlichen Darstellung ist dies weniger deutlich zu sehen. Markiert wird darin diese Richtung durch ein größeres Biotitblättchen am oberen Rande der Figur sowie durch die Richtung, welche das linke Drittel der oben geschilderten Grenzlinie erkennen läßt. In größeren Partien erscheint dieses Phänomen sehr deutlich.

Diesen Fall führe ich im IV. Abschnitte dieser Studie als unanfechtbaren Beweis für die Ansicht an, daß derartige Gesteinsausbildungen unmöglich durch einen Druck, und dies an ein und derselben Stelle, schiefrig geworden wären, falls man die Geltung der Theorie vom Dynamometamorphismus auf unsere Felsart ausdehnen wollte.

Auf die Deutung der beschriebenen Knauern und des einschließenden Gesteines kommen wir übrigens später im Schlußkapitel zurück.

4. Amphibolite

(nebst einem Anhang, umfassend einen Bronzitfels und einen Teil der Serpentinorkommen).

Die Amphibolite sind körnig (grobkörnig bis fast dicht, so speziell die granatführenden und granatreichen Abarten) oder sie erscheinen verschieden deutlich schiefrig (und dann zumeist feinkörnig) entwickelt.

Nur in seltenen Fällen, wie südlich Čikanek bei Friedenau und besonders südöstlich Bařtin, verraten die Amphibolite mitunter eine Art fast nuß- bis bohngroßer Hornblendeausprägung, wodurch ihre Struktur porphyrisch wird.

Der Farbe nach sind die Amphibolite dunkelgrau, dunkelgrün bis fast schwarz.

Schiefrige Abarten zeigen sehr häufig einen lagenweisen Wechsel von an Hornblende reichen und armen bis fast ganz freien Lagen.

Nimmt das Gestein bei recht kleinem Korne und bei gleichzeitiger Verminderung des Hornblendegehaltes ein Pyroxenmineral auf (wie nordwestlich Smrdov und südwestlich davon in der östlichen Bahnböschung u. a. a. O.), so ist bei der geologischen Feldarbeit die Stellung der Diagnose für das einzelne Lesesteinhandstück sehr schwer. Man weiß dann nämlich oft nicht, hat man es mit einem pyroxenführenden Amphibolite oder mit einem amphibolreichen Kalksilikatfelse zu tun. Dazu kommt noch der mißliche Umstand, daß vielerorts (so zum Beispiel östlich Čejov, südlich K. 540) einmal derselbe Feldesestein lagenweise bald als Kalksilikatfels und bald als Amphibolit bezeichnet werden kann. Also ein gleiches Auftreten, wie es Becke für seine Augitgneise¹⁾ (Kalksilikatfelse, l. c., XIII. Bd., pag. 455) anführt.

In verschiedenen Mengen feldspatführende Amphibolite zeigen auf angewitterten Flächen mitunter ein blattarnbiges Aussehen. So beobachtet: an der Bahn östlich Smrdov; östlich Guttenbrunn; bei „Peter“ nordöstlich Deutschbrod; beim Juselhofe nördlich von der genannten Stadt; nordöstlich Riedelhäusel und westlich Schlappenz.

Durch die Umwandlung des Amphibol-, beziehungsweise Pyroxenminerals in Serpentin entstehen Übergänge zum reinen Serpentin. Das Vorhandensein von sehr stark kaolinisiertem Feldspat und von Pyroxen oder eines der beiden Bestandteile verrät dann zwar das ursprüngliche Substrat, allein dies erst u. d. M.

Das erste Stadium der Serpentinisierung wurde sehr schön an Lesesteinen beobachtet, die fast genau westlich von Borau am rechten Ufer des gegen Horky železná fließenden Baches dort gefunden werden, wo der zweite Hohlweg beginnt, falls man von der

¹⁾ Tschermaks Min. und petrogr. Mitt. IV. Bd., 1882, pag. 367.

Landstraße (K. 530) am rechten Ufer talabwärts geht. Der Pyroxen wurde als Diallag gedeutet. Ob dieser Amphibolit (Serpentin) übrigens mit allen anderen zu identifizieren ist, scheint zumindest fraglich zu sein. Da scheint nämlich ein Olivin aufzutreten und die geradlinige Begrenzung der Elemente läßt im Vergleiche zu anderen Amphiboliten zumindest viel zu wünschen übrig. Dieser Zweifel ist um so berechtigter deshalb, weil etwas westlich von der Gabelung des angeführten Weges, indes noch vor dem nächsten Tälchen, ein ganz dioritisch aussehender Amphibolit gefunden wurde, dessen Bestandteile gar keine Spur einer geradlinigen Begrenzung aufweisen und der vielleicht von einem Hornblendediorite herkommen könnte.

Bei der mikroskopischen Untersuchung erwiesen sich die Amphibolite als aus Hornblende und zum Teile aus Feldspat und Quarz als wesentlichen Bestandteilen sowie ferner untergeordnet aus Granat, Zoisit, Titanit, Magnetit, Apatit und endlich auch teilweise aus Pyroxen zusammengesetzt.

Spaltblättchen der Hornblendeeinsprenglinge aus dem Gesteine südwestlich Bastin ergaben in zwölf Fällen auf 110 eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich $12^{\circ} 23'$. Die Körperfarbe ist dunkelgraugrün. Im durchfallenden Lichte ist die Hornblende blaß(grau)grün. Sieben Spaltblättchen von Einsprenglingen desselben Minerals aus dem Amphibolite südlich Čikanek bei Friedenau verrieten auf 110 eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich $14^{\circ} 45'$. Körperfarbe dunkelgrün; im durchfallenden Lichte verschiedene Nuancen von schwach bräunlich Grün.

Die Hornblenden aus grobkörnigen (dioritisch aussehenden) Amphiboliten, die keine porphyrische Struktur verrieten, ließen in zwei Fällen (je sechs Messungen) auf 110 Auslöschungsschiefen, wie folgt erkennen: an der Straße zwischen Humpolec und Heralec östlich von Duby $9^{\circ} 35'$ und nordnordwestlich Rosochatetz, südwestlich Čachotin $16^{\circ} 17'$. — Die Körperfarbe ist in beiden Fällen dunkelgrün.

Blaue Hornblende, (?) Karinthin wurde in den Proben von folgenden Lokalitäten beobachtet: nordwestlich Smerdov, südwestlich davon in der östlichen Bahnböschung, nordöstlich Smerdov und nordwestlich Lubno, sowie von der Kuppe nördlich Peklo, beziehungsweise südlich Habern.

Die Hornblende ist u. d. M. stets in Form unregelmäßiger Körner- oder Stengel vorgelegen. Spuren einer krystallographischen Begrenzung zeigt sie nur in der Prismenzone. Trotzdem ist die Konturierung (fast) stets geradlinig nach Art der Minerale in Kontaktgesteinen. Wo die Hornblende Einschlüsse führt, sind auch diese ausgesprochen geradlinig begrenzt. Von einer Verzahnung ist keine Spur zu beobachten. Als Einschlüsse beherbergt sie Quarz, Feldspat, Biotit, Erze (Magnetit, ? Titaneisen mit Leukoxen), Titanit und, wie es schien, Apatit.

Eine Art pegmatitischer Struktur entsteht durch die Verwachsung einzelner Individuen der Hornblende mit Feldspat.

Der Feldspat, dessen Menge sehr wechselt, ist sehr frisch und wie als Hornblendeinschluß so auch sonst überhaupt geradlinig begrenzt und mit Quarz leicht zu verwechseln, falls ihn nicht die Zwillingstreifung verrät. Die symmetrische Auslöschungsschiefe der Zwillinge nach dem Albitgesetze, bezogen auf die Zwillingsgrenze, wurde indes in einigen Fällen wie folgt bestimmt: 33° — 36° (südsüdöstlich Humpolec, etwas südlich K. 606), beziehungsweise 25° — 32° (südsüdöstlich Humpolec, nördlich K. 526, beim J. H. am Wege von Humpolec zum Wyrzkowberge, Lese-Steine). In diesen Fällen gehört er dem basischen Pole der Feldspatreihe an und kann für Anorthit gehalten werden.

Der Granat läßt schon dem unbewaffneten Auge seine rötliche Farbe erkennen. Er tritt in Körnerform auf.

U. d. M. lösen sich sehr viele in ein Aggregat zweier oder mehrerer blaßrosa gefärbter, stets unregelmäßig begrenzter Körnchen auf. Jede einzelne solche Gruppe erscheint nun von einem Feldspathofe, der auch Quarz führen kann, umgeben. Erst außerhalb dieses Hofes tritt dann wieder die Hornblende auf. Darin ist sie selten oder nur in geringer oder zumindest evident kleinerer Menge zu beobachten. Zwischen die Granatkörner derselben Gruppe schieben sich mitunter Feldspäte ein. Bemerkenswert ist es, daß in den in Rede stehenden Feldspathöfen ein ziemlicher Gehalt an Erzen (darunter sicher Magnetit) zu finden ist. Erwähnt sei ferner, daß die Feldspäte (und Quarze) auch in diesen Höfen im schreienden Gegensatze zu den Granatkörnern stets geradlinig begrenzt erscheinen (K. 493 links an der Straße, die nach Břevnic führt).

Bei einer anderen Ausbildung der zentrischen Struktur tritt die Hornblende unmittelbar an die Granatkörner heran. Auch findet sie sich hier neben Titanit und Magnetit sogar als Einschluß im Granat. In diesen beiden Fällen kann sie ihre (sonst so häufige) geradlinige Begrenzung ganz einbüßen. Die Hornblende kann sich aber, wo sie knapp an den Granat angrenzt, auch zerfransen. Die Fransen stehen dann sehr häufig senkrecht auf der Grenzlinie des Granates (im Schiffe). Zwischen den einzelnen Fransen tritt ferner noch ein Feldspat auf (nördlich Rosenmühle bei Deutschbrod). Dies wäre jene Ausbildung der zentrischen Struktur, die Becke auch im Eklogit von Altenburg beobachtete (l. c., pag. 318 und Taf. III, Fig. 12).

Proben westlich von Řiha bei Deutschbrod zeigen folgendes, teilweise modifiziertes Bild. Der Granat liegt in einem Aggregate, das aus Hornblende und Feldspat besteht. Beide letztere Minerale „wurzeln“ förmlich auf dem Granat und strahlen (in Form kurzer Leistchen) förmlich von demselben aus. Von den kleinen wurmartig aussehenden Hornblendebildungen löschen manche gleichzeitig aus (wie im Altenburger Eklogit, l. c., pag. 318), allein nicht alle.

Derlei Gruppen werden in ihrer Gesamtheit von einem Feldspat (Quarz-Feldspat)-„Kranz“ umgeben und erst außerhalb dieser letzteren „Kranze“ tritt dann wieder die grüne Hornblende auf. Wie der Feldspat-„Kranz“ in typischer Ausbildung ganz horn-

blende- und erzfrei zu sein pflegt (im Gegensatz zu den Feldspathöfen um den Granat aus dem Gesteine von K. 493, links an der Straße, die nach Břevnic führt), so zeigt umgekehrt die Hornblendeumrahmung keine farblosen Silikate. Dafür beobachtete man darin starke Erzanreicherungen. In manchen Fällen scheint (westlich Řiha) das Granatzentrum zu fehlen (wie im Altenburger Eklogit). Ich wage es jedoch nicht dies als Tatsache hinzustellen, da ich stets wenigstens recht kleine Granatkörner in der Mitte beobachten zu können wähnte.

In manchen solchen Fällen kann übrigens vielleicht das Granatzentrum von einem Erze (Magnetit) vertreten werden. Wir werden später sehen, daß auch der Magnetit als Strukturzentrum auftreten kann (nördlich Rosenmühle bei Deutschbrod).

Nördlich K. 502 und südlich vom Schlosse Kwasetitz erscheint der Granat des Granatamphibolites zumeist ganz unregelmäßig und nur in seltenen Fällen etwas geradlinig begrenzt. Von einer zentrischen Struktur ist da keine Spur.

Nordnordwestlich Uhry, südlich Přebislav waren im Granat spitz zulaufende Leistchen eines gelbbraunen Minerals beobachtet worden, das allem Anscheine nach Rutil sein dürfte. Eine Spaltbarkeit in der Längsrichtung, ein sehr breiter schwarzer Rand, manche waren fast ganz schwarz, und gerade Auslöschung waren daran zu erkennen. Die Absorption war in der Längsrichtung merklich stärker als quer dazu.

Das Pyroxenmineral verriet sich durch eine sehr schiefe Auslöschung und durch die Pyroxenspaltbarkeit. Quer zu dieser verlief eine, die man als parallel zur Basis halten kann. Das Mineral war fast farblos bis sehr blaßgrün gefärbt, verriet keine Spur eines Pleochroismus und war zumeist unregelmäßig begrenzt. Der Brechungsquotient war groß, die Doppelbrechung sehr stark. Parallele Verwachsung (nicht Umwandlung!) des Pyroxens mit (blauer) Hornblende war nur selten (nordwestlich Smrdov) zu beobachten. In der Nachbarschaft von Quarz und Feldspat war obiger wie zerfressen. Vielleicht könnte der Pyroxen mit diesen Eigenschaften als Salit gedeutet werden.

Der Magnetit bildet ganz unregelmäßige Formen. Mitunter ist er nur am Rande, manchmal aber in der ganzen Ausdehnung wie ein Sieb durchlocht und von winzigen unerkennbaren Bildungen erfüllt. Im Gesteine von K. 486 südwestlich (bei) Pfaffendorf bildet er reizende Strukturzentra von folgender Ausbildung. Die Magnetitkörner verästeln und zerfasern sich am Rande. In den Lücken tritt einheitlich auslöschende braune Hornblende auf oder es sind diese mit einem farblosen Bestandteile ausgefüllt, der Quarz oder Feldspat oder auch beides sein kann. Solche Gruppen können jedoch auch als Kerne in Schalen liegen, welche letztere als Aggregate der verschiedenen anderen wesentlichen Gemengteile anzusprechen sind. Hier vertritt also der Magnetit den Granat bei sonst typischer Ausbildung der zentrischen Struktur, wie sie Rosenbusch in seinen „Elementen“ in Fig. 93 (I. Aufl.) darstellt.

Über Zoisit, Apatit und Titanit ist nichts besonders charakteristisches anzuführen. Titanit ist mitunter sehr reichlich vorhanden.

Es wurde bereits oben pag. 187 bemerkt, daß manche Feldlesesteine ein blatternarbiges Aussehen besitzen. Auf frischen Bruchflächen solcher Proben erscheinen statt dieser „Narben“ heller gefärbte Flecke. Deshalb neigt man den ersten Augenblick im Felde gerne zur Ansicht hin, daß auf den alten Bruchflächen einzelne Individuen irgendeines Minerals (dabei denkt man an Granatpseudomorphosen) auswittern. Das Material von der Stelle nordöstlich Riedelhäusel und westlich Schlappenz zeigt nun im Gegensatz zu obiger Vermutung u. d. M. folgende Verhältnisse.

Das Gestein ist ein reiner Amphibolit (Hornblendefels), falls wir von den in Rede stehenden zahlreichen helleren Flecken absehen. Es besteht nämlich fast ausschließlich aus (nahezu nur) geradlinig begrenzten Hornblendebildungen und etwas Erz. Genannte hellere Flecke sind dagegen Quarz-Feldspatnester mit sehr zurücktretendem Hornblendegehalte. Auch beide farblose Elemente sind nur geradlinig begrenzt. Von einer Verzahnung ist keine Spur zu beobachten.

Am Quarz und Feldspat ist weiters keine besondere Eigentümlichkeit zu bemerken. Die Hornblende der Nester ist zumeist (bei geradliniger Begrenzung) leistenförmig entwickelt oder sie bildet „Tropfen“formen oder sie ist schließlich auch in äquidimensionierten Körnern vorgelegen. Die leistenförmige Hornblende ist in unseren Feldspat „nestern“ radial gestellt. In manchen Fällen bildet sie mehrere konzentrische Kreise. Beim Juselhofe, nördlich Deutschbrod sind die „Nester“ nur mosaikartige, Aggregate bildende Quarz- und Feldspatanreicherungen, in denen tropfenförmige oder auch geradlinig begrenzte Erzpartikelchen liegen. Nach der Beschreibung und Abbildung entsprechen in Rede stehende „Nester“ den gleichbenannten Bildungen aus dem Eklogit von Altenburg (Becke l. c., pag. 319 und Taf. III, Fig. 13 u. 14).

Die Form und das Auftreten des Quarzes sind dieselben wie beim Feldspate. Auffallend ist seine Reinheit, das heißt, seine Freiheit von Flüssigkeitseinschlüssen.

Sieht man vom Kreide- und Granitgebiete unseres Aufnahmesterrains ab, so kann man im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod kaum eine Tour angeben, auf der man nicht auf Amphibolite stieße. Trotzdem wurden sie jedoch nur in folgenden wenigen Fällen gut aufgeschlossen angetroffen: am nördlichen Teile des Berges Peklo südsüdöstlich Habern, südlich Wolessnitz bei Okroultitz, an der Bahnstrecke südlich Pohled¹⁾, auf der Anhöhe östlich Polsko links an der Straße, die von Deutschbrod nach (Süden) Steken führt, nördlich Deutschbrod an der Straße beim sogenannten Ziegelteiche, südöstlich Deutschbrod beim Spitalhofe, westlich Friedenau und südlich

¹⁾ Fr. Slavík, „Prahory východně od Světlé nad Sázavou“, Živa, Prag 1896, pag. 311.

Čikanek, bei K. 486 südwestlich bei Pfaffendorf, bei K. 509 nordwestlich bei Schachersdorf, in den Ortschaften Brskau, Böhmisches Gablonz und Poříč, im Tale südwestlich Groß-Lossenitz und nördlich davon, westlich Böhmisches Schützensdorf und östlich Siebenthan, nordwestlich Rosochatetz und südöstlich Čachotin fast bei K. 566 und in der Umgebung von Železná Horka westlich Bora. Dies sind meines Wissens alle zur Zeit des Ambulanzdienstes im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod bestandenen, und zwar künstlichen Aufschlüsse; einen schlechten natürlichen fand ich nur am Wege südwestlich Kojetaín. Alle sonstigen Eintragungen erfolgten auf Grund beobachteter Blöcke oder Feldlesesteine.

Die geologische Erscheinungsweise der Amphibolite ist in unserem Schiefergebirge ein linsenförmiges oder lagerartiges, und zwar dort, wo diesbezügliche genauere Beobachtungen möglich waren, wie: am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes, auf dem „Peklo“ südöstlich Habern, südwestlich Kojetaín, in Brskau und Böhmisches Gablonz mit strenger Einhaltung der Hauptstreichungsrichtung von Nord nach Süd und danach durchschnittlich östlichem Einfallen.

Wie noch später darauf hingewiesen werden soll, sind unsere Amphibolite fast stets in Gesellschaft mit Kalksilikatfelseseiten angetroffen worden. Dies und die Art, wie die Amphibolite im allgemeinen beobachtet wurden, sind die Gründe, weshalb sie in der geologischen Kartendarstellung nicht von jenen getrennt werden.

Ich bin mir bei diesem Vorgange sehr wohl bewußt an so manchen Stellen wahrscheinlich verschiedenes zu einer Einheit zusammengefaßt zu haben. Dabei kann ich jedoch mit vollem Rechte darauf hinweisen, daß eine kartographische Zweiteilung dagegen fast bestimmt oft Gleiches zerrissen und Ungleiches vereint¹⁾ hätte. Angesichts dessen schien es mir nun ratsamer einem vorläufig erreichbaren Ziele zuzustreben und detailliertere Studien späteren Forschungen zu überlassen, die auf unseren Erfahrungen fußend neuen Erkenntnissen nachzustreben berufen sein werden und sowohl im allgemeinen wie auch in diesem speziellen Falle noch reichlich Gelegenheit haben werden Neues zu schaffen.

Im nachstehenden folge deshalb nur eine textliche Klassifikation, die als Resultat der mikroskopischen Studien aufgefaßt werden möge und sicher zahlreicher Ergänzungen fähig wäre.

Als (reine oder nahezu reine) Hornfelse und zum Teile Hornblendeschiefer erwiesen sich die Proben vom westlichen Gehänge des Peklo genannten Hügels südlich Habern. Die Proben von der Kuppe selbst sind jedoch als pyroxenführende Amphibolite mit teilweisem Gehalte an Feldspat und Quarz zu benennen. Das Streichen dieses Amphibolituzuges ist ein südöstliches mit nordöstlichem Einfallen. Fast reiner Amphibolit

¹⁾ Dies würde also nur eine Verdoppelung des Fehlers im Falle irriger Deutungen, die gewiß unvermeidlich wären, involvieren!

wurde weiters im Gelände westlich vom sogenannten „Ziegelteiche“ nördlich Deutschbrod in Form von Blöcken vorgefunden. Dagegen verrät sich das Gestein, welches sich am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes teils anstehend an der Verzweigung der Straße, die nach Chotěboř, beziehungsweise nach Břevnic führt, teils als Lesesteine auf den östlichen, anstoßenden Feldern vorfindet, bald als Granatamphibolit, bald als Amphibolit mit und ohne Pyroxen und schließlich auch als ein Amphibolit der wegen des Gehaltes primärer Karbonate als Kalksilikatfels bezeichnet werden mag. Ein Granatamphibolit speziell ist das Gestein bei K. 493 links an der Straße, die von Deutschbrod nach Břevnic führt.

Fast reinen Amphibolit findet man schließlich auch rechts am Wege, der von der Nordwestbahnstation Rosochatetz nach Čachotín führt, fast bei K. 566. An genannter Stelle ist der Amphibolit auch zum Teile in Serpentin umgewandelt.

Die Gruppe der plagioklas- und quarzführenden Amphibolite ist die verbreitetste und ihre Vertreter kann man als Lesesteine überall im Kartenbereiche antreffen. Alle Unterabteilungen können sogar nur als Abarten dieser Ausbildung aufgefaßt werden.

Granatamphibolite, die einerseits in Granatfelse und andererseits in Amphibolite (mit oder ohne Quarz und Feldspat) übergehen, treten in größerer Verbreitung auf der Anhöhe südlich Uttendorf und nordnordwestlich Uhry (westlich Přebislaw) auf. Auf den Böschungen des Grabens, der von Uttendorf zur Sazawa führt, sind die Amphibolite zum Teile in Serpentin umgewandelt. Gut aufgeschlossene Amphibolite und Granatamphibolite kann man ferner in den Steinbrucharanlagen bei K. 506 und 509 bei (nordnordwestlich) Schachersdorf und östlich von der Straße, die von Deutschbrod nach Steken führt, auf der Anhöhe von Polsko antreffen.

Der Granatamphibolit von K. 460 westlich Böhmisch-Schützendorf, dann jener südlich Čikanek und nordwestlich Friedenau und schließlich die Feldlesesteine von K. 489 südöstlich Schlappenz seien hier deshalb speziell genannt, weil sie zum Unterschiede von anderen Granatamphiboliten, die nur grüne Hornblende führen, in verschiedenen Mengen auch braune Hornblende aufweisen. Von sonstigen Vorkommen gehören hierher: westlich K. 530 bei Borau, westnordwestlich von Borau am rechten Ufer des dortigen Baches, nordöstlich Horkey železný, südöstlich Bařtín bei Friedenau, westlich Řiha und bei Peter nordöstlich von Deutschbrod, nördlich Rosenmühle beim Deutschbroder Bahnhofe, nordwestlich Břevnic südlich K. 505, an der Weggabelung nördlich K. 502 und südlich Kwasetitz, südöstlich Hammerhöfel (Sračkov) am Wege gegen Linden, westlich Schlappenz im Tale zu Bosowitz an der Straße, östlich Altrichter und nordöstlich Blumendorf, nordöstlich K. 522 und östlich Blumendorf, östlich K. 567 südlich Deutsch-Gablonz, südöstlich K. 521 östlich Schachersdorf und im Walde K. 503 südöstlich Schlappenz.

Pyroxenamphibolite kommen vor: nördlich Pohled, wie oben bemerkt, auf der Kuppe „Peklo“ und am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes, in Gesellschaft mit Amphibolit und Granatamphibolit südlich Čikanek bei Friedenau an der Schlapanka, nordwestlich Proseč nördlich Steinsdorf, am östlichen Ende von Přibislau (diallagführende Lesesteine), K. 460 westlich Böhmischeschützendorf (zum Teile Amphibolite und Granatamphibolite; zum Teile schon in Serpentin umgewandelt); nordwestlich Smrdov und schließlich südwestlich davon im östlichen Bahngelände.

Die letzten zwei Vorkommen könnten übrigens ebensogut als augitführende Amphibolite wie auch als amphibolführende Kalksilikatfelse aufgefaßt werden.

Anhang. Bei K. 469 westlich Böhmischeschützendorf findet man in einer Grube einen zum größten Teile serpentinierten Bronzitfels. Das noch frische Material ist graugelb bis dunkelgrau (fast schwarz) gefärbt und mittelgrobkörnig struiert. Der schön fett, beziehungsweise seidengänzende Bronzit kann mit freiem Auge erkannt werden. Neben dem Bronzitfelse tritt der schon oben erwähnte Granatamphibolit mit brauner Hornblende und fast farblosem Pyroxen und Serpentin sowie massenhafter faserig ausgebildeter Asbest auf. Die Fasern sind mikroskopisch, sie können jedoch auch bis 1 cm lang werden.

Wie schon eingangs bemerkt, sind fast über das ganze Gebiet der beiden östlichen Sektionen zahlreiche Serpentine zerstreut. Von diesen sollen hier nur folgende Vorkommen speziell angeführt werden. Von K. 561 westlich Béla; wegen den noch erhaltenen Pyroxenen und Granaten. Südlich K. 471 nordnordwestlich Tuchwalke in Ober-Wěschnitz; da hier der Serpentin sicher als Umwandlungsprodukt eines Amphibolites zu erkennen ist. Erhalten ist nämlich noch ziemlich viel fast farblose Hornblende und zwei farblose Minerale mit sehr großem Lichtbrechungsvermögen und starker Doppelbrechung (? Olivin und Pyroxen). Im Walde bei K. 503 südöstlich Schlappenz mit vermutlichen sehr kleinen Pyroxenresten. Östlich Schachersdorf, bevor man zum Walde kommt. Hier findet man Serpentinlesesteine in Gesellschaft mit solchen von Amphibolit und Granatamphibolit. Südwestlich K. 530 bei Boraus; Anfangsstadium der Serpentinisierung eines Pyroxenfelses. Westlich Böhmischeschützendorf bei K. 469; cf. oben Bronzitfels.

Verwendung. Amphibolite und Serpentine sowie die folgenden Kalksilikatfelse werden als Straßenbeschotterungsmaterial verwertet, soferne ihre übermäßige Härte die Gewinnung nicht zu sehr verteuert. Leider ist besonders der feinkörnige Amphibolit, der keine Schieferung aufweist, in runden Blöcken mit den zur Anwendung kommenden primitiven Werkzeugen oft nicht zu zerkleinern.

5. Kalksilikatfelse.

Unter dem Titel der Kalksilikatfelse fasse ich alle jene Gesteine zusammen, die mit Ausschluß vereinzelter Vorkommen (wie östlich K. 475 östlich Deutsch-Gablonz, respektive südlich Přebislau u. a. m. a. O.) im Gegensatz zu den Amphiboliten mit Bezug auf die übrigen Gesteinsgemengteile wenig oder gar keine Hornblende führen. Sonst sind die Kalksilikatfelse unseres Gebietes mineralogisch mit den Amphiboliten analog zusammengesetzt. Lokal (wie zum Beispiel am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes) erscheinen sie sogar in Aufschlüssen mit diesen durch vermittelnde Zwischenglieder in der Art verbunden, daß Proben aus ein und demselben (aufgeschlossenen) Gesteinskörper, von verschiedenen Stellen entnommen, bald als Amphibolite und bald als Kalksilikatfelse gedeutet werden können. Allgemein werden die letzteren als Lesesteine fast stets dort beobachtet, wo derlei Funde von Amphiboliten angetroffen werden und Anlaß zu ihrer Ausscheidung gaben.

Obschon extreme Formen der Amphibolite und Kalksilikatfelse stets und mit Leichtigkeit erkennbare Unterscheidungsmerkmale verraten, ist nach obigem und wie bereits pag. 248 betont wurde, die Grenze zwischen beiderlei Gesteinen trotzdem sehr wenig ausgeprägt. Die Scheidung bekommt überaus leicht eine subjektive Färbung.

Die voranstehend angeführten Tatsachen und der Mangel an einer genügenden Zahl sicherer, guter Aufschlüsse waren also, wie auch bereits oben pag. 253 angedeutet, die Beweggründe, weshalb die Kalksilikatfelse in der Karte mit den Amphiboliten zusammengezogen erscheinen.

In der weit größten Mehrzahl der Fälle sind die Kalksilikatfelsvertreter grünlich, hellgrünlichgrau, graugrün oder grau, partienweise auch rötlich gefärbt. In ganz vereinzelt Fällen sind sie dunkelgrau oder weiß und schwach grünlich gesprenkelt. Eine solche sehr calcitreiche Probe habe ich der Freundlichkeit des Herrn Bürgerschuldirektors G. Koblíha in Humpolec zu verdanken. Sie stammt angeblich vom „südwestlichen, der Stadt Humpolec zugewendeten Gehänge des Orlikberges“, also von dort, woher F. Katzer seinen Wollastonit aus einem „wie es scheint, in der Kontaktzone dort dem eigentümlichen Granitgneise eingeschalteten“ Kalksteinlager beschrieb¹⁾. Durch eine eventuelle Zersetzung der Fe führenden Kalksilikate tritt auch eine braune Färbung auf.

Garnicht selten ist übrigens ein lagenweiser Wechsel von farbigen und farblosen Bestandteilen zu beobachten. Mitunter mischen sie sich jedoch auch zu unbestimmt wolkigen Gemengen.

Die Feldlesesteine zeigen häufig auf angewitterten Flächen infolge Auswitterung einzelner Elemente (Quarz und Granat) ein blatternarbiges (wie zelliges) Aussehen.

¹⁾ F. Katzer, „Beiträge zur Mineralogie Böhmens“. Tschermaks min. u. petr. Mitteilungen, XII. Bd., 1892, pag. 419.

Unter den gefärbten Silikaten springt außer der eventuell in verschiedenen Mengen vorhandenen Hornblende besonders oft ein hellgrüner Pyroxen (Salit) in die Augen. Der schmutzig rot gefärbte Granat bildet unregelmäßige Gruppen. Dasselbe gilt in einzelnen Fällen vom Quarz. Sonst tritt als wesentlicher Gesteinsgemengteil nur noch ein Feldspat auf.

An der Straße gegen Lustig-Saar (südliche Böschung) südlich Lučic wurde ein graues, schwarzgeflecktes Gestein gefunden, das sich u. d. M. als eine an Kalksilikaten sehr arme, wahrscheinlich kontaktmetamorphe sandstein-, respektive quarzitähnliche Probe erwies. Die Quarzkörner kann man darin eben noch mit freiem Auge unterscheiden. Diese bilden den weitaus überwiegenden Bestandteil des Gesteines. Der Form nach sind sie u. d. M. teils eckig, teils rund und liegen in einem Kite. Dieser besteht seinerseits wieder aus kleineren Quarzkörnern, vereinzelt Feldspatbildungen und aus authigener grüner Hornblende. Die letztere speziell lag vereinzelt in ziemlich großen Individuen vor, die wie zerfressen aussahen und in deren Lücken Quarzkörner eingebettet lagen. Die letztgenannten zeigen zwar noch Flüssigkeitseinschlüsse, allein man sah massenhaft auch Interpositionen in Formen, wie sie Quarze in sächsischen kontaktmetamorphen Gesteinen aufweisen (Tropfen- und Eiergestalt). Sonstige Bestandteile waren Titanit, Epidot, (?) Zirkonkörnchen und Erze (Magnetit?).

Als Kalksilikatfelse deutete ich also nach dem Gesagten in der Regel nur Felsarten, wie sie zum Beispiel Becke¹⁾ als Augitgneise des Waldviertels beschrieb oder wie sie Rosival²⁾ „aus dem krystallinischen Gebiete des Oberlaufes der Schwarzawa“ zum Teile als Dioritschiefer, augitreiche Amphibolite, als Hornblendeschiefer, zum Teile als Kalksilikatfelse (pag. 141), als Pyroxenite, respektive nach Beckes Vorgange als Augitgneise, Granatpyroxenite, als Granatfelse und schließlich auch als Amphibolpyroxenite benannte.

Mit Rücksicht auf den Umstand, daß ein Gestein südlich Pohled (ostsüdöstlich Swětla) einen der so selten im Bereiche unseres Blattes aufgeschlossenen Kalksilikatfelse repräsentiert, deshalb mögen hier darüber einige genauere Angaben folgen. Ungefähr 3 km ostsüdöstlich von Swětla an der Sazawa ist an der Bahn ein relativ großer Steinbruch eröffnet. Darin unterscheidet man, wie schon Slavík³⁾ bemerkt, dunkelgraue und hellgrünlich, beziehungsweise in wolkigen Partien blaßrötlich gefärbte, sonst grünlichgraue, wechsellagernde, unter einem Winkel von durchschnittlich 40° gegen Ost (Nordost) einfallende Schichten.

F. Slavík bezeichnete das grünliche Gestein, mit dem die Nordwestbahn den Bahnkörper zwischen Swětla und Okroulic im Stande hält, als einen dem Granulit naheverwandten (malakolithischen) „Pyroxengneis“. Das dunklere Gestein dagegen wird von

¹⁾ Tschermaks min. u. petrogr. Mittell., XIII. Bd., pag. 455.

²⁾ Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A. 1894, pag. 141, und ebenda 1895.

³⁾ „Prahory východně od Světla nad Sázavou“, pag. 311. Živa 1896. Prag.

demselben als sehr feinkörniger Gneis mit beträchtlichem Biotitgehalte benannt. In den Hohlräumen und auf den Klüften bildet ein braunroter oder bräunlich rosa gefärbter Granat (Grossular) nach Slavík zierliche Kryställchen ($\infty O 202$). Neben Grossular fand der Genannte in seinem „Malakolithgneise“ auch Zinkblende.

Das Kalksilikatlager (Slavíks Pyroxengneis) und den Biotitgneis durchsetzen in h 7—8 mit nordöstlichem Einfallen zwei Granitadern, die sich in mehrere Apophysen spalten und nach oben in Pegmatite übergehen.

Als Bestandteile der hierhergehörigen Felsarten erweisen sich auf optischem Wege *a*) in den amphibolitischen Varietäten grüne Hornblende, Plagioklase, Quarz, blaßgrüne Pyroxene (Salit, Malakolith), Epidot (Zoisit), Titanit (mitunter in sehr großer Menge), untergeordnet Granat und Apatit, Magnetit und primärer Calcit; *b*) in den pyroxenreicheren Abarten tritt die Hornblende mehr zurück oder fehlt ganz; dafür treten dann in verschiedenen (größeren) Mengen rötlicher Granat und hie und da Skapolith, Wollastonit und Biotit neben einem Mineral auf, dessen Natur optisch nicht eruierbar war, und das unten genauer angegebene Eigenschaften verriet.

U. d. M. zeigen die einzelnen Elemente der Kalksilikatfelse nur dann eine unvollkommene, krystallographische Begrenzung, wenn sie an Calcit stoßen. Sonst sind sie unregelmäßig, allein fast stets, und speziell in den amphibolitisch aussehenden Varietäten, geradlinig begrenzt.

Die Merkmale jener Elemente, die auch in den bereits oben besprochenen Amphiboliten auftreten, sollen hier nicht nochmals erörtert werden. Es sei deshalb an dieser Stelle kurz auf jene verwiesen.

Der Skapolith ist farblos. Eine Art der Durchschnitte hat nur ein System von Spaltrissen aufgewiesen; eine andere deren zwei, die sich, so gut man dies beobachten konnte, unter 90° kreuzten. Die Stärke der Doppelbrechung war in letzteren bedeutend geringer als in ersteren. Optisch war das für Skapolith gehaltene Mineral einachsigt mit negativer Doppelbrechung. Dies und die Spaltbarkeit waren das einzige Erkennungszeichen solcher Schnitte gegenüber dem sonst sehr ähnlichen Quarze.

Den Wollastonit beschrieb schon Fr. Katzer¹⁾. Dieses Mineral bildet in einem durch Kalksilikate verunreinigten Kalke „radialfeinstenglige und faserige Aggregate von weißer“ Farbe, Perlmutterglanz, beziehungsweise Glasglanz und hat in manchen Lagen asbestartiges Aussehen. Der Achsenwinkel ist sehr klein und optisch negativen Charakters. Die Achsenebene lag quer zur Spaltbarkeit.

Der Biotit wies keine besonderen Eigentümlichkeiten auf.

Das schon oben erwähnte, optisch vorläufig unbestimmbare Mineral war in der Regel geradezu wasserhell durchsichtig und nur selten blaß grünlichgelb gefärbt. Die Begrenzung war stets unregelmäßig.

¹⁾ Tschermaks Mineral. u. petr. Mitteil., XII. Bd., 1892, pag. 419.

Wie beim Skapolith, so ließen sich scheinbar auch hier zwei Arten von Durchschnitten wie folgt unterscheiden.

Die einen zeigen nur ein System von Spaltrissen und wenige ganz unregelmäßige Quersprünge, die anderen dagegen deren zwei, die einander (vermutlich) senkrecht treffen. Die Güte der letzteren zwei Spaltsysteme war verschieden. In Schnitten mit nur einer gut ausgebildeten Spaltbarkeit lag die Achsenebene und a parallel zu den Spaltrissen, senkrecht dazu b und die Schnitte waren mithin \perp zu c getroffen. In Schnitten mit zwei Spaltsystemen liegt die Achsenebene parallel zur besser ausgebildeten und durch zahlreichere Spaltrisse ausgezeichneten Spaltbarkeit. Die Dispersion war in derlei Schnitten $\rho < \nu$. Das Mineral gehört mithin (vermutlich) dem rhombischen Systeme an. Die Doppelbrechung war selbst in sehr dünnen Schliften sehr stark, während der Brechungsquotient im Gegensatz dazu als ein mittlerer, entschieden jedoch als kleiner wie in der grünen Hornblende zu bezeichnen ist. Pleochroismus war keiner beobachtet worden.

Zwischen gekreuzten Nicoln zeigt die überwiegende Mehrzahl der Schnitte eine fleckige Farbenzeichnung, die einen Zersetzungsprozeß vermuten läßt. In einzelnen davon war bei dieser Untersuchungsart die Farbenverteilung eine streifenweise, wie in isomorph geschichteten Individuen, ohne daß eine isomorphe Schichtung sonst irgendwie zum Ausdrucke gekommen wäre. Ganz lokal zeigte das sonst wasserklare Mineral zwar auch im gewöhnlichen Lichte blaß gelblichgrüne, unregelmäßige Flecke. Diese beeinflussten jedoch die Interferenzfarben nicht im mindesten, das heißt, die Interferenzfarbe derselben hielt noch über die sichtbaren Grenzen der Flecke an, um erst später einem anderen Farbentone den Platz zu räumen.

Die Lage der Achsenebene parallel zur Spaltbarkeit spricht bei der sonst sehr starken Doppelbrechung gegen den Epidot, an den man etwa zu denken geneigt wäre, und für ein Mineral der Pyroxengruppe. Diese letztere, beziehungsweise ihre gewöhnlichen (rhombischen und monoklinen) Vertreter sind jedoch deshalb ausgeschlossen, weil man in gar keinem Falle die prismatische Spaltbarkeit nach (110) beobachten konnte, es wäre denn, man hätte es mit Lawsonit zu tun. Allein auch da stimmen die sicheren Beobachtungen nicht ganz überein. Differenzen ergaben sich: in der Art der Dispersion (Lawsonit $\rho > \nu$, hier $\rho < \nu$) und in der optischen Orientierung der Schnitte mit zwei Spaltsystemen. Sie war dieselbe wie in Durchschnitten mit nur einer Spaltbarkeit. Daß man es mit zwei Mineralen zu tun hätte, das halte ich schier für ausgeschlossen. Ohne definitiv für den Lawsonit Stellung nehmen zu wollen, möchte ich folgenden ausdrücklich als Vermutung bezeichneten Gedanken zum Ausdrucke bringen. Vielleicht sind die Schnitte mit zwei Spaltsystemen unmerklich gegen c geneigt, so daß eben die Spaltbarkeit nach (001) auftreten könnte, während die selteneren Schnitte mit nur einer Spaltbarkeit wirklich parallel (001) getroffen wären.

Autor beabsichtigt die Amphibolite und Kalksilikatfelse des Deutschbroder Blattes gelegentlich später in einer besonderen Arbeit detaillierter zu behandeln. Vielleicht gelingt es ihm

dann an der Hand chemischer Untersuchungen auch die Frage nach der Natur dieses ziemlich häufigen Elementes definitiv zu beantworten.

Der Kalzit hat die Rolle einer Interstitialfüllmasse.

Da es nicht in den Rahmen unserer Arbeit gehören kann jeden gesammelten Feldlesestein genauestens mikroskopisch zu untersuchen, sowie ferner deshalb, weil die mineralogische Zusammensetzung der Kalksilikatfelse zu bunt wechselt, aus diesen Gründen können wir hier nicht eine alles erschöpfende Einteilung unserer Kalksilikatfelse bieten. Nachstehende Zeilen mögen also nur als die Resultate der mikroskopischen Untersuchung einzelner Proben gelten und eventuell vielleicht im besten Falle einen bescheidenen Versuch einer Klassifikation abgeben, der so mancher Ergänzung bedarf.

a) Hornblendeführende Kalksilikatfelse wurden beobachtet: im Walde südlich K. 540 östlich Čejov; nordwestlich Smrdov und südwestlich davon (cf. Pyroxenamphibolite pag. 255); am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes; bei K. 500 ostsüdöstlich Pfaffendorf nordöstlich Schlappenz; bei K. 564 nördlich Brskau, südlich Schlappenz und östlich „Wehrhäusel“; östlich K. 454 an der Straße von Přibislau nach Ronov bei Přibislau selbst ober der Bahnböschung und östlich K. 475 östlich Deutsch-Gablonz.

b) Granat-Kalksilikatfelse: auf dem Gipfel „Homol“ und südlich davon unter Pohled an der Bahn zwischen Deutschbrod und Swětla, nordöstlich Lučic südwestlich Skuhrov und südöstlich Schlappenz im Walde bei K. 503.

c) Epidot-Kalksilikatfelse oder kurz Kalksilikatfelse nenne ich die allgemeinst verbreitete Unterabteilung. Diese führt kein Mineral in so charakteristisch großer Menge, daß die übrigen Elemente diesbezüglich zurückträten, denn Epidot kommt eigentlich in allen Unterabteilungen vor. Diese Gruppe führt noch sehr häufig Karbonate.

d) Ein verschiedener Biotitgehalt wurde erkannt in folgenden Vorkommnissen (die deshalb als biotitführende Kalksilikatfelse oder Amphibolite bezeichnet werden könnten): südsüdöstlich Humpolec, fast bei K. 606 und nordnordwestlich K. 626, nördlich K. 526 südsüdöstlich von der genannten Stadt, am Wege fast westlich K. 482 im Osten von Přiseka und nördlich Rosenmühle beim Deutschbroder Bahnhofe.

e) Pyroxenführende Kalksilikatfelse nordwestlich und südwestlich Smrdov; in Brskau am östlichen Ende des Dorfes.

f) An der Straße südlich Lučic fand ich einen Lesestein mit sehr viel Quarz und wenig Ca-Silikaten. Diese Probe kann man auch einen Ca-Silikate führenden Quarzit benennen.

Einiges über Kalksilikatfelse folgt auch unten sub 7 (Grauwackenhorizont von Přibislau).

6. Krystallinische Kalke.

Hier erübrigt uns nur noch eine kurze Erwähnung jener Kalkgesteine, die vielleicht doch ebenso als Kalke wie als Kalksilikatfelse bezeichnet werden könnten oder die wenigstens im alleräußersten Notfalle auch als Kalke eine teilweise Verwertung finden könnten, beziehungsweise schon fanden.

Als hierhergehörige Gebilde möchte ich deshalb nur gewisse Vorkommen bei Humpolec, Chotěboř und Hrbov anführen.

Den Kalk von Humpolec erwähnte in neuerer Zeit als letzter F. Katzer gelegentlich der Besprechung¹⁾ des Wollastonites vom Orlik²⁾.

Dieser sagt: „Am südwestlichen, der Stadt Humpolec zugewendeten Gehänge des Orlikberges, und zwar fast am Fuße desselben, kommt, wie es scheint, in der Kontaktzone eines dort dem eigentümlichen Granitgneise eingeschalteten Kalksteinlagers, in ziemlich bedeutenden Lagen Wollastonit vor.“

Betreffs des letzteren bemerke ich, daß auch ich ihn in besagter Gegend beobachtete, im übrigen sei jedoch auf die gegenständliche Katzersche Schilderung und unsere Bemerkung auf Seite 190 ff. und pag. 258 verwiesen.

Wollen wir obige Angabe vervollständigen, so können wir sagen: Katzers „Granitgneis“ ist, wie aus den vorausgeschickten Schilderungen entnommen werden kann, unser Cordieritgneis. Der Kalk vom Orlikberge bildet östlich, respektive südöstlich vom Höhenpunkte 565 m (der Karte 1:25.000) nicht weit vom dortigen Waldrande ein ungefähr in Stunde 4 streichendes und südöstlich unter einem Winkel von beiläufig 60° einfallendes Lager³⁾. Dieses ist einst abgebaut worden, weshalb der Kalk an dieser von den Bewohnern „na štulach“ benannten Lokalität sehr gut aufgeschlossen erscheint. Da er jedoch allem Anscheine nach (infolge der beigemengten Kalksilikatminerale) zu unrein war, deshalb hat man vermutlich von seiner weiteren Gewinnung Abstand genommen.

In manchen kleinen Partien ist das hellgraue Gestein zwar als ziemlich reiner Kalk zu bezeichnen. Vollkommen frei von jeglicher Beimengung von Silikaten ist er indes so gut wie nie. Man kann darin radialstrahlige Aggregate von Wollastonit (cf. pag. 258) und sehr verschieden (mikroskopisch bis fast 1 cm) große Individuen eines blaßgrünen Pyroxens beobachten. Auch Quarz scheint neben diesen aufzutreten. Zu all diesen dreien kann jedoch auch noch Biotit hinzukommen. In letzterem Falle ist übrigens stets eine bedeutende Mengenzunahme der drei zuerst angeführten Minerale beobachtet worden, so daß man (dunkle) braungraue Gesteinsausbildungen nach der Auffassung des Beobachters als Kalksilikatfelse bezeichnen könnte.

¹⁾ „Beiträge zur Mineralogie Böhmens.“ Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteilungen, Bd. XII, Jahrg. 1892, pag. 419.

²⁾ In der Karte: Worlik.

³⁾ Lokal scheint er (einmal wenigstens) ostwestlich zu streichen und steil südlich einzufallen.

Für das Wesen der Sache bleibt es übrigens ganz gleich, ob man dieses ganze Vorkommen mit dem Autor als unreinen Kalk oder schon als Kalksilikatfels bezeichnen mag. In diesem Falle wäre eine Unterscheidung reine Auffassungssache.

Bei Chotěboř wurde ein Kalkvorkommen östlich von der Stadt und der dortigen St. Annakapelle konstatiert. Mit Bezug auf die K. 517 der großen Karte (1:25.000) ist es westlich, und zwar am linken Ufer des dortigen Grabens zu verzeichnen. Der Kalk bildet hier ein schwaches kleines Lager in einem petrographisch als grauer Zweiglimmergneis zu benennenden Gesteine. Ersterer ist ziemlich weiß, feinkörnig und scheint verhältnismäßig wenig Silikate zu führen. In der nördlichen Böschung des dortigen Hohlweges wurde er anstehend beobachtet. Sonst verraten ihn herumliegende Lesesteine. Der Abbau dieses Kalkes gehört ebenfalls bereits der Vergangenheit an. Ich zweifle, ob er überhaupt jemals sehr ergiebig war.

Auf den Kalk von Chotěboř kommen wir im folgenden Abschnitt (Grauwackenhorizont) nochmals zurück.

Auch die Kalke westlich und südwestlich von Hrbov können in den allermeisten Fällen als Kalksilikatfelse gedeutet werden, die dem dortigen Schichtkomplexe (Biotitgneise und Grauwackenschiefer) konkordant eingelagert sind. Zum Teile gehen sie in Kalkglimmerschiefer über. Diese sind zumeist nur an den Übergangsstellen zum Biotitgneise zur Ausbildung gelangt und sind sehr wenig mächtig.

Mit *H Cl* behandelt brausen die (unreinen) Kalke zwar noch deutlich, allein zum Abbaue und zur Kalkgewinnung, die übrigens auch hier bereits der Vergangenheit angehört, konnte nur der völlige Kalkmangel dieser Gegend führen.

In der Karte sollen die Kalke von Hrbov nicht ausgeschieden werden.

Im übrigen verweise ich auch bezüglich dieser Kalke auf den folgenden Abschnitt, in dem die Grauwackengesteine der in Rede stehenden Gegend behandelt werden.

Ein mehr historisches als geognostisches Interesse verdient schließlich die Tatsache, daß auch die Kalksilikatfelse des Alt-schaffer Hübels zwischen Steken und Muckenbrunn ehemals zur Kalkgewinnung dienten. Dieses nordwestlich-südöstlich streichende und nordöstlich einfallende Lager ist einem Cordieritgneise eingeschaltet.

Alle hier angeführten „Kalke“ haben meiner Ansicht nach überhaupt nur so lange in der Praxis Bedeutung gehabt, als noch keine Bahnen existierten. Heute kann man wohl besseren und ebendeshalb billigeren Kalk aus anderen Gegenden beziehen. Eine Verwendung zum Kalkbrennen kann unmöglich irgendwie stattfinden. Als Schotter wären natürlich alle diese Vorkommen verwendbar.

7. Grauwackenhorizont von Přebislau.

Fast von Eisenhorek (westlich Boraú) im Norden erstreckt sich über Schönfeld, Dobra und die Stadt Přebislau nahezu

bis zum Dörfchen Brskau im Süden eine Grauwackenzone, die wir nach dem wichtigsten in ihrem Bereiche gelegenen Orte als den Grauwackenhorizont von Přibislau bezeichnen wollen. Wie die Anführung der Detailbeobachtungen zeigen wird, sollte eigentlich dieser sowohl in südlicher als in nördlicher Richtung bis zum Kartenrande ausgedehnt werden. Aus später anzuführenden Gründen wird jedoch dies in der Karte unterbleiben.

Die Länge dieser Zone beträgt also rund 11, ihre Breite (südlich Přibislau) nicht ganz 2 km. Das Liegende und Hangende bilden Biotitgneise, welchen die Grauwacken konkordant eingeschaltet sind.

Außer den Biotitgneisen treten im Hangenden auch Amphibolite, Kalksilikatfelse und stellenweise ein zweiter Grauwackenhorizont auf.

Nördlich Schönfeld, beziehungsweise fast östlich Matzerau wurden an einer Stelle Spuren (Lesesteine) eines in Umwandlung zu Serpentin begriffenen Amphibolites angetroffen.

Aufgeschlossen fand ich den in Rede stehenden Grauwackenhorizont an folgenden Punkten: an beiden Ufern der Sazawa, am Wege von Přibislau gegen Dobra unter dem Friedhofe, in einem Graben knapp bei den östlichen Häusern von Schönfeld, an einigen Stellen nördlich von diesem Orte, ferner im Süden von Přibislau am rechten Ufer des sogenannten Wildbaches und schließlich an einigen Stellen rechts und links von der Straße, die von Přibislau in südlicher Richtung (nach Brskau) führt. Die letzteren Aufschlüsse waren mitten in den Feldern zufällig angelegte Schottergruben. Sonst wurde zumeist mit Feldlesesteinen oder mit schlechten Aufschlüssen (Straßengräben etc.) operiert, die jedoch im Norden von Přibislau wegen der dortigen Lehm-, beziehungsweise Lehm- und Schotterbedeckung nicht gar zahlreich waren. Bedeutend mehr Gelegenheit hatte man davon bei den Wanderungen in südlicher Richtung zu beobachten.

Fassen wir nun vor allem den Teil des Grauwackenhorizontes von den beiden Sazawaufern und weiter südlich von Přibislau ins Auge.

Vom Bahnhofe Přibislau kommend verzweigt sich die Straße nahe bei der dortigen Spiritusbrennerei. Ein Flügel führt in die Stadt, der andere quer über das Sazawatal zum Meirhofe am linken Ufer, südlich Přibislau. Bevor man auf diesem Wege zur Sazawa gelangt, zweigt von der Straße ein Fußweg nach rechts ab. Dieser führt entlang der Lehne zu Aufschlüssen, ober denen die genannte Stadt und das herrschaftliche Schloß steht. Allem Anscheine nach dürfte einst hier lokal (vielleicht versuchsweise) Schotter gewonnen worden sein.

Ein kleiner aber guter (steinbruchmäßiger) Aufschluß befindet sich auch rechter Hand von der Straße, die in die Stadt führt, und zwar unten vor der großen Steigung der Straße.

Das Gestein von der erst angeführten Lokalität unter der Stadt ist allgemein dunkelgrau gefärbt, stellenweise ganz dicht und zeigt manchmal steinigen Habitus. In den meisten Fällen ist es jedoch mehr oder weniger schiefrig und auf dunkelgrauem, so gut wie dichtem

Grunde heben sich (im Querbruche) einzelne heller graue, selten bis hirsekorngroße Elemente hervor. Manchmal sehen dann die Proben wie grau bestaubt aus. Der Hauptbruch ist ab und zu matt glänzend; er kann auch einen teilweisen harnischartigen Glanz aufweisen. Auf diesen Flächen bemerkt man sporadisch kleine Biotitschüppchen. Größere linsenförmig eingeschaltete Gebilde verraten sich stets als Quarz. Dieses Mineral bildet auch schmale Adern und feine Trümer im Gesteine, zu deren Bildung die weitgehende Zerklüftung reichlich Gelegenheit bot. Die letztere ist in einem derartigen Maße zur Ausbildung gelangt, daß es nur mit vieler Mühe gelingt ein Handstück zu formatisieren. Das Gestein zerfällt allzu leicht in unregelmäßige Scherben, die mit Limonit überzogen erscheinen. Deutliche, makroskopisch wahrnehmbare Kennzeichen einer sehr weit gediehenen Kataklyse!

Weitere Modifikationen sind grünlichgrau bis dunkelgrau gefärbt. In einer derartigen dichten und schiefrigen Masse liegen hellgraue, rundliche und unregelmäßig eckig begrenzte Feldspatkörner. Auf dem Hauptbruche beobachtet man winzige Muskovitschüppchen und kleine Sericitüberzüge.

Die dunklen Elemente können schließlich örtlich stark zurücktreten; es bilden sich schiefrige Modifikationen von hellgrauer Farbe aus. Als Bestandteile verraten sie Quarz, Feldspat und sehr wenig Glimmer (Biotit) in Form sehr kleiner Schüppchen. Diese Ausbildungen sind nur untergeordnet angetroffen worden.

Der Biotit kann jedoch auch bedeutend mehr in den Vordergrund treten als bei der oben erst erwähnten dunklen Abart, in der er sich nur durch einzelne Schüppchen verrät.

Dieses Element wird dann ein reichlich vorhandener wesentlicher Gemengteil, durch dessen parallele Lagerung eine deutlich schiefrige Struktur und die Verwandtschaft mit dem Biotitgneise zum Ausdruck gelangt.

Die Existenz derartiger Abarten, die sich einerseits infolge ihrer teilweisen Biotitführung an die Biotitgneise anlehnen und andererseits in verschiedenem Maße aus jener dunkelgrauen, mattglänzenden Substanz bestehen, wie wir sie oben angeführt haben, bringt es mit sich, daß die Abgrenzung gegen den Biotitgneis örtlich sehr schwierig werden kann. Dies besonders dann, wenn man es mit schlechten Aufschlüssen zu tun hat oder gar mit keinen, das heißt, wenn sich derartige Feldlesesteine mit den sogenannten Biotitgneisen mischen. Extreme Gegensätze sind mit Leichtigkeit auseinanderzuhalten, bei den Übergängen ist dies dagegen manchmal unmöglich. Ich selbst habe mir über manche Proben zu verschiedenen Zeiten in der Weise etwas abweichende Urteile gebildet, daß ich einzelne Funde bald als etwas höher bald als weniger hoch krystallin auffasste, und dementsprechend bald als Gneise bald als Grauwacken benannte. Um so mehr ist dies zu erwarten, falls die Untersuchung von verschiedenen Autoren erfolgen sollte.

Um die Abtrennung der schiefrigen Abarten mit geringer Biotitführung von den eigentlichen Biotitgneisen in speziellen Fällen noch besonders zu erschweren, stellt sich örtlich, wie zum Beispiel

am linken Sazawaufer, fast genau südlich vom Rojká mlýn (Wiesenmühle) und an mehreren anderen Orten noch rostbrauner Granat ein. Dieser bildet an der angeführten Stelle unregelmäßige Körner mit kreisrundem Querbruche. Ihr Durchmesser erreicht bis 3 mm. Auf dem Hauptbruche des Gesteines waren in einzelnen Fällen die Granatkörner von einer grauen Haut überzogen. Diese Erscheinung veranlaßte mich unwillkürlich an die Knotenbildung von kontaktmetamorphen Schiefen zu denken.

Bevor wir zur Besprechung der Verhältnisse am linken Sazawaufer definitiv übergehen, sei unsere Aufmerksamkeit noch kurz dem Steinbruche, der unten vor der großen Straßensteigung rechter Hand angelegt wurde, gewidmet.

Das Gestein der westlichen Wand des Aufschlusses zeigt im allgemeinen jene Ausbildung wie die biotitarme, phyllitgneisähnliche Grauwacke unter der Stadt. Auch hier ist die Lagerung dieselbe wie dort; Fallwinkel bis 70°.

Im Hangenden folgt in konkordanter Auflagerung ein glimmer- so gut wie vollständig freies, hell weißgraues, in manchen Lagen etwas dunkler gefärbtes Gestein von splittrigem Bruche und (zwar nicht immer, allein zumeist) von vollkommen dichtem Gefüge. In frischem Bruche sieht das in Rede stehende Gestein manchmal wie ein Felsit oder vielleicht wie eine Hälleflinta¹⁾ im Sinne von Rosenbusch²⁾ aus, der derlei Gesteine bekanntlich als Tuffbildungen aufzufassen geneigt ist. Örtlich ist das Gestein ganz wie ein etwas gröberkörniger Aplit oder vielleicht besser gesagt wie ein sehr feinkörniger Pegmatit zur Ausbildung gelangt. Durch die Verwitterung oder beim Daraufschlagen mit dem Hammer zerfällt es in lauter scharfkantige Bruchstücke. V. d. L. schmilzt es an scharfen Kanten zu einem fast durchsichtigen Glase. Eine Schieferung ist verhältnismäßig sehr undeutlich; quer zu deren Spuren verlaufen zahlreiche Quersprünge. Auf den fast nur ebenen Bruchflächen siedelt sich Limonit in fleckiger Verteilung an.

U. d. M. ist in manchen Schliffen eine sehr deutlich entwickelte Schichtung vorhanden. Sie kommt dadurch zustande, daß bei schwächerer Vergrößerung kaolinähnlich getrübe, streifenartige, untereinander parallel angeordnete Partien, die in Wirklichkeit ein sehr feinkörniges Gemenge von Chlorit, Zoisit und spärlichem Epidot sind, mit fast wasserhell durchsichtigen, spindelähnlichen Gebilden abwechseln. Auffallenderweise hellen die erwähnten durchsichtigen (hypothetisch) für Quarz gehaltenen, spindelförmigen Partien zwischen gekreuzten Nicols sehr wenig und unregelmäßig auf. Bei der Untersuchung mit einem Gipsblättchen Rot¹ verraten sie sich auch entschieden als Aggregate. Ich bin daher unsicher, soll ich das Gestein im Sinne von Rosenbusch als eine Tuffbildung oder nach Weinschenk³⁾ als eine kompakte Eruptivmasse deuten. — Ich gestehe es offen, daß sich mir manch-

¹⁾ R. Helmhacker, „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen.“ Zeitschr. des berg- und hüttenm. Vereines f. Steiermark und Kärnten, 1876, pag. 263.

²⁾ Elemente etc., I. Aufl. pag. 491 u. 492.

³⁾ Gesteinskunde, II., pag. 55.

mal sogar der Gedanke aufdrängte, man habe es vielleicht mit einer eigentümlichen Grauwacke zu tun, die durch Druck total zerquetscht worden wäre. Die gröberkörnigen Modifikationen scheinen mir jedoch dagegen zu sprechen.

Stellt man so eine Partie im Mikroskope ein und hebt man den Tubus, so sieht man eine sehr feine Zeichnung. Diese verrät schon ohne Zuhilfenahme eines Gipsblättchens, daß man es mit einem Aggregate von Körnern gleicher Natur zu tun hat. Diese Lichtzeichnung erinnert unwillkürlich an zerschlagene und abermals verkittete künstliche Glassubstanz. Vielleicht könnte also eventuell hier ein im Laufe der Zeiten entglastes, ursprüngliches, natürliches Glas (?) vorliegen.

Freilich ist indes auch die Möglichkeit vorhanden, daß man es an derlei Stellen nur mit Opal zu tun hat. Das manchmal deutliche Relief im Schlicke würde zugunsten des letzteren und indirekt deshalb vielleicht für die berührte Rosenbusch'sche Ansicht sprechen: man hätte es mit einem Tuffe zu tun.

Bevor wir den Gegenstand verlassen, sei hier nur noch folgendes über das mikroskopische Bild der etwas gröberkörnigen, feinkörnig pegmatitisch (aplitisch) aussehenden Gesteinsmodifikation bemerkt. Oft liegen ziemlich große, ab und zu (fast) regelmäßig krystallographisch begrenzte Feldspatindividuen ohne jede Zwillingstreifung, die deutliche Spuren der Umwandlung (Kaolinisierung und Glimmerbildung) tragen, in einem Teige von winzigen Quarzkörnern nebst vermutlichen Feldspatbildungen und sehr spärlichen kleinen, hellen Glimmerlamellen. Der Gegensatz von zwei Feldspatgenerationen ist nicht einmal ganz sicher, geschweige denn deutlich, weshalb man von einer porphyrischen Struktur nur schwer sprechen dürfte. Den Charakter eines kompakten Eruptivgesteines scheint dagegen diese Modifikation viel eher zu haben als jenen eines Tuffes.

Ein definitives Urteil wage ich weder in dieser noch in jener Hinsicht abzugeben. —

Das linke Sazawaufer. Nahe bei der Brücke südwestlich von der genannten Stadt steht ein phyllitartiges, schiefriees, graues, biotitarmes Gestein an, das in h l streicht und dementsprechend östlich unter einem Winkel von 80° einfällt. Ich glaube es dem Grauwackenhorizonte deshalb zuziehen zu sollen, weil es makroskopisch der biotitarmen Modifikation des Gesteines vom rechten Ufer (unter dem Schlosse) ähnlich ist. Die nicht gefärbten Elemente zeigen eckige oder flachlinsenförmige Querschnitte.

Etwas östlich von der Brücke wird das Gestein fast ganz biotitgneisartig, denn vom Biotit ist bedeutend mehr vorhanden wie früher. Dieser schließt kleine Quarz-Feldspataugen ein. Ähnliche Ausbildungen verrät das Gestein aus dem Graben, der von K. 486 herabkommt und etwas östlich von der Brücke in die Sazawa mündet. Man findet jedoch auch Belege für die Existenz der dunkelgrauen, fast dichten oder etwas schiefrigen Modifikation, wie wir sie vom rechten Ufer angeführt haben.

Ein Lesestein war staubgrau gefärbt, fast dicht und sehr dünn-schiefriig; Biotit war keiner vorhanden. Gneisähnlichkeit war

absolut gar keine — nicht einmal in Spuren zu beobachten. Der Habitus war der eines fast dichten, dünnschichtigen Sandsteines oder einer Grauwacke von splittrigem Bruche.

Ganz abweichend davon war das Gestein nordwestlich von K. 461 am Ausgange des bezüglichen Grabens, und zwar besonders am rechten Ufer desselben ein ausgesprochener Biotitgneis, der in h 11 streicht und östlich unter 80° verflächt. Derselbe führt Sillimanit, Feldspat und Quarz bilden verschieden, nie jedoch sehr mächtige Lagen zwischen den Biotitbändern. Östlich von der Straße, die gegen Süden führt, wiederholt sich das Bild, wie es vom rechten Ufer oben skizziert wurde.

Nahe der Ostgrenze des Grauwackenhorizontes durchsetzt diesen ein Pegmatit. Eine gleiche Bildung soll seinerzeit auch in der Stadt bei der Pfarrkirche gelegentlich einer Grabung angetroffen worden sein.

Wandert man auf der bereits erwähnten Straße, die von Přibslau nach Brskau (und weiter nach Polna) führt, gegen Süden, so hat man es auf dem Hügel K. 539 mit Lesesteinen zu tun, die zu der einen oder anderen der schon besprochenen Gesteinsmodifikation gehören. Zumeist fallen darin im Querbruche linsenförmige, beziehungsweise runde, stark zersetzte Feldspäte auf, die mit ihrer gelblichgrauen Farbe von dem dunkelgrauen, fast dichten Grunde stark abstechen.

Erst im Tale, das von Böhmisches-Gablonz herabkommt, begegnet man wieder guten Aufschlüssen. Diese findet man, falls man vor der Brücke, also noch am rechten Ufer des Baches nach rechts einbiegt.

Gar nicht weit von der besagten Brücke wurden nämlich zwei Schottergruben angelegt. Das deutlich schiefrige Gestein von dort ist grau gefärbt und verrät dem freien Auge als wesentliche Gemengteile zumeist Feldspatkörner von größtenteils nicht ganz Linsengröße und rundem oder linsenförmigem Querschnitte. Ferner war etwas (im Vergleiche zum Feldspate viel weniger) Quarz vorhanden und schließlich erkannte man noch den Biotit. Dieser tritt in Form von Schuppen auf. Manchmal scheinen auch kleinwinzige Muskovit-schüppchen zur Ausbildung gelangt zu sein. Sonst erkennt man mit freiem Auge nur noch eine dunkelgraue, dichte Masse, die die grauweißen Feldspäte umhüllt. Durch die besagte Masse sowie durch die von ihr wie winzige Augen eingefassten runden Feldspatkörner und die doch mehr untergeordnete Glimmerführung bekommt das Gestein wenigstens örtlich und zum Teile das Aussehen einer Grauwacke. Das Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat kann sehr wechseln. Das gleiche gilt von ihren Dimensionen. Dies bringt es mit sich, daß das Gestein im Handstücke außer einer Grauwacke, auch einem Quarzit oder einem Phyllit ähnlich sehen kann. Die vorhandenen Lesesteine vom linken Ufer verraten analoge Ausbildungen. Nur eine dortige Probe wich von besagter vollständig ab.

Ein kaum halbf Faustgroßes Stück war nämlich im Querbruche hell gelbgrau gefärbt. Der Bruch war steinig, das Gefüge so gut

wie dicht. An einer Fläche des hellen Gesteines war gleichsam wie angeklebt, allein fest damit verbunden ein dunkelgraues Tonschieferstück zu beobachten. An fünf anderen Stellen desselben Stückes war dagegen ein dunkler Tonschiefer in das helle Gestein vollständig eingebettet. Den späteren Angaben vorgreifend kann schon hier bemerkt werden, daß auch das helle einschließende Gestein u. d. M. aus Bruchstücken von anderen, also älteren Gesteinen besteht.

Die Funde von anstehendem Gesteine bei K. 529 und bei K. 546 stimmen mit den schon angeführten dunkelgrauen phyllit-, beziehungsweise tonschieferartig aussehenden Modifikationen (mit den zersetzten Feldspatlinsen und eckigen sowie runden Formen und dem wenigen Biotit) der voranstehend angeführten Lokalitäten vollständig überein. Eine detaillierte Beschreibung kann daher unterbleiben.

Manchmal nimmt bei K. 546 der Quarz an Menge ungemein zu, so daß aus dem scheinbaren Phyllit, beziehungsweise Tonschiefer ein scheinbarer Quarzit hervorzugehen scheint; in Wirklichkeit ist es nämlich keiner. Hand in Hand damit wird die schiefrige Struktur undeutlich und kann auch ganz verschwinden. Das Gestein kann hier auch eine schmutzig fleckiggrüne oder graugrüne Farbe annehmen. Der Bruch wird splittrig. U. d. M. erkennt man darin als wesentliche Gemengteile einen blaßgrünen Augit, gestreiften Plagioklas, sehr viel hellen Granat (Grossular) und auffallend viel Titanit. Der Pyroxen ist in seltenen Schnitten diallagartig gestreift. Die symmetrische Auslöschungsschiefe im Plagioklas, bezogen auf die Zwillingsgrenze (Albitgesetz) betrug 30° . Dieser dürfte also zumindest ein Labradorit sein. Das Gestein muß bei obiger mineralogischer Zusammensetzung sehr kalkreich sein. Mit Rücksicht auf dies, die mineralogische Zusammensetzung und den Mangel jeder gesetzmäßigen Ausscheidungsfolge (Siebstruktur) könnte es als Kalksilikatfels gedeutet werden. Bei K. 546 (östlich von der Straße) geht also die Grauwacke in ein kalkreicheres Niveau über oder die Grauwacke führt konkordant eingelagert eine Bank, welche als Kalksilikatfels angesprochen werden dürfte. Da ich auf den Gegenstand später zurückzukommen beabsichtige, möge an der Stelle nur noch der kurze Hinweis auf die Tatsache genügen, daß ungefähr 1,5 km nordwestlich von unserer Fundstelle K. 546, beziehungsweise nordöstlich von Deutsch-Gablonz Granit anstehend beobachtet wurde.

Das Gestein, welches dem Sinne des Streichens entsprechend zwischen der in Rede stehenden Stelle bei K. 546 und dem Dorfe Brskau in der theoretischen Fortsetzung der Grauwacken angebrochen wird, erweist sich als ein schiefrig struiertes Gemenge von Quarz, Feldspat und Biotit; manchmal tritt auch Sillimanit hinzu. Vom mineralogisch-petrographischen Standpunkte müssen wir es also sicher nur als Biotitgneis bezeichnen. Ob jedoch dies auch im geologischen Sinne Geltung hat, das ist eine andere Frage, die mit bedeutend weniger Sicherheit beantwortet werden kann. Wir wollen uns hier nur auf die Anführung von Tatsachen beschränken. Alle theoretischen Betrachtungen sollen in einem spe-

ziellen (IV.) Abschnitte Platz finden. Trotzdem muß jedoch auf den Umstand schon hier hingewiesen werden, daß der Biotitgneis südlich, beziehungsweise südsüdwestlich von Brskau an manchen Stellen der Grauwacke sehr ähnlich wird. Unzähligemal kommt man in besagter Gegend im Felde in Verlegenheit, soll man manche Lesesteine als Biotitgneis oder mit Bezug auf das Gesamtbild als biotitreiche Grauwacke (beziehungsweise gar als biotitreichen Phyllit-Tonschiefer) ansprechen. Runde oder linsenförmige Feldspatkörner von höchstens Stecknadelkopfgröße liegen in der grauen, schiefrigen, für das freie Auge unauflösliehen Masse, wie wir sie oben mehrmals erwähnt haben. Gleichzeitig treten aber auch Biotit und Muskovit nebeneinander in verschiedenen Mengen auf.

Das Gestein wird, kurz gesagt, ein Zwischenglied zwischen sogenannten (auch daneben vorhandenen) Biotitgneisen und hoch kristallinen Phylliten, Tonschiefern, beziehungsweise Grauwacken: ein Phyllit- beziehungsweise Grauwackengneis.

Ähnliche Gebilde sind mir zwar auch in relativer Nähe am Südrande unseres Kartenblattes, aus der Gegend von Hrbov, bekannt geworden; wir kommen jedoch darauf erst später zu sprechen. Vorläufig wollen wir nämlich früher den nördlich von Přebislaw zur Ausbildung gelangten Teil des Grauwackenhorizontes kennen lernen.

Fassen wir zu dem Zwecke das Tal unmittelbar nördlich hinter Přebislaw, also die Gegend bei Dobra ins Auge.

Entlang der steilen Straße, welche die beiden genannten Orte verbindet, finden wir zahlreiche Anfschlüsse. Namentlich in der Nähe der Dobraer Brücke sind diese sehr schön, da dort das Gestein steinbruchmäßig zu Beschotterungszwecken gewonnen wird.

Unter dem Friedhofe ist das Gestein sehr stark verwittert und zerklüftet. In möglichst frischen Proben ist es örtlich dunkelgrau gefärbt und dicht, oder es läßt kleine Feldspatkörner erkennen, die es wie bestaubt aussehen machen. Biotit kann in derlei Modifikationen für das freie Auge nicht immer erkennbar sein. In anderen Ausbildungen erkennt man dagegen schon mit unbewaffnetem Auge verschiedene Mengen von Biotit (besonders auf den Hauptbruchflächen) und Feldspat. Der erstere gruppiert sich zu Flatschen, Flasern und Häuten, so daß man ab und zu im Hauptbruche außer ihm nichts sicher zu erkennen vermag.

Im Querbruche sieht man ihn runde Feldspatkörner in der Weise umhüllen, daß diese letzteren infolgedessen mit dem Biotitüberzuge im Hauptbruche wie eine Art Knoten erzeugen.

Der hellweißgraue Feldspat zeigt, wie gesagt, fast nur runde Querschnitte, die häufig schön spiegelnde Spaltflächen verraten. Außer in dieser Form pflegt er nur noch linsenförmig aufzutreten. Die Dimensionen der Feldspatkörner sind im Durchschnitte kaum hirsekorn groß. Nur ganz ausnahmsweise werden sie bis linsengroß.

Der Quarz ist für das freie Auge manchmal gar nicht erkennbar. Im übrigen ist jedoch sein Mengenverhältnis gegenüber den anderen Elementen kein konstantes.

Durch den Zersetzungsprozeß verliert der Biotit seinen Metallglanz und geht in eine makroskopisch grünlichbraune Substanz (Chlorit und Limonit) über. Auch sericitische Bildungen wurden u. d. M. beobachtet.

Schon diese Gesteinsmodifikation verrät natürlich einen mehr oder weniger ausgesprochen gneisigen Habitus. Im Steinbruche rechter Hand von der Straße (von Příbislau kommend) kann man jedoch auch Ausbildungen studieren, auf die vom petrographischen Standpunkte einfach nur die Bezeichnung grauer, beziehungsweise Biotit-Gneis Anwendung finden kann.

Bezüglich der Lagerung sei bemerkt, daß sie stets die relativ normale war. Das Streichen ist also nord-südlich mit kleinen lokalen Abweichungen, das Verfläichen entsprechend östlich bei steiler Schichtstellung.

Bevor wir das Tal verlassen, gehen wir am linken Ufer eine kurze Strecke bachaufwärts. Dieser macht oberhalb Dobra mehrere Biegungen, welche letztere derart verlaufen, daß sich die Tallehne lokal ostwestlich oder wenig davon abweichend und mithin quer zur Streichungsrichtung entwickeln konnte.

Bei der Wanderung talaufwärts gelangen wir also aus geologisch relativ älteren (weil liegenden) Gebilden in (relativ) jüngere. Dabei sehen wir nun folgendes.

Je (relativ) jüngere Gebilde wir betrachten, um so gneisähnlicher werden diese. Dies gilt (ungefähr) bis zum (westlichen) Fuße der Höhe K. 498, wo wir (oben bei 498 und nördlich davon) abermals auf den schon östlich, südöstlich und südlich von Příbislau beobachteten Hornblendeschieferkomplex aus dem Hangenden des Grauwackenhorizontes stoßen. Auf der ganzen Strecke treffen wir vor dem auf alle schon oben ausführlich besprochenen Gesteinsmodifikationen wieder, weshalb eine spezielle Schilderung hier unterbleiben kann. Beachtenswert scheint mir für die richtige Beurteilung der Sachlage nur folgender Umstand. Der Hornblendeschieferzug entpuppte sich hier ganz so wie beim Dorfe Brskau im Süden örtlich als ein Kalksilikatfels.

Verlassen wir nun das Tal und folgen wir dem Wege, der von Dobra über K. 520 beim Žiška-Monument vorüber nach Ščönfeld und von dort über K. 534 in das Tal des „Borovsky p.“ (= Borauer Bach) führt. Gleichzeitig wollen wir die abseits, allein in der Nähe dieses unseres Weges gemachten Beobachtungen anführen.

Knapp nördlich bei Dobra zeigt das dort in einem kleinen Bruche anstehende Gestein das gleiche Biotitgneisaussehen, wie dies am linken Ufer der Fall war. Die Biotitmenge kann jedoch bei noch braungrau bleibender Gesamtfarbe auch hier sehr abnehmen und das Mineral kann sogar nur in Spuren vorkommen. In diesem Falle erscheint das Gestein in frischem Bruche grau und dünn-schiefrig. In einer mit freiem Auge unentwirrbaren Masse liegen bis linsengroße Quarz- und Feldspatkörner, manchmal ganz unregelmäßig begrenzt, dann aber wieder linsenförmig, wie zum Teile ausgewalzt. Der Hauptbruch ist ab und zu heller gelblich bis bräunlichgrau geflammt. Manchmal sind die Flammen als unregelmäßige Fibrolithgebilde,

manchmal jedoch auch als ebensolche Bildungen, die der Natur nach zum Kaolin gehören, erkannt worden. Mit dem Messer konnte man sie bei dem leisesten Drucke ritzen und schaben. Die schwache Gelbfärbung rührt vom Roste her. Als Gneis dürfen die hierhergehörigen Bildungen unter gar keiner Bedingung gedeutet und benannt werden, dazu sind sie viel zu wenig krystallin entwickelt. Die grauen Ausbildungen (ohne Biotit oder nur in Spurenform biotitführend) zeigen nämlich nicht einmal den für Phyllite so charakteristischen glänzenden oder wenigstens schimmernden Hauptbruch. Manche Proben sind sowohl im Quer- als auch im Hauptbruche vollkommen glanzlos, in anderen glänzen die sporadischen Glimmerschuppen.

Etwas südlich vom Žiška-Monument wurden Lesesteine beobachtet, die petrographisch nur als Tonschiefer gedeutet werden dürfen; nördlich davon, am halben Wege bevor man nach Schönfeld kommt, tauchen dagegen plötzlich aus einem Felde ausgeackerte biotitreiche Gneise auf, wie sie oben beschrieben wurden.

Noch überraschender waren die Beobachtungen nördlich Schönfeld. Alle bisher von den verschiedenen Örtlichkeiten angeführten Modifikationen finden sich auch hier. Außer diesen wurden jedoch noch Gesteinsausbildungen mit folgenden Eigentümlichkeiten vorgefunden.

In einer Ausbildung war das Gestein deutlich schiefrig. Die allgemeine Farbe war dunkelblaugrau. Zwischen gleich gefärbten, schon mit dem Fingernagel ritzbaren Gesteinsblättern von Papierdüne bis 1 mm Mächtigkeit lagen bald staubförmige, bald hirsekorngroße und nur ganz ausnahmsweise größere zersetzte Feldspate von manchmal linsenförmigem Querbruche. Diese ließen den ersten Augenblick die Vermutung aufkommen, man habe es mit einem injezierten Tonschiefer zu tun. Das mikroskopische Bild zeigt es jedoch, daß nur klastisches Material vorlag.

U. d. M. findet man sogar Reste eines älteren phyllitartigen Gesteines darin.

Ganz besondere Wichtigkeit muß schließlich folgenden Beobachtungen beigemessen werden. Ein braungrauer Feldlestein verriet schiefrige Struktur und mit freiem Auge wurden als wesentliche Elemente runde kaolinisierte Feldspatkörner erkannt. Diese waren im Sinne der Strukturebene von schmalen (dünnen) dunkelgrauen, fürs freie Auge kryptomeren Häuten umwoben. Im Hauptbruche erkannte man kleine Schüppchen von Biotit und (noch kleinere) von Muskovit. Bei Berücksichtigung nur der bisher angeführten Tatsachen war der Habitus der Probe eben noch jener eines (stark) zersetzten Gneises, beziehungsweise jener, wie ihn die mehrmals beobachteten biotitärmeren, bräunlichen, gneisartigen Varietäten des in Rede stehenden Gesteines von den südlichen Lokalitäten aufwiesen.

In dem derart, also zumindest gneisähnlich ausgebildeten Gesteine liegt nun ein dunkelgrau gefärbter Tonschieferbrocken als Einschluß. Dieser mißt (rund) 1 cm² in der Fläche und ist un-

gefähr 2 mm dick. Seine Schieferungsebene ist jener des einschließenden Gesteines parallel. Auf Taf. IV, Fig. 3 erscheint dieser Einschuß in natürlicher Größe abgebildet.

Der Einschuß ist trapezoidisch begrenzt und im Bilde weiß umrandet. Außer der weißen Umrandung des Einschlusses bemerkt man indes noch drei kleinere Stellen ebenso verzeichnet; es sind dies zwei Dreiecke und eine unregelmäßige Figur. An diesen drei Stellen haftet am Tonschiefer dieselbe Substanz, an der dieser letztere selbst aufliegt. Die geschilderten Verhältnisse sind ein absolut unanfechtbarer Beweis dafür, daß der Tonschiefer mit dem gneisartigen Gesteine in festem Verbände steht und also als ein Einschuß auftritt.

Die Tatsache, daß man es hier mit einem Tonschiefer einschlusse in einem jüngeren, dabei aber doch gneisähnlichen Gesteine zu tun hat, ist über jeden Zweifel erhaben!

Dieser und der früher beschriebene Fund westlich von K. 475 (südlich Pribislau), der ebenfalls schon makroskopisch erkennbare Tonschiefer einschlüsse führt, sind, ganz abgesehen von dem Resultate der mikroskopischen Untersuchung, bei Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse, schon allein hinreichende Belege dafür, daß wir das Gestein des in Rede stehenden Horizontes als eine (lokal zugegeben wahrscheinlich auch kataklastisch veränderte) Grauwacke bezeichnen dürfen und müssen. Das an letzter Stelle beschriebene Belegstück zeigt jedoch mit voller Sicherheit und Deutlichkeit auch, daß unsere Grauwacke mehr oder weniger gneisartigen Habitus annehmen kann.

Ferner muß mit Rücksicht auf die unten folgenden Schlüsse auf nachstehende Tatsachen schon hier hingewiesen werden.

Der Habitus, beziehungsweise die mineralogische Zusammensetzung des Gesteines ist sehr wechselnd. Auf den Schichtflächen wurden ab und zu Kaolinanreicherungen mit oder ohne Quarzkörnern beobachtet. Diese Anreicherungen haben Flammen, Zungen oder, kurz gesagt, unregelmäßige Formen, die nur unnatürlich und künstlich durch Zerdrückung von einzelnen Feldspatindividuen abgeleitet werden könnten. Knapp danebenliegende Quarzkörner sind nämlich schön rund ausgebildet und waren wenigstens makroskopisch trotz ihrer größeren Sprödigkeit im Vergleiche zum Feldspate intakt geblieben. Auf die theoretische Deutung dieser Kaolinflammen kommen wir später zurück.

Bevor wir unseren Grauwackenhorizont weiter gegen Norden verfolgen, sei nun noch bemerkt, daß knapp bei den östlichsten Häusern von Schönfeld, am Karrenwege, der aus südöstlicher Richtung von den Feldern kommt, in einem Graben nach einem starken Regengusse ein graphitischer Schiefer beobachtet wurde. In den reingewaschenen Grabenwänden beobachtete ich drei kaum 5 mm mächtige anstehende Graphitadern. Vielleicht sind es nur Anreiche-

rungen in einer anstehenden Graphitschieferbank des Grauwackenhorizontes.

Während unser Gestein südsüdöstlich K. 472 auch wie eine Art porphyrischer Phyllit¹⁾ oder Tonschiefer (eckige größere Feldspäte) aussehen kann, nimmt es ost-südöstlich von derselben Stelle, am linken Ufer des dortigen Zuflusses des Borovsky p. (Borauer Bach), nahe an der Mündung in den letzteren viel Muskovit auf und geht so in einen sonst nicht hochkrystallin entwickelten Muskovitgneis oder in einen muskovitführenden Quarzphyllit über, denn außer durch den größeren Muskovitgehalt oder manchmal durch eine sehr große Quarzmenge unterscheidet sich dieser nur wenig oder gar nicht von frischem, scheinbar porphyrischem Tonschiefer. Mit freiem Auge erkennbarer Biotit kommt nur sehr wenig vor.

Aus der Existenz der zahlreichen Muskovitschuppen schließe ich auf eine bedeutende Menge Kalium im Gesteine. Eine Tatsache, auf die wir später in den Schlußbetrachtungen ebenfalls noch zurückkommen wollen.

Verlassen wir nun das linke und nehmen wir das rechte Ufer des Borauer Baches in Augenschein.

Ungefähr $\frac{1}{3}$ km nördlich von K. 472 (im Tale des Borovsky p.) befindet man sich an der Mündung eines kleinen von Nordnordwest kommenden Grabens. Am rechten Ufer, unmittelbar an der Mündung desselben, jedoch noch im Haupttale, steht ein Biotitgneis mit teilweiser Muskovitführung unmittelbar an. Das gleiche gilt vom Gesteine, welches die rechte Lehne des Haupttales ober der besagten Grabenmündung bildet. Das Gestein dagegen, welches am linken Ufer des Grabens, knapp an der Mündung und zum kleinen Teile auch noch oberhalb der Mündung im Haupttale anstehend beobachtet wurde, weicht davon merklich ab, es ist nämlich wieder ein etwas phyllitartiger Tonschiefer.

Seine Farbe ist grau; fürs freie Auge erkennbare Elemente: einzelne sehr seltene und kleine Muskovitschüppchen und geringe Mengen von einem mohn- bis hirsekorngroßen, hellweißgrauen Bestandteile, den man als zersetzten kaolinisierten Feldspat deuten muß. Dieser ist zumeist staubförmig und tritt ab und zu in Form außerordentlich schmaler Lagen im Sinne der Schieferung eingeordnet auf. Sowohl Haupt- als auch Querbruch sind matt und gar nicht phyllitisch glänzend. Bei strenge durchgeführter mineralogisch-petrographischer Klassifikation wird man mit Rücksicht auf die zwar minimalen Mengen obiger Elemente das Gestein als Phyllit¹⁾ bezeichnen können.

Ich verwahre mich jedoch schon hier ausdrücklich dagegen, dem rein petrographisch aufgefaßten Namen eine geologische Bedeutung beilegen zu wollen. Dies gilt auch für die petrographisch als „Gneise“ bezeichneten Gesteine aus der Nachbarschaft dieser tonschiefer- oder phyllitartigen Gebilde.

¹⁾ Rosenbusch, Elemente, I. Aufl., pag. 434, Abs. 4 (von oben).

Ohne der Sache Gewalt anzutun, glaube ich zur Annahme von Übergängen von den ersteren zu den letzteren berechtigt zu sein, obschon die vermeintlichen „Gneise“ mineralogisch und strukturell bei hochkrystallinem Charakter im allgemeinen ganz die Natur unserer schiefrigen Biotitgneise zeigen. Auf ihrem Hauptbruche bemerkt man nämlich bald mehr bald weniger deutlich wie Relikte jener grauen Häute (beziehungsweise Oberflächen) der früher pag. 264 angeführten phyllit-, beziehungsweise tonschieferartigen Gebilde. Dem freien Auge scheint da der Biotit oft wie in die erwähnten Gebilde überzugehen, aus ihnen wie herauszuwachsen, oder es verschimmen gleichsam beide gegenseitig ineinander.

Wie schon eingangs angeführt, scheint der Grauwackenhorizont im Tale des Borovsky p. in nördlicher Richtung ein Ende zu finden.

In dem bezüglichen Seitengraben nach Nordnordwest, also in der Richtung auf die Baulichkeit „Pazderna“, westsüdwestlich Cibotin (Saibendorf) fortschreitend, treffen wir nämlich abgesehen von Hornblendeschiefern im allgemeinen nur auf grauen Biotitgneis, der wie ersterer in Form von Feldlesesteinen vorlag.

Westlich und südlich Cibotin macht das Streichen aus fast genau nordsüdlicher Richtung bei östlichem Verfläichen eine Wendung in h 8–10 und das Verfläichen wird nordöstlich.

Ändern wir nun dementsprechend unsere Beobachtungsrichtung und fassen wir den Karrenweg, welcher von Cibotin über K. 553 in südwestlicher Richtung (also quer zur Streichrichtung) zum Kasalu mlýn (= Kasaler Mühle) südwestlich K. 528 der kleinen Karte führt, ins Auge.

In der Grauwackenzone wurde östlich bei Schönfeld ein Graphitschiefer beobachtet. Genau in der Fortsetzung seiner Streichungsrichtung findet man nun bei Berücksichtigung der angeführten lokalen Änderung des Streichens auf dem halben Wege von Cibotin zur erwähnten Mühle abermals ein Graphitvorkommen. Es ist zwar klar, daß die beiden Funde vielleicht nichts Gemeinsames haben, oder zumindest ist es sicher, daß sie nichts Gemeinsames haben müssen. Wahrscheinlich dürfte jedoch die gegenteilige Deutung den tatsächlichen Verhältnissen näher kommen.

Im Distrikte Běla, Jitkau, Strážov, Mariendorf und Počátek wird das Streichen abermals ein nordsüdliches, beziehungsweise nur wenig (und auch dies nur örtlich) davon abweichendes.

Verfolgt man nun den Graphitschieferhorizont in diesem Sinne, so findet man östlich von der Häusergruppe Bida und dementsprechend auch (nordwestlich) bei Strážov alte Schurfstellen und Spuren von Graphitschiefern, die einem Biotitgneise eingelagert sind, der seinerseits auch sehr viel Muskovit führt und deshalb mit Fug und Recht eigentlich als grauer Zweiglimmergneis (cf. pag. 211) zu benennen wäre.

An und für sich würden diese Tatsachen wenig sagen. Einen sehr bedeutenden Wert bekommt jedoch ihre Erkenntnis deshalb, weil in der direkten Fortsetzung der Streichungsrichtung knapp östlich

bei Mariendorf den Grauwacken verwandte Bildungen angetroffen wurden.

Die gegenständlichen Lesesteine liegen dort in relativ bedeutender Menge herum und fallen schon durch ihre fast schwarze (zumindest jedoch dunkelgraue) Färbung und beim Zerschlagen durch die bedeutende Härte auf. In frischem Bruche sehen die Proben verschieden aus. Manchmal zeigen sie den Habitus eines dunklen (wie porphyrisch aussehenden) Sandsteines mit Spuren von Kiesen. Eckige Quarzbrocken liegen wie Einsprenglinge in einer fürs freie Auge so gut wie dichten Masse, die an die Grundmasse von Ergußgesteinen gemahnt. In anderen Fällen sind die Proben manchen Hornsteinen ähnlich.

Auch diese letztangeführten Gebilde sind im allgemeinen grau. Manchmal sehen sie wie geschichtet oder sehr fein schiefrig aus. Die letztere Erscheinung ist speziell auf angewitterten Flächen beobachtet worden. Auf solchen ist das Gestein verschieden fleckig oder flammig gezeichnet. Es treten nämlich aus der dunklen Hauptmasse tonige (kaolinartige), hell gelblichbraun gefärbte Substanzen hervor. Das Gestein ist jedoch auch in seinen von Atmosphärien nicht angegriffenen Partien sehr tonerreich. Beim Anhauchen verbreitet sich nämlich ein stark toniger Geruch.

Manche Proben sind von Sprüngen und Rissen durchsetzt, die namentlich u. d. M. deutlich hervortreten. Hand in Hand damit beobachtet man verschieden stark zur Ausbildung gelangte Erscheinungen der Kataklyse. Es gibt jedoch auch Belege, die davon keine Spur aufweisen, denn einzelne ausnahmsweise undulös auslöschende Quarzsplitter eines (eventuell) tonerreichen Quarzites oder Sandsteines müssen nicht als Beweis für eine ausgesprochene Kataklyse angesehen werden, die das Mineral im derzeitigen Verbands erlitten hätte.

Die tonig riechende Grundsubstanz, die Trägerin der Farbe, ließ u. d. M. als wesentliche Bestandteile Quarz und ein grünlichbraunes Mineralgemenge erkennen, das aus Glimmer und Chlorit (vermutlich in verschiedenen Quantitäten gemengt) besteht. Diese bilden eine Art Gewebe, in dessen Lücken die eckigen Quarzsplitter eingebettet liegen.

Will man die soeben besprochenen Funde nicht als Vertreter und Fortsetzung des im Streichen südsüdöstlich vorkommenden Grauwackenhorizontes auffassen, so müssen die hierhergehörigen Proben wohl nur als Quarzite oder Sandsteine gedeutet werden, die sich durch die Führung bedeutender Mengen von tonigen Bestandteilen (als Kitt) auszeichnen.

Südlich von der Station Chotěboř der österreichischen Nordwestbahn, beziehungsweise nördlich K. 567 ließ der dortige Biotitgneis ein Streichen in nordwestlich-südöstlicher Richtung bei nordöstlichem Einfallen erkennen. Ja noch am südlichen Ende der Stadt Chotěboř verriet der Biotitgneis gleichfalls ein Streichen in h 10. Östlich von der Stadt nimmt dagegen dieses die Richtung nach h 24—1 abermals an.

Die Fortsetzung des Schieferkomplexes von Mariendorf wäre demnach ungefähr südlich von der bezeichneten Bahnstation, beziehungsweise nördlich davon zu suchen.

Ist diese Konklusion richtig, so dürfte man erwarten, daß auch dort Tatsachen zu beobachten sein müßten, die besagte Gegend dem oben besprochenen Grauwackendistrikt näherrücken. Dies ist nun auch tatsächlich der Fall! — Genau in der Fortsetzung der Streichungsrichtung wurde nämlich östlich von Chotěboř wieder ein Graphitschiefer beobachtet.

Vom nördlichen Teile der Stadt Chotěboř führt zur Kapelle bei K. 519 (im Osten der Stadt) ein Weg. Westlich von dieser Kapelle zweigen vom besagten Wege zwei andere nach Süden ab und nahe der Abzweigung des zweiten Weges, schon an diesem selbst tritt der Graphitschiefer in der Böschung anstehend auf. Wie in den früheren Fällen, so ist auch hier seine Mächtigkeit ganz unbedeutend.

Der Gneis führt dort wie an einigen der früher angeführten Lokalitäten beide Glimmer; er ist also ein Zweiglimmergneis (pag. 211 ff.). Die Farbe desselben ist dunkelgrau bis grau (grün).

Bei Berücksichtigung all der vorgebrachten Beobachtungen ist für die späteren Betrachtungen besondere Wichtigkeit auch der Tatsache beizulegen, daß am Wege, der von K. 519 zur K. 517 führt (östlich von der ersteren Stelle), ein kleines Kalklager konstatiert wurde (cf. pag. 262). Dieses bildet gleichsam ein Pendant zu den Kalksilikatfelsen, die ebenso wie hier der Kalk im Hangenden des Graphitschiefers, südlich (pag. 268) und nördlich (pag. 270) von Přebislaw im Hangenden des dort nachgewiesenen Grauwackenhorizontes auftreten.

Da das Streichen nördlich von der erwähnten Kapelle K. 519 fast genau die Richtung h 12—13 (mit östlichem Verflachen) beibehält, folgen wir zuerst dem Wege, der uns aus der Stadt über K. 494 westlich bei K. 480 vorüber zur Schießstätte führt. Später wollen wir die Gegend bei „Hurka“ und schließlich noch das Gelände westnordwestlich von Libic in die Besprechung einbeziehen.

Auf der Strecke zwischen der Stadt Chotěboř und der nicht ganz nördlich davon gelegenen Schießstätte gelangt, wie schon oben (pag. 211 ff.) bemerkt wurde, der graue Gneis oder Biotitgneis mit mehr oder weniger Muskovit und außerdem ein bei der Anlage einer neuen Schottergrube entdeckter Amphibolithhorizont zur Ausbildung.

Das erstere Gestein kann hier bald genau so, wie oben gelegentlich der Besprechung der Biotitgneise angeführt wurde, entwickelt sein. Man findet jedoch auch Lesesteine (mit solchen hatte ich es vornehmlich zu tun), die eine gewisse Ähnlichkeit mit manchen Gliedern des Grauwackenhorizontes verraten. In derlei Fällen besteht das Gestein aus Quarz, Feldspat und Biotit. Der Quarz ist milchig getrübt, der Feldspat weiß bis hellgelblichbraun gefärbt. Beide bilden (einzelne) Körner oder Aggregate, welche letztere zwischen den Biotitfasern größere oder kleinere augenförmige Gebilde erzeugen. Strenge genommen eigentlich ein Biotitgneis. Die Ähn-

lichkeit mit den Grauwacken kommt überhaupt erst dadurch zustande, daß die Biotitflatschen in einer grauen Masse liegen, wie wir es oben pag. 274 für die Grauwacken manchmal angaben, und daß die Feldspäte (Bild 4 und 5, Tafel VI) runde Formen verraten, wie dies für die Grauwacken später gezeigt werden soll. Wie dort, so sieht man auch hier mit freiem Auge auf dem Hauptbruche den Biotit förmlich in diese graue Substanz hineinwachsen, beziehungsweise in sie übergehen; zwischen beiden besteht keine scharfe Grenze. Schon mit einer stärker vergrößernden Lupe bemerkt man jedoch hier, daß auch diese graue Substanz Biotit ist. Freilich ein Aggregat sehr fein verteilter Schüppchen.

Das Gestein kann jedoch auch relativ biotitarm und im Gegensatze zur früher angeführten Modifikation sehr muskovitreich sein. Manchmal hat man es, wie pag. 211 ff. gesagt, mit Zweiglimmergneisen zu tun.

Östlich von Hurka, also in jener Gegend, die mit Rücksicht auf die beobachteten Lagerungs- und Terrainverhältnisse so gut wie genau dem Graphitfundorte bei Chotéboř und den bezüglichen Lokalitäten bei Mariendorf entspricht, zeigt nun das Gestein folgende Ausbildungsformen neben den gewöhnlich am Biotitgneise beobachteten.

Bald sind die Lesesteine schiefrigflaserige Gneise, die in verschiedenen Mengen Muskovit führen und mehr oder weniger sicher teils als Biotit-, teils als graue Zweiglimmergneise zu benennen sind, bald nehmen sie einen merkwürdigen (Biotit-) Glimmerschiefercharakter an. Im Querbruche erkennt man dann mitunter nur Quarzkörner. Im Sinne der Schieferung treten sehr feine Häute eines erst im Hauptbruche erkennbaren Biotites auf.

Der letztere bildet in diesem Falle auf dem Hauptbruche einige Flatschen oder Gruppen. Muskovit kann in derlei Modifikationen vollständig fehlen.

Westnordwestlich von Libic ragen von Nord her über den nördlichen Blattrand ins Alluvialgebiet des Doubravatales drei Landvorsprünge, deren Gebiet in der Karte dem Biotitgneise zugewiesen wurde. Sofern wir diese Bezeichnung im petrographischen Sinne auffassen, sind sie es auch. Freilich gehen sie örtlich auch in regelrechte Zweiglimmergneise (pag. 213) über. Außer derlei Übergängen wurden südwestlich K. 420 noch Modifikationen anstehend beobachtet, welche die Zwischenglieder zwischen Biotit und Zweiglimmergneis und dem eben erwähnten (Biotit-) Glimmerschiefer aus der Gegend von Hurka repräsentieren. Der vermeintliche Übergang kommt dadurch zustande, daß im Gesteine bei reichlicher Biotitführung der Feldspat lokal zurücktritt, beziehungsweise örtlich ganz fehlen kann. Sehr häufig wurde eine Querstellung der Glimmerschüppchen mit Bezug auf die Schieferungsebene beobachtet.

Lagerungsverhältnisse: Streichen h 1, Fallen östlich, Winkel rund 40° .

Ähnliche Gebilde, bei deren Benennung man oft schwankt: sind sie schon als Zweiglimmergneise oder nur als muskovitführende graue Biotitgneise zu deuten, finden sich schließ-

lich auch im Südosten von Libic, beziehungsweise nördlich und nordnordöstlich von Lhotka als Lesesteine. Wohl zu unterscheiden ist davon der ebenfalls dort (nordöstlich Lhotka) auftretende, und anstehend beobachtete rote Zweiglimmergneis, der vorne pag. 139—158 besprochen wurde und der etwas wesentlich davon verschiedenes ist.

Am ersten (östlichen) der drei angeführten Landvorsprünge westnordwestlich Libic fand ich außer Biotit- und Zweiglimmergneis anstehend noch ein deutlich schiefriiges, obschon sehr glimmerarmes, graugrünes Gestein. Mit freiem Auge erkannte man abgesehen von den winzigen Muskovit- und Biotitschüppchen nur noch mohn- bis hirsekorngroße Feldspatkörner. Quarz ist zwar schon ohne jede Vergrößerung wahrnehmbar, allein das unbewaffnete Auge glaubt zu erkennen, daß er nur sehr dünne Lagen oder Lamellen bildet. Stellenweise durchziehen das Handstück noch dunkelgraue, sehr schmale Lamellen eines makroskopisch nicht diagnostischen Elementes. Auf seinem Hauptbruche ist das Gestein manchmal rotbraun gefärbt.

Besonderes Interesse verdienen an diesem Gesteine die mikroskopischen Verhältnisse. Das Material erweist sich u. d. M. aus größeren teils eckigen, teils runden (Bild 1, Tafel VII) Feldspatkörnern zusammengesetzt, die in einem zwischen gekreuzten Nicoln mosaikartigen Quarzgemenge liegen. Diese letzteren bilden tatsächlich, wie makroskopisch erkannt wurde, Bänder und das Aussehen dieser Bänder ist im Detail u. d. M. jenes wie des Quarzteiges in Phylliten (cf. obere Hälfte des zitierten Bildes). Außerdem sind nur noch Lamellen eingeschaltet, die zum Teile aus Muskovit (in geringeren Mengen) und zum Teile aus einem grünlichbraunen oder grünlich braungelben Mineral (nur manchmal erkannte man den Biotit darin) bestehen, und die jene schon makroskopisch erkennbare lamellare, dunkelgraue Streifung erzeugen. Sehr häufig hüllen diese Lamellen die etwas kaolinisierten Feldspatkörner ganz ein. Eine Umwandlung in Muskovit wurde nur auffallend selten beobachtet. Die Feldspäte können jedoch auch ganz frei von der Umhüllung sein oder nur einseitig eingehüllt auftreten, das heißt, in diesem Falle scheinen die Feldspäte auf einer derartig dunklen Lamelle aufzuliegen oder etwas (etwa zur Hälfte) in diese einzusinken. Die andere Hälfte der Feldspäte ist dagegen davon frei. Der Feldspat zeigt zwar öfter eine undulöse Auslöschung, in einzelnen Fällen sogar einen Zerfall in mehrere kleine Brocken. Dies ist jedoch lange nicht immer der Fall. Die Begrenzung der rundlichen sowie der eckigen Feldspatbrocken ist sogar oft ziemlich scharf gegenüber ihrer Umgebung. Von den angeführten dunklen Lamellen sind sie, wie gesagt, oft ganz eingehüllt und zeigen dabei nicht eine Spur einer Zerbröcklung am Rande. Sie löschen ferner zwischen gekreuzten Nicoln häufig einheitlich aus und schließlich tritt die undulöse Auslöschung fast nur an stark zersetzten Stellen auf.

Gestreift sind die Feldspäte sehr selten. Eine sichere Zwillinglamellierung wurde im ganzen an zwei Durchschnitten beobachtet, deren Natur jedoch wegen der Zersetzung nicht bestimmbar war.

Im teilweisen Gegensatze dazu zeigt der Zweiglimmergneis

von der mittleren der drei angeführten Landzungen folgende mikroskopische Verhältnisse. Mineralbestand: viel Quarz, mäßig viel Muskovit (Querstellung zur Schieferungsebene), wenig Biotit und einzelne unregelmäßige oder mehr runde kaolinisierte Feldspatbrocken.

Der Muskovit speziell bildet sehr große Flatschen ohne irgendwelche Spuren einer Zerdrückung aufzuweisen. Er ist stets sehr scharf begrenzt. Dasselbe gilt von den Feldspatbruchstücken. Wesentlich anders ist dagegen der Habitus des Quarzes. Wie in dem vorausgehend beschriebenen Falle, so bildet er auch hier eine Art Mosaik, welches im Gesteine bandförmig verteilt ist. Er kann jedoch auch in Gestalt länglich gestreckter, unregelmäßig begrenzter Gebilde vorliegen.

Die erwähnten mosaikartigen Bänder bestehen entweder aus lauter winzigen Quarzkörnern, wie oben, oder wie dies in Phylliten der Fall ist, beziehungsweise sie zeigen folgende interessante Erscheinungen. Beliebig begrenzte Quarzdurchschnitte, die im Sinne der Schieferung gestreckt waren, löschen vollkommen einheitlich aus. Von einer undulösen Auslöschung ist keine Spur vorhanden. Am Rande greifen sie mit einer sehr feinen Zähnelung in die bewußte Mosaikmasse, in der sie eingebettet liegen und von der sie auch verschiedene Mengen in unregelmäßiger Form einschließen.

Der Eindruck, den derlei Partien auf den Beobachter machen, ist folgender. Es scheint, als ob die winzigen Quarzkörner zusammengeflossen und dadurch optisch einheitlich orientiert worden wären, wobei sie stellenweise einzelne Körner oder gar ganze Partien in der ursprünglichen Stellung, beziehungsweise als mosaikartiges Gemenge im ursprünglichen Zustande in sich aufgenommen hätten. In der Weise ist also förmlich eine Art Siebstruktur zur Ausbildung gelangt, da der Quarz infolgedessen zwischen gekreuzten Nicoln wie durchlöchert erscheint. Letzteres nur mit dem Unterschiede, daß dieser statt anderer Minerale Körner von gleicher Natur aber anderer Orientierung als Einschlüsse führt.

Analoge Verhältnisse wurden im Gesteine von der dritten, das heißt, westlichsten Landzunge erkannt. Hier wurde nur noch folgende Beobachtung gemacht. Im Bereiche der (bei gekreuzten Nicoln mosaikartigen) Quarzgemenge trat Sillimanit auf. Die Nadeln waren im Sinne der Schieferung gestreckt und schienen wie in einem trüben, kaolinartigen, außerordentlich feinkörnigen bis dichten Aggregat zu wurzeln. Sillimanit fand ich auch in größeren Quarzkörnern als Einschluß. Stets war jedoch dies nur dort der Fall, wo derartige Quarze, wie oben angegeben, gleichsam ein Verschmelzungsprodukt kleinerer Quarzkörner zu bilden schienen. Daß hier in den besagten Quarzaggregaten auch eine dem Kaolin zumindest verwandte sehr feinkörnige bis dichte Substanz in verschiedenen Mengen und in Flammenform vorlag, scheint mir außer Zweifel zu sein.

Den ganzen Komplex der Beobachtungen können wir nun an dieser Stelle in der Weise zusammenfassen, daß wir sagen: am Kartenrande westnordwestlich Libic kommt ein petrographisch als Zweiglimmergneis zu benennendes Gestein vor. Dieses, dann Proben von Hurka, nordöstlich Chotěboř, und von den sonstigen in diesem Abschnitte bisher angeführten, hierhergehörigen Lokalitäten

dürften dafür sprechen, daß alle grauen Zweiglimmergneise aus der Umgebung von Chotéboř mit den Grauwacken verwandt sein könnten.

Da ich auf diesen Gegenstand ausführlicher im Schlußabschnitte zurückzukommen beabsichtige, sei hier nur kurz in obiger Form darauf verwiesen und wir wenden uns nun der Besprechung der Grauwackenbildungen vom südlichen Rande unseres Kartenblattes zu.

Gegen Süden haben wir derlei Bildungen bereits bis zum Distrikte nördlich von Brskau verfolgt. Auch haben wir eingangs bemerkt, daß in der Gegend südlich und südwestlich von dem angeführten Orte vornehmlich Biotit, beziehungsweise grauer und Fibrolithgneis vorkommt. Es wurde ferner darauf hingewiesen, daß in und bei Brskau (K. 564 nördlich Brskau) im Hangenden des Biotitgneises, welcher in der Fortsetzung des Grauwackenhorizontes auftritt, Kalksilikatfelse, die in Amphibolite übergehen, konstatiert wurden. Bezüglich dieser Gegend folge nun noch folgendes. Östlich von Brskau stehen Amphibolite, beziehungsweise Kalksilikatfelse an. Sie streichen nordsüdlich und verflachen östlich. Zwischen den Amphibolithhorizonten beobachtete ich Biotitgneisbänke, die genau dem Biotitgneise aus dem Hangenden und Liegenden der Kalksilikatfelse (Amphibolite) entsprechen und von denen bei Berücksichtigung von rein petrographischen Merkmalen auch gar nicht getrennt werden können.

Diese Biotitgneise (zwischen den Amphibolitbänken) gehen nun an einer Stelle fast in einen reinen Quarzitschiefer über. Das Gestein verliert nämlich seinen sonstigen Glimmerreichtum, ob schon auch im Quarzite minimale Spuren von Biotit und Muskovit vorgefunden würden. Deshalb sticht es von der Umgebung schon durch seine hellgraue bis grauweiße Farbe ab. Die Schieferung ist sehr deutlich. Auf den Schieferungsflächen tritt in Form dünner Überzüge Eisenoxyd auf. Ein im Querbruche öfter in kleinen Partien beobachtetes erdiges, mit dem Messer ritzbare (weil mit dem Fingernagel nicht erreichbares) Mineral von weißer Farbe wurde als Kaolin aufgefaßt.

Mit Rücksicht auf all diese Beobachtungen glaube ich nicht fehlzugehen, wenn ich vorläufig für die Kalksilikatfelse, beziehungsweise Amphibolite, den Quarzit und für den Biotitgneis, in welchen der Quarzit übergeht, also für alle Gesteine aus der östlichen Umgebung von Brskau sedimentären Ursprung annehme. Alle weiteren Konklusionen folgen im Schlußkapitel.

Die Amphibolite, beziehungsweise Kalksilikatfelse von Brskau kann man, im Sinne des Streichens in südlicher Richtung fortschreitend, bis an den Kartenrand und noch über diesen hinweg verfolgen. Während sie sich jedoch im allgemeinen auf der ganzen Strecke nur durch Lesesteine verraten, stehen sie westlich Hrbov, im Tale des Schlapankabaches (hier in der Karte Skreyschanbach genannt) unmittelbar an.

Behufs entsprechender Beurteilung der Verhältnisse und gleichsam als Bestätigung der Richtigkeit obiger Konklusion sei nun vor allem

hervorgehoben, daß der Amphibolitzug, der am rechten Ufer des Skreyschanbaches, und zwar auf Grund der Lagerungsverhältnisse in der Gegend nördlich K. 483, beziehungsweise an der Mündung des ersten Grabens westlich Hrbov, am rechten Ufer dieses Grabens selbst erwartet wurde, hier tatsächlich angetroffen ward und als unreiner Kalk oder sehr kalkreicher Kalksilikatfels (cf. pag. 262) bezeichnet werden muß.

Da dieser seinerzeit abgebaut und auch gebrannt wurde, ist es noch jetzt möglich vom anstehenden Gesteine ganz frische Proben zu bekommen. Bedeutend unreiner ist der Kalksilikatfels, in welchen der Amphibolit bei K. 521 teilweise übergeht. Bei der Untersuchung der dortigen Blöcke und Lesesteine mit freiem Auge stellt man nämlich im Felde zumeist die Diagnose auf Amphibolit.

Genau wie wir östlich von Brskau im Hangenden des Amphibolitzuges, der von K. 564 gegen Süden streicht, einen Biotitgneis, dann einen Quarzitschiefer und dazwischen schließlich auch Übergänge des einen in den anderen vorgefunden haben, so treffen wir auffallenderweise auch im Hangendhorizonte des Amphibolit-Kalksilikatfelszuges von K. 521 abermals auf einen Quarzit, einen Biotitgneis, beziehungsweise auf verbindende Zwischenglieder zwischen beiden.

Der Quarzit wird hier mehr körnig und undeutlich schiefrig. Sonst bezieht sich jedoch die Übereinstimmung außer auf die mineralisch-petrographischen Merkmale auch auf die Lagerungsverhältnisse. Gehen wir nämlich von Westen (aus dem Gebiete des Amphibolitzuges von K. 521) gegen Ost, so durchqueren wir wie bei Brskau zuerst Biotitgneise und dann den Quarzit, um im Liegenden des nächstfolgenden Amphibolitzuges, beziehungsweise hier Kalk(silikatfels)-lagers dem Gneise nochmals zu begegnen.

Vom bezüglichen kalkreichen Kalksilikatfels, der auch als unreiner Kalk aufgefaßt werden kann, sei noch bemerkt, daß er Biotit aufnimmt und so zum Biotitgneise hinüberführt. Etwas analoges kann nun auch vom Biotitgneise angegeben werden. Dieser nimmt u. d. M. fast farblos erscheinenden Granat auf und scheint zumindest in umgekehrter Folge einen Übergang zum unreinen Kalke zu vermitteln.

In derlei Proben, die durch Aufnahme von viel Quarz und etwas Sericit bei geringerem Biotitgehalte auch zum erwähnten Quarzit hinüberführen, finden sich übrigens auch manche Ähnlichkeiten mit den Gesteinen vom nördlichen Blatrande aus der Gegend westnordwestlich von Libic, wie sie oben detailliert angegeben wurden.

Analoge Verhältnisse finden wir am linken Ufer des Skreyschanbaches und unmittelbar am südlichen Blatrande. Auf der Anhöhe südwestlich von Hrbov, beziehungsweise westlich von dem Wege, der von dieser Ortschaft über den Blatrand nach (Südwesten und nach) Polna führt, findet man nämlich zahlreiche Lesesteine von Amphiboliten und Kalksilikatfelsen. Auch hier soll angeblich einmal ein (wohl unreiner) Kalk gewonnen worden sein. Die Stelle war nicht mehr sicher bestimmbar. Dafür fand ich auf dem erwähnten

Wege von Polna kommend im rechten und im linken Straßengraben zwei anstehende, grünlichgraue Kalksilikatfelsbänke. Die südlichere davon war (im rechten Graben) eigentlich schon mehr ein Kalksilikathornfels.

Von Polna kommend fand ich übrigens rechter Hand, hoch oben auf der Anhöhe, in der Böschung auch einen schiefrigen Amphibolit anstehend.

In dieser Hinsicht stimmen also die hiesigen Verhältnisse vollkommen mit der beobachteten Sachlage in den nördlicheren korrespondierenden Distrikten und bestätigen unsere obigen Konklusionen.

Die Verhältnisse im Norden veranlassen mich nun die Aufmerksamkeit der Gegend westlich von der Straße Polna—Brskau—Přibislau zuzuwenden.

Nordöstlich von der Bor-Mühle oder auf der Anhöhe bei K. 541 fand ich einen sehr quarzreichen Biotitgneis. Der Feldspat und der Glimmer können derart zurücktreten, daß man es mit einem in variablen Mengen Glimmer führenden Quarzite zu tun zu haben glaubt; also Verhältnisse wie am nördlichen Blattrande (Hurka). Genau nördlich von der Bor-Mühle steht dagegen ein Gestein mit Grauwackenhäutchen an.

Dem freien Auge erscheint es grau bis dunkelgrau gefärbt und deutlich schiefrig. Auf dem Querbruche erkennt man kreisrund bis elliptisch begrenzte Feldspatkörner von Mohn- bis Hirsekorngröße, die jedoch oft noch viel kleiner werden. Auffallend oft zeigen sie Spaltflächen, die auf der Schieferungsebene normal stehen. Glimmerschüppchen von winzigen Dimensionen erkennt man nur auf dem Hauptbruche, allein im Vergleiche zum normalen Biotitgneise in beachtenswert geringen Mengen. Auf dem Hauptbruche treten auch hier jene mattglänzenden Häute auf, wie sie von den in diesem Abschnitte behandelten Gesteinen schon des öfteren erwähnt wurden (cf. pag. 264).

In einer (für die Untersuchung mit der Lupe) matt durchscheinenden, schiefrigen Masse liegen im Schlicke runde, zumeist jedoch mehr linsenförmige oder auch eckige Feldspäte. Mit der breitesten Seite legen sich diese in der Regel parallel zur Schieferungsebene. Schon mit freiem Auge beobachtet man jedoch im Schlicke auch leicht Stellen, an denen dies nicht der Fall ist. Der Winkel, den diese beiden Richtungen einschließen, kann bis 90° anwachsen. Derlei Stellungen bei gleichzeitig linsenförmiger Begrenzung der Elemente spricht schon allein genug deutlich gegen die eventuelle Vermutung, man habe es vielleicht mit einem zerdrückten, sauren, eruptiven Gesteine zu tun. Die Lupe allein zeigt es also schon im Schlicke, daß man es mit einem klastischen Materiale zu tun hat. Fig. 2 und 3, Tafel VII, sollen uns die mikroskopischen Verhältnisse vor Augen führen. Die Linsen und die eckigen Brocken sind Feldspäte. In manchen Fällen ist dieser deutlich gestreift (Fig. 3, Tafel VII) und zeigt geringe Auslöschungsschiefen mit Bezug auf die Albitwillingsgrenze. Die Schieferung kommt durch die Parallelordnung winziger Biotitschüppchen zustande, welche mit ebenfalls sehr kleinen Quarzkörnern ein sehr feinkörniges Gewebe bilden, das mit

Rücksicht auf die Feldspatlinsen, beziehungsweise Bruchstücke als eine Art Grundmasse erscheinen mag. Der Vollständigkeit halber soll bemerkt werden, daß die großen Feldspäte auch deutliche Spuren von undulöser Auslöschung verraten können. Daß indes das Gestein durch Kataklyse den jetzigen Habitus erhalten hätte, das scheint mir nicht einmal im Bereiche der Möglichkeit zu liegen. Dafür wurde dieses Phänomen zu selten beobachtet.

Mit vollem Rechte könnten wir demnach das Gestein trotz dem Biotitgneishabitus so manchen Handstückes als eine biotitreiche Grauwaacke mit stärkerem oder schwächerem Arkoseneinschlage auffassen.

Einer späteren Publikation vorgehend mag bemerkt werden, daß Autor ein ganz gleiches Gestein auch bei der Kartierung des Blattes Iglau südlich von den letzten Häusern von Klein-Beranau an der Nordwestbahn, am Fuße des Hügels K. 549 beobachtet hat. Darüber folgt mehr in der Arbeit über das Blatt Iglau.

Ähnliche Ausbildungen des sonst im allgemeinen als Biotitgneis zu deutenden Gesteines finden sich im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod auch auf der Linie Bor-Mühle — Neuhof und nördlich von dieser. Manchmal werden sie sehr ähnlich den besprochenen Modifikationen zwischen Brskau und Přebislaw. Leider lagen sie nur in Form von Feldsesteinen vor.

Das Gestein vom Gehänge westlich von der Bor-Mühle ist kurz als Biotitgneis zu bezeichnen. Auffallend ist darin nur die örtlich beobachtete, jedoch seltene, geradlinige Begrenzung der Elemente und die schon häufigere Konturierung mit schwach gebogenen Linien. An einigen wenigen Stellen waren in diesem Gesteine besonders schön mikroperthitische Bildungen erkennbar.

Vorläufig möge es genügen auch hier am Südrande unseres Kartenblattes auf obige sedimentäre Gebilde hingewiesen zu haben, die in verschiedenen Mengen Biotit aufzunehmen imstande sind, deshalb mehr oder weniger einen Biotitgneishabitus aufweisen und von dem schon mehrmals erwähnten Amphibolit-, beziehungsweise Kalksilikatfels(Kalk)zuge im Hangenden begleitet werden.

Wir wenden uns nun der Besprechung verwandter Gebilde aus dem relativen Hangenden des bezüglichen Amphibolit-Kalksilikatfelshorizontes zu und fassen auch in diesem Falle zuerst das rechte Ufer des Skreyschanbaches ins Auge.

Südlich K. 520, beziehungsweise nahe am südwestlichen Ende des Dorfes Hrbov, jedoch schon im Tale des Skreyschanbaches findet man auf der Tallehne zum Teile anstehend, zum Teile in Form von Lesesteinen zahlreiche Belege, die für die Existenz derartiger Gebilde zeugen, wie sie zwischen den Orten Přebislaw und Brskau mehrfach beobachtet und oben beschrieben wurden. Durch die Aufnahme von Biotit geht das Gestein auch hier in Modifikationen über, die dem Biotitgneise oder einem Phillitgneise nahekommen. Manche Proben färben graphitisch ab. Das Gestein zerfällt sehr leicht in kleinere Scherben, auf denen sehr häufig Harnischen ähnliche Rutschflächen zur Ausbildung gelangen.

) Nahe bei den letzten südwestlichen Häusern von Hrbov wurde am Biotitgneise ein Streichen in h 2 mit ost-südöstlichem Einfallen beobachtet. Am linken Ufer des Skreyschanbaches kann mithin obiger Horizont nicht südlich, sondern etwas südsüdwestlich von der angeführten Fundstelle erwartet werden. Deshalb wurde auch bei der Begehung das Hauptaugenmerk der Gegend rechts und links vom Wege Polna—Hrbov zugewendet, von wo schon oben zwei Kalksilikatfelse angeführt wurden. Die Tatsachen bestätigten die bezüglichen Vermutungen vollständig.

Im östlichen Straßengraben am besagten Wege fand ich nämlich obigen Phyllit- oder Grauwackenphyllithorizont abermals anstehend vor. Im allgemeinen ist der Habitus desselben wie oben. Bedeutend deutlicher kommt makroskopisch nur die Graphitführung zum Ausdrucke. Einmal wurde eine 1 mm mächtige Lage beobachtet. Während am rechten Ufer die Mächtigkeit dieses ganzen Horizontes auf (kaum) 10 bis 15 m geschätzt werden konnte, ist dies hier nicht möglich gewesen.

Weiter nördlich von der in Rede stehenden Lokalität lagen bis zur Gegend östlich Přebislau im relativen Hangenden des bereits mehrmals erwähnten Amphibolit-Kalksilikatfelshorizontes nur Biotitgneise vor. Erst östlich von dieser Stadt wurden am Karrenwege, der von Přebislau über K. 497 nach Ronov führt, östlich und westlich von der genannten Kote, in einem ebenfalls ausgesprochenen Biotitgneisterrain (cf. pag. 231) wieder Lesesteine angetroffen, die man zum Teile schon makroskopisch als Phyllite, respektive als zum Teile höher krystallin entwickelte Tonschiefer bezeichnen muß. Außer diesen wurden hier noch Feldlesesteine beobachtet, bei deren Namensgebung man im Terrain in Verlegenheit kommt. Die dunkelgrauen, dichten und so gut wie gar nicht schiefrigen Gesteine entpuppten sich erst u. d. M. als dichte Grauwacken.

Im nachstehenden folge nun die Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse in den verschiedenen Modifikationen der angeführten Grauwackengesteine, sofern dies für einige spezielle Ausbildungen nicht schon oben geschehen war.

Als Bestandteile des Gesteines aus dem Steinbruche unter dem Schlosse in Přebislau wurden erkannt: Feldspat, Quarz, ein brauner, beziehungsweise braungrüner und ein heller Vertreter der Glimmergruppe (in vereinzelt Fällen glaubt man es mit Biotit zu tun zu haben), Chlorit, Magnetit und mutmaßliche kohlige Bestandteile.

Die Feldspatdurchschnitte sind teils rund bis rundlich, teils weisen sie eckige Umriss auf (cf. Fig. 5, Tafel VII). Infolge der weit fortgeschrittenen Kaolinisierung und wegen der gleichzeitigen Glimmerbildung war deren Natur nicht sicher bestimmbar. Nur in einem Falle war an einem geeigneten zwillingsgestreiften Schnitte die symmetrische Auslöschungsschiefe mit 14—16° erkannt worden. Sehr häufig sind die Durchschnitte von einer schmalen, dunklen (fremdartigen) Substanz eingesäumt. Zum Teile ist diese vielleicht Chlorit, oder es liegen winzige dunkle, nicht mehr diagnostische Glimmerschuppen vor. Man sieht es, daß die Feldspäte auf diese Weise von der Umgebung ganz scharf ab-

gegrenzt und geschieden sind. Diesbezüglich beachte man besonders den scharfen, linken, unteren Rand des großen, in der Fig. 5, Tafel VII mittleren, runden Feldspatkornes. Eine randliche Zertrümmerungszone und andere derartige Kennzeichen der Kataklase zeigen zwar die Feldspäte. Erstere können indes auch ganz fehlen. Eine Verbiegung der Albitzwillingslamellen beobachtete ich ein paarmal.

Um sich ein Urteil darüber bilden zu können, in welcher Menge der Feldspat auftritt, wurde ein Schriff nach der Beckeschen Methode mit *FV II* geätzt und mit Anilinblau tingiert. Die Quantität dieses Minerals stellte sich dabei gegen alles Erwarten groß heraus.

Als primärer Gesteinsgemengteil erscheint der Quarz bei nicht gekreuzten Nicoln zum Teile in Form unregelmäßiger, wasserheller Körner und zum Teile in Gestalt von länglichen bald bänderartigen, bald unregelmäßig begrenzten, schmalen, ebenfalls wasserhellen Streifen, die ab und zu an eine Art Zement erinnern können. Die Körner sind teils optisch vollkommen einheitlich orientierte Einzelindividuen, teils sind sie Aggregate von winzig kleinen Körnchen. Das letztere gilt auch von den bänder-, linsenförmig oder unregelmäßig begrenzten Streifen, die bei gekreuzten Nicoln stets deutliche Aggregatpolarisation verraten.

In derlei Gemengen erkannte man nach der Tinktion mit Anilinblau ganz vereinzelt kleine Feldspatkörner. Hatten die Aggregate unregelmäßige Körnerform, so erinnerten die Durchschnitte lebhaft an sehr feinkörnige Quarzite. Waren sie dagegen lagen-, linsen-, beziehungsweise streifenförmig und in die Schieferungsebene eingeordnet, so machten sie mit den sie begleitenden winzigen (hellen und dunklen) Glimmerschüppchen fast ganz den Eindruck wie ein phyllitisches Gestein (von manchmal etwas höherer Krystallinität). Deute ich die Angaben F. Beckes im Aufsätze: „Gesteine von Griechenland“, Tschermaks Min. u. petr. Mitteil., II. Bd., 1879, pag. 62—64 (Arkosengneis vom Mte. Galzadhes) richtig, so haben wir es hier mit ähnlichen Gebilden zu tun.

Schließlich sei nur noch auf die Tatsache verwiesen, daß ganz gleiche quarzitähnliche Stellen, wie sie voranstehend beschrieben wurden, auch oben, in dem als Gneis benannten Gesteine vom nördlichen Kartenrande, aus der Gegend westlich von Libic (cf. pag. 278) beobachtet wurden.

In (sehr) untergeordneter Menge wurde der Quarz auch als sekundäre Bildung vorgefunden.

Besonderes Interesse verdient aus dem Steinbruche unter dem Schlosse noch eine dichte Probe, die makroskopisch an einen Kiesel-schiefer gemahnt. U. d. M. erkannte man auf den ersten Blick darin teils runde, teils eckige Feldspat- und Quarzbruchstücke. Bei sehr geringer Korndimension bildet der letztere namentlich die erwähnten „quarzitischen“ Bänder. Zwischen diesen Bändern, also dort, wo auch der Feldspat vorkommt, tritt nun noch ein ebenfalls streifenförmig angeordnetes, blaß(gelblichgrau)grünes Mineral auf, dem sich fast stets etwas Magnetit zugesellt.

Das erwähnte blaßgrüne Element wies fast stets nur ein System paralleler, sehr gut entwickelter Spaltrisse in seinen stets ganz un-

regelmäßigen oder im Sinne dieser Spaltbarkeit etwas gestreckten Durchschnitten auf. Nur sehr selten findet man Schnitte, die zwei Systeme von Spaltrissen aufweisen.

Diese wiederholten die Verhältnisse, wie man sie an Amphibolmineralen in Schnitten senkrecht zur prismatischen Spaltbarkeit beobachtet. Die Interferenzfarbe war hoch. Die Achsenebene halbierte einen Spaltwinkel von rund 120° . War nur ein System von Spaltrissen vorhanden, so lag die Achsenebene parallel zu dieser. Die Auslöschung war dann gerade. Der optische Charakter eines Schnittes senkrecht zu der (nun angenommenen prismatischen Amphibol-) Spaltbarkeit $\parallel (110)$ war positiv. Der Pleochroismus war (sehr) undeutlich; eigentlich sollte man nur von einem schwachen Absorptionsunterschiede sprechen. Daß man es mit einem Vertreter der Amphibolgruppe zu tun hat, ist wohl sehr wahrscheinlich. Fraglich ist nur seine Natur. Ich wäre geneigt ihn als Strahlstein oder als gemeine grüne, schwach pleochroitische Hornblende zu deuten. Wo die Dimensionen sehr klein werden, ist es kaum möglich zu sagen, ob in speziellen Fällen nicht auch ein farbloser Glimmer oder ein Repräsentant der Chlorite vorliegt. — Ob nicht diese Amphibolitlagen die ersten Ansätze zur Ausbildung von mächtigeren, sedimentogenen Amphibolitlagern oder vielleicht Amphibolitlagen von, ich möchte sagen, mikroskopischen Dimensionen repräsentieren? —

Glimmer sind, von Ausnahmen abgesehen, wie schon erwähnt, zwei vorhanden, ein heller (Muskovit, Sericit) und ein brauner, beziehungsweise grünlichbrauner. Der braune bildet auch schon makroskopisch erkennbare Blättchen, die nach obigen Angaben (pag. 264) manchmal sporadisch auf mattem Grunde auftreten und wie aus einer dunklen Haut herauszuwachsen scheinen (cf. pag. 274).

Die Dimensionen der Schüppchen sind zwar sehr klein. Dennoch findet man hie und da auch etwas größere Lamellen; dies jedoch selten. Zumeist vereinigen sich die winzigen Gebilde zu sehr schmalen Bändern oder Streifen, die im Schlicke eine mehr oder weniger deutliche Schieferung erzeugen und im Hauptbruche verschieden mattglänzend in Form der erwähnten dunklen „Haut“ beobachtet werden. Ab und zu bilden die Glimmer (in Gesellschaft eines für Chlorit gehaltenen Minerals) auch eine Art Netzwerk, in dessen Maschen die farblosen Gesteinselemente liegen. Häufig beobachtete man beides nebeneinander. Man könnte demnach (manchmal) von einer eigentümlichen schiefrig-flaserigen Textur sprechen, obschon das Gestein eher als eine phyllitartige Grauwacke denn als Gneis gedeutet werden müßte.

In den Glimmerhäuten fand man sehr zahlreiche, obschon nur sehr kleine Durchschnitte von Lampriten. Pyrit war sicher darunter. Zu diesen gesellte sich schließlich noch ein dunkler, matter Bestandteil, den man wahrscheinlich am ehesten für ein Gemenge einer kohligen Substanz und eines Erzes (Magnetit) halten dürfte. Manchmal bildet es wie eine Art feinen, schwarzen Staubes.

Außer der geschilderten mineralogischen Zusammensetzung umhüllte das mikroskopische Studium schließlich auch die Tatsache, daß unser in Rede stehendes Gestein auch Fragmente älterer Fels-

arten (Tonschiefer, Quarzite) in sich aufgenommen hat. Die Dimensionen dieser sind stets sehr klein.

Während das einschließende Gestein an einer speziellen Stelle sehr feinkörnig war ohne eine Spur einer Schieferung aufzuweisen, und während dieses fast nur aus sehr kleinen Körnern von Quarz, etwas Feldspat und sehr vielen hellen Glimmerschüppchen nebst Spuren von Pyrit bestand, waren dagegen die Fragmente durchgehends fast glimmerfrei oder höchstens sehr glimmerarm. Dafür waren die eckigen Bruchstücke um so reicher an dunklen, vermutlich kohligen Elementen, deren sie so viel führten, daß sie nur sehr wenig durchsichtig wurden und dadurch von der Umgebung sehr abstachen. Die farblosen Elemente waren nicht definierbar. Diese dunklen Bestandteile ließen im durchfallenden Lichte übrigens auch eine undeutliche Schichtung erkennen.

Alle angeführten Beobachtungen berechtigen uns das in Rede stehende Gestein als eine fast bis völlig dichte, stellenweise schiefrige, allein manchmal auch nicht geschieferte Grauwacke zu benennen.

Analoge mikroskopische Verhältnisse verriet das dunkle Gestein aus dem Steinbruche nördlich von dem Kreuze an der Straßenverzweigung unter der Stadt Přebislau.

Es wurde bereits (pag. 264) erwähnt, daß das Gestein aus dem an erster Stelle erwähnten Steinbruche unter dem Schlosse auch verschiedene Mengen von Biotit aufnehmen und so einen mehr oder weniger deutlichen Habitus eines Biotitgneises zeigen kann. Diese Gesteinsmodifikation besteht dann wesentlich aus Quarz, Feldspat und Biotit, zu denen sich in variablen Mengen ein dunkles, für Magnetit gehaltenes Erz, Sillimanit und Spuren von Zirkon hinzugesellen.

Je mehr das Gestein Biotit aufnimmt, um so weniger gleicht es natürlicherweise der oben beschriebenen dunklen Modifikation, die, wie bemerkt, größere Glimmerlamellen nur spurenweise führt. Dies jedoch nicht allein wegen der verschiedenen Biotitführung und der dadurch erfolgenden Braunfärbung. In Schlifften von biotitführenden, allein doch noch biotitarmen Proben waren nämlich noch runde, beziehungsweise ovale, kaolinisierte, dabei jedoch scharf umgrenzte Feldspäte zu beobachten. Quarzeinschlüsse wiesen diese letzteren nie auf. Eine Zwillingstreifung gehörte zu großen Seltenheiten. Dagegen lagen sie noch häufig in einem Gemenge feiner Quarzkörner eingebettet. Dieses Zement glaube ich mit den oben beschriebenen „quarzitartigen“ Gebilden identifizieren zu dürfen.

In biotitreicheren Proben erscheint dagegen der Plagioklas nicht mehr so stark kaolinisiert. Er kann sogar sehr klar und deutlich zwillingsgestreift vorliegen. Die symmetrische Auslöschungsschiefe, bezogen auf die Albitzwillingsgrenze, wird sehr klein. Der Plagioklas dürfte also im allgemeinen (sehr) sauer sein. Die runden und ovalen Querschnitte desselben machen unregelmäßig eckigen Platz und diese nehmen runde, tropfenartig begrenzte Quarzeinschlüsse auf. Es bildet sich in der Weise eine Art Siebstruktur aus.

In einem solchen Falle wurde die Bestimmung des Plagioklasses nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode vorgenommen.

In der Kreuzstellung beobachtete man

$$\varepsilon > \alpha' \text{ und } \omega > \gamma'.$$

Demnach hätten wir es hier mit einem Albit zu tun.

Hand in Hand mit der Biotitanreicherung und diesen Veränderungen des Feldspates verlieren sich auch jene zementartigen, „quarzitischen“ (respektive „phyllitischen“), feinkörnigen Quarzaggregate. An deren Stelle treten auch hier größere, unregelmäßig begrenzte Quarzindividuen. Diese zeigen dann manchmal die Tendenz, geradlinige Begrenzungen annehmen zu wollen. Auch führen derartige Quarze ab und zu Biotit als Einschluß. Dieser letztere zeigt hier dann stets kreisrunde oder elliptische Querschnitte (Biotiteier), während der selbständig auftretende Biotit im Querschnitte die gewöhnlichen (leistenförmigen) Durchschnitte aufweist.

Manchmal gesellt sich zum Biotit des Gesteines noch ein kurzfasriger, heller Glimmer, vermutlich Sericit. Die Biotitlagen sind gleichzeitig die Fundstellen des Sillimanites und des Zirkons (pleochroitische Höfe im Biotit).

Diese Modifikationen sind es speziell, welche fürs freie Auge die größte Ähnlichkeit, beziehungsweise Gleichheit mit petrographisch als Biotitgneise zu bezeichnenden Gesteinen aufweisen und an Grauwacken auch im entfernten nicht mehr gemahnen. Der Autor stellte sie deshalb auch nur unmittelbar in und bei Přebislau zu den Grauwacken, wo dies sichere Beobachtungen gestatteten. Sonst wurden derartige Bildungen auf Grund des Befundes im Terrain als „Gneise“ kartiert. Demnach erfolgte auch die Darstellung in der Karte, welche Grauwacken nur dort angeben soll, wo das Gestein als solches erkannt wurde oder zumindest keinen makroskopisch deutlichen Gneishabitus aufweist. Im übrigen sei diesbezüglich auf den letzten Abschnitt dieser Arbeit verwiesen.

Die oben (pag. 284) erwähnte dunkelgraue, dichte Grauwacke, die ich am Feldwege, der Přebislau mit Ronov verbindet, nördlich vom Höhenpunkte 477 sammelte, erwies sich als ein sehr feinkörniges Aggregat, in dem man Quarz(beziehungsweise [?]) zersetzte Feldspat-)Bruchstücke und winzige Chlorit-, beziehungsweise Glimmergebilde (Sericit) neben Fragmenten von älteren Gesteinen (sehr feinkörnigen Quarzit, eine ältere Grauwacke und Phyllit) beobachtete. Die ältere Grauwacke und der Phyllit sind wohl schwer voneinander zu trennen, vielleicht ist auch die von mir gemachte Trennung subjektiv. Sie basiert bei der Kleinheit des Kornes und der Schwierigkeit der Unterscheidung der einzelnen Elemente eigentlich nur auf dem Vorhandensein von größeren Quarzbruchstücken in den Grauwacken und dem Fehlen derselben in den vermeintlichen Phylliten. Es ist gar nicht ausgeschlossen, daß die von mir für Phyllit gehaltenen Splitter ebenfalls ältere Grau-

wackenreste repräsentieren. Weniger wahrscheinlich (allein immerhin möglich) scheint das Gegenteil davon den Tatsachen zu entsprechen.

Dagegen unterscheidet sich die ältere Grauwacke sehr wohl von der sie einschließenden jüngeren. Die letzteren Gebilde führen nämlich bedeutend mehr farblose, im Schlicke wasserklare Quarzsplitter. Außerdem wurde in der älteren Grauwacke stets eine bedeutend stärkere Trübung (durch ? Kaolin) beobachtet. Diese letzteren Fragmente erschienen stets viel dunkler als ihre Umgebung. Im Gegensatz zu derlei Einschlüssen waren die Quarzitbruchstücke bedeutend heller als die sie einschließende Grauwacke.

Auch diese Gesteinsmodifikation weist u. d. M. Risse und Sprünge auf.

Ein anderes Belegstück von derselben Stelle möchte ich als einen grau wackentartigen Phyllit bezeichnen. Die Struktur und die mineralogische Zusammensetzung war mit einer unbedeutenden Abweichung deutlich phyllitisch. Als solche wurde die Führung größerer Mengen eines Minerals angesehen, das ich nicht anders denn als zersetzten Feldspat (Kaolinisierung und Glimmerbildung) zu deuten in der Lage bin. Eine Bestimmung war unmöglich. Seine manchmal runden Formen gemahnen an die Durchschnitte der besprochenen Grauwacken.

Noch deutlicher phyllitisch war die Ausbildung zweier weiterer Proben, die ich am selben Wege sammelte, und zwar östlich von dem Punkte, den die große Karte (1:25.000) mit 497 m Höhe kennzeichnet. Das eine Belegstück speziell zeigt makroskopisch wie auch mikroskopisch, kurz gesagt, die Eigentümlichkeiten eines Dachschiefers.

Ich muß gestehen, daß ich mit diesen Funden aus der Gegend östlich von Přebislav eigentlich nichts anzufangen weiß, denn verbinden kann ich sie in der Karte nicht miteinander. Das Streichen ist an diesem Wege (westlich K. 597) in Stunde 9—10 und mithin quer zu einer derartigen Verbindungslinie. Dasselbe Streichen finden wir dann auch an den korrespondierenden Stellen im Sazawatale. Da finden wir jedoch petrographisch als Biotitgneise zu bezeichnende Gesteine gut aufgeschlossen, die nach Ost unter einem Winkel von beiläufig 60—70° einfallen (cf. pag. 231).

Plausibel erscheint bei dieser Sachlage möglicherweise vor allem der Gedanke, man habe es vielleicht mit Resten einer eingefalteten Partie zu tun. Dabei fällt jedoch der Umstand auf, daß von diesen „eingefalteten“ Partien unmittelbar an der Straße, am sehr gut durch Steinbrüche aufgeschlossenen rechten Sazawaufer, keine Spur zu finden war, obschon sie dortselbst hätten zutage ausstreichen müssen, beziehungsweise können. Betreffs dieser Beobachtungen beschränke ich mich vorläufig auf obige Angaben und verweise im übrigen auf das Schlußkapitel.

An allen sonst hier in Betracht kommenden Fundstellen weist im allgemeinen ein gleicher oder analoger Gesteinshabitus auch auf gleiche, beziehungsweise analoge mikroskopische Verhältnisse hin. Dabei bleibt jedoch das mikroskopische Bild in den einzelnen Fällen

bei weitem kein stereotypes, da der Charakter des Gesteines zu sehr zwischen den Ausbildungen einer Grauwacke, eines Phyllites, beziehungsweise eines Tonschiefers schwankt.

Für die nachstehende Nennung der Proben von den anzu führenden Stellen ging Autor bei dem mikroskopischen Studium von folgendem Grundsatz aus. Viele erkennbare, runde oder eckige (sicher nicht durch Kataklyse entstandene) Feldspatbrocken und Quarzsplitter neben eventuellen Bruchstücken älterer Gesteine waren das Charakteristikum der wie üblich, als Grauwacken bezeichneten Proben. Waren keine Bruchstücke älterer Felsarten vorhanden, so bezeichnete ich die Gesteine mit dem Hinweise auf die Phyllit-, beziehungsweise Grauwackenähnlichkeit, bald als Grauwacken bald als Phyllite. Alle phyllitähnlichen Grauwacken führen noch zahlreiche Bruchstücke von Feldspat und Quarz neben vorläufig noch geringeren Mengen des beschriebenen phyllitischen, beziehungsweise quarzitisches Zementes. In den grauwackenähnlichen Phylliten tritt eine Umkehrung der Mengenverhältnisse dieser Komponenten ein.

So viel zum besseren Verständnisse und zwecks kürzerer Ausdrucksmöglichkeit im folgenden Texte.

Am linken Sazawaufer wurde um K. 461 und bei K. 485, an der Straße Přibislau—Polna, abgesehen von den an Biotit reicheren Modifikationen, zum Teile dasselbe Gestein beobachtet wie im Steinbruche unter dem Schlosse. Auch die mikroskopischen Verhältnisse waren dann dieselben. Eine scheinbar zersetzt aussehende Probe von dort (südlich K. 485) erwies sich dagegen als eine Art phyllitische Tonschiefergrauwacke und eine andere dunklere Probe als phyllitische Grauwackenbreccie.

Das Gestein, das in der eben erwähnten Gegend am linken Sazawaufer, südsüdwestlich Přibislau, und zwar (genauer) im Graben westlich K. 461, beziehungsweise dort an der Bahnstrecke ansteht, fast nordwestlich streicht und nordöstlich unter einem Winkel von ca. 80° einfällt, mag man vom petrographischen Standpunkte teils als Biotitgneis und teils als Biotitglimmerschiefer benennen. Es besteht aus sehr viel Biotit und wasserklar durchsichtigem Quarz, aus etwas Muskovit, Chlorit und wenig Magnetit. Der Feldspat ist in wechselnden Mengen vorhanden. Seine Durchschnitte waren mit wenigen Ausnahmen: rund, rundlich oder unregelmäßig elliptisch. An den Enden spitzzulaufende linsenförmige Querschnitte, die auf eine Zerquetschung hätten hinweisen können, habe ich keine beobachtet. Die Ränder von derlei Gebilden waren sehr scharf. Eine randliche Zertrümmerungszone war nie zu beobachten. Stets waren die Schnitte stark zersetzt. Eine Bestimmung war aus diesem Grunde unmöglich. Nach der Behandlung mit *FluH* und Tinktion mit Anilinblau habe ich den Eindruck gewonnen, als ob sich der Feldspat außer in Kaolin (und Glimmer) auch in Quarz umwandeln möchte. Einzelne Stellen in den Feldspatquerschnitten blieben nämlich nach der Tinktion ganz farblos. Mit Hilfe dieser Methode erkannte man übrigens ferner, daß der Feldspat in Ausnahmefällen auch in Quarzaggagaten zu suchen ist. Er tritt hier

ganz so auf, wie wir ihn im Gesteine aus dem Steinbruche unter dem Schlosse in Pribislau gefunden haben. In derlei (seltenen) Fällen war er auch eckig konturiert.

Bild 4, Tafel VII, zeigt uns die mikroskopischen Verhältnisse, wie sie das dünngeschichtete, dichte Gestein einer anstehenden Bank vom linken Sazawaufer, südsüdöstlich vom bezüglichen M. H. anwies. In einer tonschieferartig phyllitischen „Grundmasse“ liegen verschieden große, in der Regel runde, sicher abgerollte Feldspat- und Quarzkörner. Das große, runde Korn in der Mitte des Bildes ist ein Feldspat. Eckige Formen sind unter den Durchschnitten selten. Der Feldspat ist stets stark angegriffen, dabei ist er jedoch nicht immer zwillingsgestreift. Lokal glaube ich die Existenz eines Vertreters der Zoisit-Epidotfamilie annehmen zu dürfen. Von Erzen findet man Kiese und vermutlich Magnetit. Fraglich ist das Vorhandensein von kohligen Substanzen.

Die phyllitische „Grundmasse“ kann manchmal nur aus feinen Quarzkörnern bestehen und deshalb quarzitischen Habitus verraten. Die Durchschnitte von derlei (seltenen) Partien sind linsen- oder flammenförmig.

Am Karrenwege, der vom M. H. südlich Pribislau (am linken Sazawaufer) über den Höhenpunkt 539 nach Wolesschna führt, fand ich bald ober der Bahnübersetzung sowie auch noch am weiteren Wege bei K. 539 zahlreiche Lesesteine, die makroskopisch mit der einen oder anderen der oben beschriebenen Modifikationen übereinstimmen.

Eine Ausbildung läßt makroskopisch in einem dunkelgrauen, Tonschieferhabitus aufweisenden Gesteinsmateriale ziemlich zahlreiche Feldspäte erkennen, die graugelb bis braugelb gefärbt sind und im Querschnitte bald linsen-, bald kreisförmig begrenzte Formen aufweisen. An diesen Bildungen wurde nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode die Bestimmung des Plagioklases vorgenommen:

$$\text{Parallelstellung } \omega > \alpha', \varepsilon < \gamma'.$$

Der Plagioklas gehört also der Gruppe I oder II, beziehungsweise $Ab - Ab_3 An_1$ oder $Ab_3 An_1 - Ab_3 An_1$ an und ist mithin als Albit oder höchstens als sehr saurer Oligoklas zu deuten.

Wie im allgemeinen, so kann auch hier dem Feldspate eine Zwillingsstreifung ganz fehlen.

Eine andere Probe (von ebendort) erwies sich im Wesen als ein bunt zusammengewürfeltes Gemisch von runden und eckigen Quarz- und Feldspatbruchstücken neben größeren und kleineren Splintern älterer Gesteine. Die mikroskopischen Reste dieser letzteren verrieten sich außer als (phyllitische) Tonschiefer und Phyllite auch noch als sichere Quarzitschiefer. Neben einem schwarzen, unbestimmbaren Gesteinselemente (? kohlige Substanz) und neben Magnetit beobachtete man ferner zahlreiche lampritische Bildungen. Diese letzteren fand ich auch in den eingeschlossenen Bruchstücken älterer Gesteine, die übrigens außer Quarz, Chlorit oder Sericit und nur hie und da vorhandenen Muskovitlamellen kaum noch

etwas erkennen lassen dürften. — Eine sekundäre Bildung ist der Limonit.

Andere Proben von diesem Karrenwege können als Grauwacken angesprochen werden, die sich indes u. d. M. als höher krystallin entwickelte Tonschiefer oder vielleicht als phyllitartige Grauwacken bezeichnen ließen, falls Fragmente von älteren Gesteinen gar nicht vorhanden wären.

An dieser Stelle sei des mikroskopischen Bildes erwähnt, das die hellgelbgraue Grauwacke aus der Gegend östlich von Deutsch-Gablonz, beziehungsweise westlich vom Höhenpunkte 475 der Straße Pribislau—Brskau, und zwar vom linken Ufer des Tälchens, das von Böhmisches-Gablonz herabkommt, aufwies. Wie schon pag. 267 bemerkt wurde, enthält das hellgefärbte Gestein schon durch ihre dunkle Farbe in die Augen springende Tonschiefer einschlüsse. Das einschließende Gestein ist (im Bilde 6, Tafel VII linke Hälfte) ein sehr feinkörniges Gemenge von zersetztem Feldspat und von Quarz, zu denen sich zumeist nur noch ein helles Glimmer (Chlorit)-mineral hinzugesellt. Daß ein derartiges Gemenge im Schlitze recht hell durchscheinend sein muß, liegt auf der Hand. Deshalb ist u. d. M. der Gegensatz zwischen diesem und den eingeschlossenen dunklen, deutlich geschichteten Tonschiefersplintern so ungemein deutlich. Man beachte die rechte, dunkle Hälfte im obzitierten Bilde. Der Einschluß konnte nicht in seiner Gesamtausdehnung zur Abbildung kommen. Wegen seiner Größe beschränkte ich mich nur auf die Darstellung der Grenzpartie. Neben derlei Bruchstücken findet man auch Feldspat- und (wenige) Quarzfragmente. Quarz scheint zwar dabei ebenfalls nicht zu fehlen; er ist jedoch schwer von der Umgebung zu trennen. Auch könnten durch Kataklyse Gesteinselemente hervorgehen, die man mit diesem verwechseln könnte.

Eine Probe aus der Gegend östlich Deutsch-Gablonz (südlich Pribislau), bei (westlich) K. 475 an der Straße veranlaßte mich, das dortige Gestein als biotitreiche, phyllitische Grauwacke zu bezeichnen. Eine andere aus derselben Gegend schien für einen nur grauwackenähnlichen Biotitphyllit zu sprechen. Im Gesteine vom rechten Ufer von ebendort fand man sogar in variablen Mengen einen im durchfallenden Lichte blaß rosa gefärbten Granat, der zur Bezeichnung granatführender Biotitphyllit die Veranlassung gab. Knapp daneben fehlt wieder der Granat und das Gestein wird zu einer schiefrigen an größeren Feldspatkörnern reicheren Biotitgrauwacke.

Betreffs des Granates aus dem obigen Biotitphyllit sei bemerkt, daß er stets unregelmäßig begrenzt ist, u. d. M. etwas einsprenglingsartig hervortritt, in seinem Zentrum mehrmals kleine undefinierbare Einschlüsse führt (zum Teile ? Magnetit) und manchmal auch größere, deutlich erkennbare Biotitblättchen in seinem Innern beherbergt. Durch diese Einschlüsse wird man zum Teile an die Siebstruktur erinnert.

Von dem Gange bei der Besprechung der makroskopischen Gesteinsmerkmale abweichend mögen im folgenden an obige Angaben anschließend sofort die mikroskopischen Eigentümlichkeiten der weiter

südlich, und zwar bis an den (südlichen) Kartenrand angetroffenen, hierher gehörigen Felsarten folgen.

Von (östlich) K. 473, beziehungsweise „Tuchwalke“ in Ober-Wěžnic stammt eine Probe, die sich u. d. M. als turmalinführender Biotitphyllit (gneisähnlich, undeutliche Knotenbildung auf dem Hauptbruche) verriet.

Die mikroskopischen Bilder der Proben vom südlichen Blattrande (westlich Hrbov) scheinen teils für einen graphitführenden Phyllit und teils für eine Grauwacke, phyllitische Grauwacke, Biotitphyllitgrauwacke, Grauwackenbreccie, beziehungsweise für einen Phyllit zu sprechen. Bemerkte sei, daß dieses Gestein u. d. M. zahlreiche Spuren von Kataklase aufweist. Die klastische Natur desselben war jedoch trotzdem unverkennbar.

Wenden wir uns nun der Besprechung einiger Proben aus der Gegend nördlich von Přibislau zu.

Figur 6, Tafel VI, soll uns das Bild eines sogenannten Biotitgneises aus dem Tale bei Dobra, also aus der unmittelbaren nördlichen Umgebung von Přibislau (unter dem Friedhofe dieser Ortschaft), vorstellen.

Das Gestein ist sehr reich an Biotit. Im Bilde sind dies die dunkelgrauen Partien. Ferner treten als wesentliche Elemente Quarz und Feldspat auf. Letzterer erscheint im Bilde in Form der großen, runden, hellen Partien am rechten und linken Rande. Auch am unteren Rande ist dieses Element vorhanden. Dies sind die wesentlichen Elemente des Gesteines, das also als „Gneis“ zu bezeichnen wäre.

Außer den obigen Bestandteilen fand man (allein wenig) Magnetit, etwas Chlorit und viel Kaolin (letzteren in den Feldspäten), ferner Spuren von Zirkon und fraglichem Apatit.

Besondere Beachtung verdient der Feldspat, der zumeist gestreift zu sein scheint. Es muß zugegeben werden, daß er mitunter etwas unzulös auslöscht. Sehr oft fehlen aber Druckerscheinungen auch völlig. Trotzdem ist er indes rund konturiert. Klarerweise können dann derlei Schnitte unmöglich ihre Formen einem hypothetisch wirksam gewesenen Drucke verdanken, wie dies derzeit so gerne angenommen wird. Das Fehlen einer randlichen Zertrümmerungszone muß sogar als Gesetz hingestellt werden. — Außer runden Querschnitten lagen auch eckige vor. Von diesen gilt alles was von den runden gesagt wurde.

Der Quarz bildet stets nur viel kleinere Individuen als der Feldspat. Zumeist tritt er in Form feinkörniger Aggregate auf. Streifenförmige Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse fehlen diesem.

In einer phyllitischen Grundmasse einer Probe aus dem Gebiete südsüdöstlich vom Žižka-Monumente, die aus kleinen unregelmäßig begrenzten, zu Streifen aggregierten Quarzkörnern, grünlich-braunen Chloritschüppchen von winzigen Dimensionen (vielleicht auch ebensolchen spärlichen Biotitbildungen), ganz vereinzelt Muskovitlamellen und einem Erze (vermutlich Magnetit) bestand, lagen total zersetzte Durchschnitte eines nicht mehr bestimmbar Mineral. Die überall gleichen Zersetzungsprodukte desselben ließen mich auf eine überall gleiche ursprüngliche Substanz schließen.

Erstere zeigten nun im durchfallenden Lichte eine blaß grau-grüne Farbe und bei gekreuzten Nicoln Aggregatpolarisation. Durch Infiltration mit Eisenoxyd geht besagte grüne Farbe in eine verschieden hell bis rotbraune über. Nur an einzelnen Stellen habe ich im Bereiche der in Rede stehenden Aggregate farblose, auf Quarz hinweisende Bildungen erkannt. Sonst scheinen die Aggregate nur oder nur vornehmlich aus Sericit, beziehungsweise Chlorit zu bestehen. Von dem ursprünglichen Mineral ist manchmal eine, wie es schien, gute Spaltbarkeit erhalten (lange andauernde, gerade, scharfe, wenn auch wenige Spaltrisse). Manchmal tritt zu dieser noch ein Rest einer zweiten hinzu (wenige kurze, ebenfalls scharfe Risse, die die ersten schief, etwa wie bei den Plagioklasen trafen). Auch eine Spur von einer ursprünglichen Streifung wie in zwillingsgestreiften Feldspäten könnte ursprünglich vorhanden gewesen sein. Alles dies scheint mir dafür zu sprechen, daß einst ein Feldspat vorgelegen sein dürfte. Sichere Beweise habe ich jedoch keine. Dies der Vollständigkeit halber, denn das Wesentliche an dieser Probe ist überhaupt nicht die Enthüllung der ursprünglichen Natur dieser Durchschnitte. Uns interessiert vielmehr ihre Form mit Rücksicht auf die Umgebung.

Die Querschnitte der hypothetischen Feldspäte waren in verschiedenen Fällen eckig oder rund. Eine randliche Zertrümmerungszone verriet sich in vorgelegenem Stadium gar nicht, beziehungsweise nicht immer sicher. In den meisten Fällen waren nämlich die Durchschnitte sehr scharf konturiert. Über die runden Formen ist kaum noch etwas zu bemerken. Die eckigen dagegen sind völlig unregelmäßig oder breit leistenförmig entwickelt, wie wir sie von Feldspäten kennen. Im Gegensatze zu dem Fehlen einer Zertrümmerungszone um die jetzigen Aggregate erkennt man in einigen, allein (ausdrücklich bemerkt) seltenen Fällen ganz deutlich eine einfache Zerbrechung leistenförmiger Gebilde. Daß also diese Bildungen einem seitlichen Drucke zum Teile ausgesetzt waren, ist unleugbar. Ebenso sicher ist jedoch auch die Erkenntnis, daß dieser Druck allein keine derartige Zerquetschung des Gesteines und Zerkleinerung der Bestandteile desselben verursachen konnte, daß ein „Phyllit“ hätte entstehen können, das heißt, daß durch die Kraft, die die Feldspäte lokal zerbrach, gleichzeitig eine Art „phyllitische Grundmasse“ (aus einem anderen Materiale) nicht erzeugt werden konnte.

Dies möge genügen, um die Einwendung unser Phyllit, beziehungsweise diese Grauwacke wäre durch kataklastische Prozesse aus einem gar nicht klastischen Materiale (etwa aus einem porphyrischen Gesteine) hervorgegangen, im voraus zurückzuweisen.

Auch sonst nähern sich u. d. M. manche von den Funden aus der Gegend nördlich von Příbislau sehr stark Phylliten, die einem Tonschiefer zumindest sehr nahe stehen, beziehungsweise in gewissen Fällen auch vollkommen gleichkommen: Tonschieferlesestein aus der Gegend nördlich von Schönfeld, südlich K. 478; Tonschieferphyllit vom östlichen Ende desselben Dörfchens.

Von dem schon (pag. 271 ff.) erwähnten Funde einer Grauwacke

(cf. Tafel IV, Bild 3) aus der Gegend nördlich Schönfeld, östlich Hegerhaus, nordnordwestlich Höhenpunkt 535, wurde, trotzdem es gewiß nicht uninteressant gewesen wäre, kein Schliff gemacht, da das Material unbedingt größte Schonung erheischte und da man ohnedies schon mit freiem Auge einen Tonschieferbrocken in einem petrographisch nur als Biotitgneis (mit Spuren von Muskovit) zu bezeichnenden, verhältnismäßig quarzarmen Gesteine liegen sah. So sicher als demnach in diesem Falle eine Grauwacke vorliegt, ebenso schwerwiegend ist die Erkenntnis, daß das den Tonschieferbrocken in sich einst aufgenommene Sediment heute einen Gneischarakter aufweist!

Die Ausbildung dieses Gneises ist zwar etwas eigentümlich, da ihm der Quarz zumindest makroskopisch zu fehlen scheint, da die Feldspatkörner manchmal runde Formen aufweisen und da der Querbruch doch wieder so sehr an manche „in Metamorphose begriffene“¹⁾ Grauwacken erinnert, daß nicht unberechtigt E. Tietzes Worte betreffs seiner Wackengneise auch hier angeführt werden könnten: „Man würde Handstücke des Gesteines nicht gerade in erster Linie jemandem zeigen, der wissen möchte, wie Gneis aussieht“²⁾.

Nach Ansicht des Autors kann es nach vorausgeschicktem und bei Berücksichtigung obiger Schilderung der mikroskopischen Tatsachen zwecks richtiger Beurteilung der geologischen Verhältnisse nicht genug betont werden, daß also unsere Grauwacken auch einen Gneishabitus annehmen können.

Schon nordwestlich von Schönfeld nimmt das Gestein u. d. M. wieder das Aussehen eines Biotitphyllites, beziehungsweise eines granatführenden Biotitphyllites an.

Anknüpfend daran folge die Schilderung einiger Proben aus der südöstlichen und nördlichen Umgebung der Stadt Chotěboř (Bild 3, beziehungsweise 4 und 5 auf Tafel VI), die mit bestem Erfolge mit dem Gesteine von Dobra (Bild 6, Tafel VI) verglichen werden können.

Alle hierhergehörigen Proben sind wie diese (cf. pag. 293) als „Biotitgneise“ zu bezeichnen, denn sie führen bei schiefriger Textur Biotit, Quarz und Feldspat als wesentliche Bestandteile.

Gestein aus der Gegend von K. 531 (große Karte) bei (südöstlich) Chotěboř (Bild 3, Tafel VI). Die beiden großen grauen Querschnitte gehören Feldspäten an. Der randliche (rechte, untere) könnte bei sehr kritischer Beurteilung als undulös auslöschend bezeichnet werden. Keineswegs wäre dagegen dies beim großen, mittleren am Platze. Dabei sehen wir namentlich diesen sehr scharfe Konturen aufweisen. Unregelmäßige Flecke rühren von partieller Kaolinisierung her. Die dunklen Linien im mittleren Querschnitte

¹⁾ Tietze, „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 656.

²⁾ Ibidem, pag. 657.

sind unregelmäßige Sprünge (?Spaltbarkeit). Von einer randlichen Zertrümmerungszone war nichts zu merken.

Die dunklen Stränge sind Biotitlamellen, die sich zu derartigen Folien aggregieren.

Die hellsten Partien im Bilde sind Quarzaggregate. Diese bestehen aus lauter kleinwinzigen Elementen.

Manche nicht im Bilde erscheinenden Feldspatdurchschnitte sind durch eine vorzüglich ausgebildete Siebstruktur ausgezeichnet.

Im allgemeinen ist der Feldspat (er scheint nur oder zumindest fast nur Plagioklas zu sein) sehr stark von den Atmosphärrillen angegriffen.

Außer obigen Elementen treten noch Chlorit, Spuren von Rutil, Zirkon und (?) Apatit auf.

Probe aus einem Aufschlusse südlich von der Schießstätte, nord-nordöstlich Chotěboř (Bild 4 und 5, Tafel VI).

Das dem freien Auge Feldspat, Quarz, hellen und dunklen Glimmer als wesentliche Elemente verratende schiefrige Gestein ist wie in den früheren Fällen nur als „Gneis“, vielleicht „Zweiglimmergneis“ zu bezeichnen.

Auch u. d. M. treten dieselben Minerale mit gleichen Rollen auf.

Bild 4. Links und rechts oben so wie links unten erscheint ein sehr stark kaolinisierter Feldspat. Manchmal ist er zwillingsgestreift. Seine Konturen sind in der Natur sehr scharf. Undulöse Auslöschungen kommen vor.

Der feinkörnige Teig, in dem die Feldspäte liegen, ist ein feinkörniges Quarzaggregat.

Bild 5. Links oben, dann etwa in der Mitte (etwas nach rechts) und rechts unten (fast in der Mitte) erscheinen runde, sehr stark kaolinisierte Feldspäte. Die hellweißen Stränge sind Quarzaggregate (cf. Bild 4).

Die ganz dunklen Partien stellen den Biotit vor:

Am unteren Pole des Bildes (etwas nach links) erscheint eine im Bilde etwa 0·8 cm breite Muskovitlamelle.

Außer in runden Formen, wie es die Bilder zeigen, tritt der Feldspat, der durchgehends sehr stark zersetzt ist, auch in eckigen Durchschnitten auf.

Er bildet stets die größten Elemente. Der Quarz erreicht ihn bezüglich der Quantität der einzelnen Schnitte nicht einmal vom weitem.

Daß auch diese Felsart einem seitlichen Drucke ausgesetzt war, kann nicht geleugnet werden. Die runden Formen als Resultat einer Kataklyse auffassen zu wollen würde indes meiner Ansicht nach kaum den Tatsachen entsprechen.

Auf Seite 143 wurde ein grauer muskovitführender Biotitgneis aus dem Doubravkatal (südlich „u čertoviho stolku“) angeführt, aus dem eine Stelle in Fig. 2 der Tafel VI bildlich dargestellt erscheint.

Der Unterschied des angeführten Bildes und des Bildes 1, Tafel V (roter Zweiglimmergneis, pag. 139), ist ohne genauere Er-

klärung an dieser Stelle augenfällig, obschon der mineralische Bestand beider Gesteine in großen Zügen teilweise gleich ist.

Im grauen „Gneise“ herrscht nämlich im Vergleiche zu den Verhältnissen im roten Gneise der Biotit über den Muskovit weit vor (cf. auch pag. 213).

Im großen und ganzen kann die Ausbildung dieses Gesteines jener des „Biotitgneises“ zur Seite gestellt werden. Wegen der vorne pag. 215—236 ausführlich gebotenen Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse desselben wolle eine solche hier unterbleiben. Es folge nur eine kurze Erklärung des Bildes.

Die großen grauen Stellen am linken unteren, dann am rechten oberen Rande und die Linse in der Mitte des Bildes sind runde, scharfbegrenzte, sehr kaolinisierte Feldspäte. Die Rolle dieser kann man mit jener der runden Feldspäte in den weiteren Bildern identifizieren. Undulöse Auslöschungen zeigen wohl diese Schnitte. Die genannte Erscheinung kann indes zumindest ebensogut mit der chemischen Umwandlung in ursächlichem Zusammenhange stehen wie etwa mit einer Druckerscheinung.

Dunkle Streifen stellen den Biotit, die hellen Lamellen den Muskovit vor. Die drei Feldspäte sind demnach durch Glimmerhäute strenge voneinander geschieden.

Die großen, hellen Stellen sollen die Ausbildung des Quarzes vor Augen führen. Zum Teile sind diese übrigens Aggregate kleinerer Körner, was jedoch im Bilde nicht ersichtlich ist. Der Quarz zeigt wohl undulöse Auslöschungen.

Analoge, das heißt, runde Feldspatdurchschnitte glaube ich schließlich berechtigt zu sein auch aus dem grauen „Gneise“ östlich von Sloupně (südlich Věstec) anführen zu dürfen.

Im Anschlusse daran sei es mir nun gestattet noch auf folgende Tatsachen hinzuweisen.

Vor allem wissen wir auf Grund der vorausgeschickten Angaben daß alle obigen Proben in der theoretischen Fortsetzungsrichtung dieser letzteren liegen. Eine Ausnahme bildet nur der Fund östlich von Sloupně.

Ferner beschrieb Becke¹⁾ aus dem muskovitreichen Gneise von Rodingersdorf nördlich von Horn (Gneis der unteren Stufe) „3—4 mm große rundliche Körner von Feldspat“, welche in einer „aus feinkörnigem Feldspat und Quarz, schuppigem Muskovit und wenig grünem Biotit gemengten Grundmasse“ liegen. „Dieselben sind gänzlich erfüllt von Einschlüssen, welche schuppenförmig, blaßgrünlich sind und sich wie Muskovit verhalten. Die Trübung findet sich nur im Innern und setzt scharf gegen eine äußere klare Zone ab, in welcher nur hie und da größere Quarze zu finden sind“. Die Feldspäte sind oft auch „zerborsten“. „Auf den Sprüngen ist Quarz eingedrungen.“

Diese Feldspäte mußten nach Beckes Ansicht früher vorhanden gewesen sein, „als die Grundmasse ihren gegenwärtigen

¹⁾ „Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels.“ Tschermaks Min. u. petr. Mittlgn., pag 222.

Zustand annahm“, weshalb der genannte Forscher daraus weiter schließen zu dürfen glaubte, „daß dem gegenwärtigen Zustand des Gesteines ein anderer vorherging, wo erst einzelne Gemengteile in dem uns jetzt vorliegenden Zustand vorhanden waren“. In demselben Sinne ist, wie ich meine, auch die Schlußbemerkung auf pag. 406 sub 3 zu deuten.

Freilich meinte Becke damals, daß mit Bezug auf „den Zustand, in dem sich die krystallinischen Schiefer unmittelbar nach dem Absatz ihres Materials befanden“, diese Feldspatauge „nicht für eine Umbildung aus sedimentären Sandsteinen, Tonschiefern usf.“ (l. c. pag. 407) sprächen.

Meine theoretischen Schlußfolgerungen auf Grund der Tatsachen aus dem Gebiete des Deutschbroder Blattes folgen im IV. Abschnitte dieser Studie.

8. Graphitische, beziehungsweise graphitführende Schiefer.

Der Graphitführung der Grauwacken von Schönfeld dann jener vom südlichen Blattrande (Hrbov) sowie der Schiefer östlich von Chotěboř wurde bereits im vorausgehenden Abschnitte Erwähnung getan.

In allen diesen Fällen handelte es sich nur um ganz unbedeutende, untergeordnete, kaum Millimeter mächtige Einlagerungen oder, was zumeist der Fall war, gar nur um lokale Verfärbungen der bezüglichen Schiefer, in denen der Graphit beobachtet wurde. Auf den Schichtflächen erschienen nämlich jene Gesteine harnischartig glänzend oder sie waren wie erdig zerfallen und ließen sich fettig anfühlen. Auch färbten sie deutlich graphitisch ab.

Wegen den geringen Mengen des Graphites haben diese Vorkommen gewiß keine praktische Bedeutung.

U. d. M. scheint der Graphit (Probe vom südlichen Blattrande) nicht nur neben, sondern auch als Einschluß in den Gesteinselementen aufzutreten. Im Bereiche von feinfaserigen Fibrolithaggregaten wurde er besonders im Quarz und Biotit beobachtet. Die Formen der Durchschnitte sind bald unregelmäßig (wie) kornartig oder tafelig, bald schmal und kurz leistenförmig. Dünntafelige Individuen liegen also so gut wie sicher vor.

F. E. Suess gibt ein Graphitvorkommen auch aus der Umgebung von Libic an¹⁾. Bis jetzt habe ich es noch nicht gefunden. Dies beweist indes nicht, daß es dort nicht vorkommen sollte. Es kann nämlich außerhalb des Kartenblattes Deutschbrod gelegen sein, da auch Libic knapp am Rande desselben zu suchen ist. Bei der Neuaufnahme des nördlich angrenzenden Kartenblattes Časlau-Chrudim, soll selbstverständlich diesem Gegenstande spezielles Interesse entgegengebracht werden. Letzteres zumal deshalb, da dieses Vorkommen ein

¹⁾ Bau und Bild von Österreich, pag. 32.

Verbindungsglied des Graphitvorkommens von Chotěboř mit jenem, das Suess aus der Gegend von Hranic angibt, repräsentieren dürfte.

Ein kleines Graphitvorkommen mag vielleicht auch östlich von Rosochatetz zu suchen sein. Wie man mir nämlich erzählte, habe jemand aus der dortigen Gegend zu einer Zeit, als ich mit der Kartierung des bezüglichen Distriktes bereits fertig war und nur gelegentlich dort etwas zu tun hatte, zwischen Rosochatetz und dem M. H. Nemojov auf Graphit geschürft.

Ich beobachtete dortselbst nur graue Biotitgneise mit amphibolitischen Einlagerungen.

Als Hauptverbreitungsgebiet von Graphit im Bereiche unseres Kartenblattes muß die Gegend zwischen (Böhmisch-) Běla (Pf.), Počátek (Ort), Hajek, Jitkau und Cibotin aufgefaßt werden, wo es die zahlreichen Pingen auch schon dem flüchtigen Beobachter verraten, daß man sich dort in einem alten Gruben- oder zumindest Schurfgebiete befindet.

Auf dem Wege, der von der Bahnstation Chotěboř in süd-südöstlicher Richtung über K. 586, den Höhenpunkt namens „Počátek“ (615 m) der Karte 1:25.000, K. 610, bei Hajek und bei der Häusergruppe Bida vorüber bis zur Straße Deutschbrod — (Böhm.) Běla—Židrec führt, sehen wir außer der Lehmbedeckung vornehmlich graue Muskovit-, Biotit-, beziehungsweise Zweiglimmergneise (cf. pag. 211 ff.) zur Entwicklung gelangen.

Oben wurde bereits der Schwierigkeiten Erwähnung getan, die bei einem Versuche der Abgrenzung dieser Gesteine von dem Biotitgneise auftauchten, da wir in der in Rede stehenden Gegend fast nur mit Lesesteinen und altem Haldenmateriale zu operieren bemüht waren. Wie früher (pag. 199), so wollen wir also auch hier die Bezeichnung „grauer Biotitgneis“ als einen Sammelnamen auffassen.

Falls überhaupt nötig, so möchte Autor hier nur noch bemerken, daß die „grauen Zweiglimmergneise“ dieses Gebietes mit den petrographisch als Muskovit (Zweiglimmer)gneise zu bezeichnenden Ausbildungen des Grauwackenhorizontes respektive mit dessen nördlicher Fortsetzung im Osten zusammenhängen, das heißt, diesen petrographisch vollkommen gleichen, beziehungsweise durch Übergänge mit ihnen innig verbunden sind. Man beobachtet an ihnen, dies freilich seltener, auch eine phyllitische Fältelung (Höhenpunkt Počátek).

Aufschlüsse waren, wie bemerkt, in dem hier in Rede stehenden Gebiete selten. Wo wir solche antrafen, da konnte an den grauen Zweiglimmergneisen stets das sonst beobachtete südsüdöstlich-nordnordwestliche Streichen, welches auch in ein nördliches übergehen kann, erkannt werden. Das Einfallen war wie sonst ziemlich steil östlich. Nur nördlich von Běla fand ich einmal westlich von der Straße, die nach Chotěboř führt, ein westliches Einfallen. Obschon wir nun unmittelbar an den graphitischen Schieferne keine Lagerungsverhältnisse studieren konnten, so geht aus dem Gesagten

doch mit ziemlicher Sicherheit hervor, daß wir auch für diese letzteren kaum ein anderes als südnördliches, beziehungsweise wenig davon in nordnordwestlicher Richtung abweichendes Streichen und östliches Verflachen annehmen dürfen.

Eine mehr oder weniger ausgesprochen nordstüdliche Richtung haben übrigens auch die Verbindungslinien der zahlreichen Pingen, beziehungsweise Schurfstellen. Von Norden gegen Süden fortschreitend fand ich solche an folgenden Stellen: am Karrenwege von Počátek (Ort) nach Hajek, bei der Häusergruppe Bida, auf der Anhöhe östlich Běla (Pf.), besonders bei K. 553, auf dem östlichen Gehänge des Schusterberges und westsüdwestlich von Cibotin, das heißt südwestlich von der dortigen „Pazderna“. Übrigens vermute ich, daß auch knapp westlich bei Strážov auf Graphit geschürft worden¹⁾ ist.

Diese Stelle, dann jene bei Bida und westsüdwestlich von Cibotin dürften jedoch noch der Grauwackenzone angehören, falls man sich überhaupt dazu entschließen sollte selbe in besagter Gegend als etwas wesentlich Verschiedenes von den grauen Muskovit-, beziehungsweise Zweiglimmergneisen zu deuten. Ich glaube, daß eine Trennung in diesem Sinne Tatsachen verkennen möchte.

Das ganze Graphitschiefermaterial, das im nachstehenden zur Erörterung kommen soll, wurde auf den Ruinen des einstigen Bergbaues, respektive der Bergbauversuche gesammelt.

Bei der Betrachtung mit freiem Auge fällt es vor allem auf, daß die Gesteine, in denen der Graphit auftritt, zum Teile durch einen besonders großen Quarzreichtum ausgezeichnet sind. Manchmal erkennt man — namentlich wenn man die Proben von dem lockeren Erdreiche, das daran haftet, reingewaschen hat, daß das Gestein ein Quarzit (oder wie eine Art Sandstein) ist. Zwischen Počátek und Hajek fand ich nämlich Proben, die auch genau so löcherig waren wie irgendein Sandstein. Neben den Quarzkörnern waren verschiedene Mengen eines hellen Glimmers zu sehen. Teils eine Art Imprägnation, teils Harnisch bildend oder in dünnen Straten tritt der deutlich abfärbende Graphit auf, dem das Gestein eine schwarze oder verschiedene graue Farbe verdankt. Rostige Flecke auf dunklem Grunde oder allgemein braune Verfärbung infolge von Verwitterung rührt vom vorhandenen Hämatit her. Als diesem angehörig wurden speziell in einem Falle auch blättchenförmige, metallisch glänzende, schwarze, nicht biegsame, nicht durchsichtige, beziehungsweise durchscheinende und auch nicht graphitisch abfärbende Gebilde aufgefaßt.

Auf der Anhöhe K. 553 östlich Běla kommen Graphitschiefermodifikationen vor, die manchen Grauwackenvarietäten unseres Gebietes nicht unähnlich sind. Ein durch schöne Harnische ausgezeichnetes, dunkelgraues Stück ließ außer dem abfärbenden Graphit noch Quarz und Feldspatkörner erkennen. Auch chloritische Bildungen glaubte man bei der Betrachtung mit freiem Auge annehmen zu dürfen. Außer diesen Bestandteilen tritt noch Pyrit in Linsen und unregelmäßigen Formen auf.

¹⁾ Im Gegensatz dazu glaube ich annehmen zu dürfen, daß man westlich Počátek Erzen nachging.

U. d. M. erkennt man neben obigen Elementen noch seltene Muskovitlappen, viel Sericit und feine Nadeln, die im Schlitze erst bei starker Vergrößerung durchscheinend werden und im auffallenden Lichte grau gefärbt sind. Ich dachte dabei zuerst an Leukoxen. Die Anordnung der Nadeln erinnert jedoch sehr lebhaft auch an Sagenit, was übrigens die bezüglichen Aggregate fast sicher nicht sind. Schließlich sei noch der Beobachtung eines farblosen Karbonates erwähnt.

Wo reichlicher Quarz schon mit freiem Auge zu beobachten war, dort tritt dies u. d. M. nur noch deutlicher hervor. Solche Proben sind dann kurzweg als Quarzite oder als Quarzitschiefer zu bezeichnen. Der Glimmer ist in sehr untergeordneten Mengen vorhanden. Er ist stets farblos (einzelne Muskovitlamellen). Neben diesen findet man winzige dunkle Erzpartikelchen. Beachtenswert scheint mir die Form, in der vermutliche Sericitbildungen auftreten. Diese zeigen bald ganz unregelmäßige Formen, bald sind sie von geraden Linien und scharfen Ecken begrenzt.

In derlei Fällen gewinnt man den Eindruck, als läge ein total zersetzter größerer Feldspat vor, und zwar dies um so mehr deshalb, weil in den genannten Aggregaten auch Kaolin angenommen werden darf. Dieser kann nämlich manchmal im Querbruche schon makroskopisch zwischen den Quarzkörnern erkannt werden.

Entspräche obiger Gedanke den Tatsachen, so wären übrigens diese Feldspäte vielleicht nichts weiter als die Analoga zu den runden und eckigen Feldspäten, die wir im Kapitel über die verwandten grauen (Muskovit-) Zweiglimmergneise erwähnten (cf. pag. 295 ff.), die ihrerseits fast zweifellos die nördliche Fortsetzung der graphitischen Schiefer oder der Grauwacken repräsentieren und die man, sofern sie Quarzite oder solchen verwandte Gesteine sind, auch als Graphitquarzite bezeichnen könnte.

Der Graphit selbst erscheint hier nicht so sehr als Zement als vielmehr in Form von Straten und kleinen Nestern.

Der Form nach lag er zumeist als ziemlich kleine Körner vor.

Außer neben den Quarzkörnern wurde er auch als Einschluß in diesen beobachtet.

Nördnordöstlich von Béla fand ich rechts von der Straße, die von hier nach Ždírec führt, einen anstehenden Granitit. Das gleiche Gestein fand ich ferner nordöstlich von Mariendorf. Im Tale nördlich Béla oder eigentlich noch bei den letzten nördlichen Häusern dieses Dorfes steht ferner ein turmalinreicher Pegmatit unmittelbar an.

Vornehmlich die Beobachtung dieser dem Graphitvorkommen so nahen Granite könnten die Veranlassung sein, die Weinschenk'sche Theorie¹⁾ über die Graphitbildung auch in unserem Falle zur Anwendung bringen zu wollen.

¹⁾ „Über einige Graphitlagerstätten.“ Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 1897 und 1900.

Die Graphiteinschlüsse im Quarze dürften jedoch dafür sprechen, daß man es in unseren Fällen mit einer „sekundären Ablagerung des Minerals“ (l. c. Jahrg. 1900, pag. 181) zumindest nicht überall und sicher zu tun haben mag.

9. Quarzite.

Schon gelegentlich der Besprechung der Cordierit-, beziehungsweise der Biotitgneise wurde darauf hingewiesen, daß die Menge des Quarzes einerseits sehr ab-¹⁾ und andererseits sehr zunehmen²⁾ kann. Auf letztere Weise entwickeln sich aus den verschiedenen Gneisen Quarzite oder solchen verwandte Felsarten (cf. pag. 234 sub *k*).

Derart zu benennende Gesteine repräsentieren jedoch nicht nur gleichsam einen sauren Pol einer Gneisreihe. Beim Studium der Kalksilikatgesteine zeigte sich nämlich, wie pag. 256 bemerkt wurde, daß die gefärbten Gemengteile der Amphibolite zurücktreten und manchmal nur noch in Spuren vorhanden sein können. Auf diese Weise können Amphibolite durch Abnahme der Hornblendemengen in Kalksilikatfelse und diese letzteren in eigentümliche Gebilde übergehen, die der eine als Kalksilikatfelse mit sehr wenig gefärbten Elementen und der andere vielleicht als ein merkwürdiges quarzitisches Gestein deuten könnte, das in Spuren etwas Hornblende nebst Feldspat führt (cf. pag. 260 sub *f*).

Auf die Deutung dieser Erkenntnis mit Bezug auf die Gneise und Amphibolite wollen wir später zurückkommen. Im nachstehenden folgen nur die tatsächlichen Beobachtungen an den einzelnen Lokalitäten und die Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse.

Im Einschnitte³⁾ der österr. Nordwestbahn, nordnordöstlich von Swätla, beziehungsweise südsüdöstlich Kunemil, beziehungsweise fast genau östlich von Druhanov beobachtete ich dort, wo das Tal der Mala (Kleine) Sazawa auffallend eng wird, daß das Gestein der östlichen Einschnittwand reicher und reicher an Quarz wird, wodurch aus dem Gneise eine Art Quarzit entsteht.

Zwischen diesem und dem eigentlichen Biotitgneise konnte wegen der Übergänge keine scharfe Grenze beobachtet werden. Wo eine solche angenommen worden wäre, hätte sie subjektiv aufgefaßt werden müssen. Deshalb wäre auch die Angabe der Mächtigkeit sehr subjektiv gefärbt. Sicher ist sie zumindest so klein, daß sie sogar in der Karte im Maßstabe 1:25.000 nicht mehr berücksichtigt werden kann.

Das Vorkommen hat also nur theoretische Bedeutung. Dies jedoch um so mehr deshalb, weil paar Schritte weiter gegen Norden bedeutende Mengen von Cordierit in demselben Gneise beobachtet wurden.

Die Proben von obiger Stelle, die nur noch Spuren von Biotit oder gar keinen mehr führen, sind ziemlich hellgrau gefärbt. Die

¹⁾ cf. pag. 198 und 209.

²⁾ cf. pag. 198 und 234 sub *k*.

³⁾ Am nördlichen Ende desselben.

Dimensionen der Quarzkörner schwanken zwischen Mohn- und Hirsekorngröße.

Manchmal war das Gestein partienweise vollkommen körnig ohne jede Spur von Schieferung.

U. d. M. erwies sich als das bei weitem vorherrschende Gesteinselement natürlich der Quarz. Zwischen den stets unregelmäßig eckig begrenzten Körnern desselben bildete ein kaolinisierter Feldspat eine Art Zement. Wo sichere Beobachtungen zu machen waren, dort war derselbe zwillingsgestreift. Nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode ergaben zwei Durchschnitte in Kreuzstellung:

$$\omega \text{ (unmerklich)} > \gamma', \varepsilon > \alpha'.$$

Wahrscheinlich liegt demnach ein sehr saurer Oligoklas vor.

Ganz untergeordnet sah ich im Schlicke Glimmer zur Ausbildung gelangen. Dieser war mit einer einzigen Ausnahme stets dunkel. Im allgemeinen tritt er zwischen den Quarzkörnern so auf wie der Feldspat. Biotit und Feldspat fand ich jedoch auch als Einschlüsse in den Quarzkörnern. Hier waren beide zumeist gut bis sehr gut erhalten. Ihre Durchschnitte verrieten runde Tropfenformen.

Dadurch gelangte eine Art Siebstruktur zur Ausbildung.

Das Streichen ist an der besagten Lokalität in Stunde 8, das Verfläachen in h 2.

Nördlich von dieser Stelle, und zwar östlich Kunemil, beziehungsweise noch bevor man auf der Strecke zu dem Bahnwächterhause östlich von dieser Ortschaft gelangt, wurde in einem an und für sich verhältnismäßig nicht biotitreichen Gneise eine kaum 1 cm mächtige, allein gegen die Umgebung scharf abgegrenzte quarzitisches Lage konstatiert.

Ein Quarzit, dem, nebenbei bemerkt, nicht nur theoretische, sondern auch eine gewisse praktische Bedeutung zukommt, ist nordwestlich von Druhanov im Jahre 1903 dadurch gut aufgeschlossen worden, daß fast südlich von Dlužin, beziehungsweise westnordwestlich vom Höhenpunkte 518 am östlichen Gehänge des gegen Unter Bauschitz ziehenden Tales eine Schottergrube angelegt wurde. Der Quarzit von obiger Stelle wird seit dieser Zeit wegen seiner großen Zähigkeit sehr gerne als Straßenschotter gebraucht.

Wie die früheren, so ist auch dieses Gestein mit dem Biotitgneise der Umgebung auf das innigste verbunden. Dies äußert sich in mineralogisch-petrographischer Hinsicht auf die Weise, daß der Quarzit nur ganz lokal vollkommen frei vom Feldspate und vom Biotit ist.

Fast regelmäßig tritt nämlich auch hier zwischen den Quarzkörnern ein fast total kaolinisierter, gelbbraun gefärbter Feldspat als eine Art Zement auf. Der Biotit dagegen bildet bald unregelmäßige „Nester“, bald ist er, dies besonders in feldspatreichen Partien, ganz regellos in Form kleiner Schüppchen im Gesteine verteilt. In diesem letzteren Falle zeigt das Gestein übrigens einen eigentümlichen granitischen Habitus, der durch die Parallelstellung der Biotite zu jenem der Gneise führt, oder es hat ein Aussehen, das ihm im Bereiche eines jungen, unanfechtbaren Sedimentes vielleicht den Namen

„Arkose“ einbringen könnte. Wir haben es also hier mit einem Quarzite zu tun, auf den die Rosenbuschsche Definition („Elemente“, 2. Aufl., pag. 392) nicht wörtlich angewendet werden darf. Dies namentlich deshalb nicht, da die Größe der eckigen Quarzsplitter lokal sogar die Dimensionen einer Erbse übersteigt.

Ganz lokal beobachtete ich außer den obigen Gesteinselementen nur noch (zweimal) kleine dunkelbraune Turmaline. Seine Säulchen waren 3 mm lang und auf den Prismenflächen schön gestreift. Im Gegensatz zum Quarze und zum Feldspate fiel er durch seine Idiomorphie auf.

Außer den eben angeführten Elementen beobachtete man u. d. M. nur noch Muskovitlamellen.

Wo der Feldspat auf optischem Wege bestimmbar war, variiert er sich stets als Plagioklas, und zwar als ein Albit oder sehr saurer Oligoklas; also wie im ersten Falle. Die Beckesche Quarzfeldspatmethode ergab nämlich stets bei

Parallelstellung $\omega > \alpha'$ und $\varepsilon > \gamma'$.

Als sekundäre Gebilde treten vereinzelt Lamprite auf.

Ein echter Quarzitschiefer ist das schon oben erwähnte Gestein aus Brskau südlich Přebislau.

Derselbe ist sehr feinkörnig bis dicht. Er erscheint hell grauweiß gefärbt und zeigt auf seinen Schieferungsflächen Limonitüberzüge. Wo letztere fehlen, sieht man einzelne Muskovit- und sporadische Biotitschuppen. Lokale, weiße, kleine Kaolinpartien lassen das Vorhandensein von minimalen Feldspat Spuren vermuten.

Wie eingangs bemerkt, verlieren die Kalksilikatfelse manchmal verschieden stark ihren Gehalt an gefärbten Elementen. Es muß deshalb in den einzelnen Fällen dem subjektiven Ermessen des Beobachters überlassen werden, wo er meint, es mit einem quarzitähnlichen Kalksilikatfelse oder mit einem in Spuren Hornblende und etwas mehr Feldspat führenden Quarzit zu tun zu haben.

Derartige Feldlesesteine findet man im Bereiche unseres Kartenblattes sporadisch fast auf jeder Tour.

In einer solchen, sehr quarzreichen und wenig Hornblende führenden Probe aus der Gegend südlich von Lučic (pag. 260, sub f) ergab die Feldspatbestimmung nach der Beckeschen Methode einen Plagioklas von der Zusammensetzung eines Albit.

Kreuzstellung: $\omega > \gamma'$ und $\varepsilon > \alpha'$.

Man beachte an dieser Stelle übrigens auch die lokal reichliche Quarzföhrung der graphitischen Schiefer (cf. vorangehenden Abschnitt) und die quarzistischen Gesteine von Mariendorf (pag. 275).

III. Teil.

Sedimentgesteine.

1. Kreide¹⁾.

Schon eine flüchtige Betrachtung der Gegenden südlich und nördlich von der Station Chotěboř läßt vermuten, daß die geologischen Verhältnisse hier Hand in Hand mit dem landschaftlichen Szeneriwechsel wesentliche Veränderungen erleiden dürften.

In den flachen Kuppen bei Počátek und Stržov erreicht das Gelände (gegen Süd) Anhöhen, die eben noch jede Fernsicht verhindern, ohne jedoch ihrerseits dem umherschweifenden Auge nur irgendwie als einladende Ruhepunkte dienen zu können. Ein Gebiet, das kaum jemand als schön bezeichnen dürfte! Ganz wesentlich vorteilhafter präsentiert sich die Gegend nördlich und nordöstlich von der genannten Bahnstation.

Über die Depression des Doubravatales in der Gegend von Libic hinwegschweifend, erreicht unser Blick das steile süd(west)liche Gelände des sogenannten Eisengebirges und dessen bewaldete Kuppen. Am Fuße dieses Gebirgszuges sehen wir eine verhältnismäßig hübsche Stufenlandschaft zur Ausbildung gelangen. Sie wird gebildet von den Sedimenten des Kreidemeeres. Sofern diese in unser Arbeitsgebiet fallen, sollen sie später unten abgegrenzt werden. An dieser Stelle sei nur kurz bemerkt, daß sich im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod außer der von Chotěboř aus sichtbaren Kreidebildungen am Fuße des Eisengebirges bei Libic noch eine Partie östlich von Bilek und südlich von Studenec vorfindet.

Zum Zwecke einer kürzeren Ausdrucksweise wollen wir die erst angeführte Partie als das Libic-Stěpanover von dem Bilek-Studenecer Kreidevorkommen unterscheiden. Zwischen beiden ist das Tal des Čerhovka potok zur Ausbildung gelangt. Vorläufig wollen wir dieses Tal als trennende Grenze zwischen beiden auffassen.

Die Libic-Stěpanover Kreidepartie zeigt in der Karte beiläufig die Umrisse eines Dreieckes. Die längste Dreieckseite (ca. 5 km) fällt mit dem hier südöstlich-nordwestlich gerichteten Laufe des Doubrava-, beziehungsweise des Čerhovkabaches zusammen. Die nächstkürzere Dreieckseite (ca. 4 km) deckt sich mit einem Teile des nördlichen Randes unseres Kartenblattes. Die östliche Grenze (ca. 3 km) endlich verläuft in fast südlicher Richtung über Sloupně und östlich Kladruby. Am rechten Ufer des Čerhovka potok findet man außerdem noch bei Odranec und im Dorfe Studenec scheinbar isolierte Kreideüberreste.

Auch die Bilek-Studenecer Kreide zeigt beiläufig die Umrisse eines Dreieckes. Das eine Eck wäre bei Bilek, das zweite bei Studenec (Entfernung ca. 5 km) und das dritte beiläufig bei

¹⁾ Cf. auch „Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Ždírce—Licoměřic.“ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 399—414.

Ž d i r e c (Entfernung von B i l e k ca. 8 und von S t u d e n e c 4·5 km) oder genauer beim Eisenwerke Alt-R a n s k o zu suchen. Hier (bei Alt-R a n s k o) löst sich die Kreidedecke zumindest scheinbar in Inseln auf.

Fundpunkte von problematischen Kreidebildungen sollen später in die Diskussion einbezogen werden.

Das oben umgrenzte Kreidegebiet bildet also nur einen Teil jener cretacischen Bildungen, die im Jahre 1861 durch F e r d i n a n d v. A n d r i a n¹⁾ für unsere Anstalt zur Aufnahme gelangten.

In seinem Originalaufnahmsblatte finde ich alle Formationsglieder, die er für sein ganzes Gebiet l. c. selbst als Quadersandstein und Quadermergel anführt, zusammengezogen und mit einer Farbe als „Quadersandsteingruppe“ ausgeschieden.

K r e j č í²⁾ faßte (1869) „die tieferen sandigen Schichten unter der Plänerterrasse bei M a l e č³⁾, L i b i c, S o b i ň o v und R a d o s t i n⁴⁾“ als „offenbar“ zu den Korycaner Bildungen gehörig auf.

Der Pläner dieser Terrasse selbst ist nach dem genannten Autor⁵⁾ „ein tonig-sandiges, teilweise kalkiges, in Platten brechendes, gelbes Gestein“. Die höchsten Schichten der erwähnten Terrasse gehören nach K r e j č í wahrscheinlich den Malnitzer Bildungen an.

Auch F r i č⁶⁾ (1878) meint, daß das Hangende des Pläners in unserem Terrain Malnitzer Schichten sein dürften. Dieser Forscher faßt das sandige Gestein von Ž d i r e c und S t u d e n e c als Uferbildung auf. Dafür spräche nach seiner Ansicht „das Erscheinen der *Lima multicosata*“.

Der Vollständigkeit halber mögen hier noch alle übrigen Fossilien angeführt werden, die F r i č (l. c. pag. 39) aus dem Gesteine von den genannten Lokalitäten angab.

Inoceramus Brogniarti

Lima tecta

„ *multicosata*

Pecten Dujardinii

„ *pulchellus*

Ostrea simplana

Cribrospongia radiata.

J. K r e j č í und R. H e l m h a c k e r unterschieden (1881) in ihrer Arbeit über das Eisengebirge⁷⁾ in unserem Gebiete im Wesen C e n o m a n und T u r o n.

¹⁾ „II. Geologische Studien aus dem Chrudimer und Časlauer Kreise.“ Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1863, XIII. Bd., pag. 183.

²⁾ „Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation.“ Arbeiten d. geolog. Sekt. f. Landesdurchforschung v. Böhmen. Archiv, I. Bd., II. Abt., Prag 1869, pag. 95.

³⁾ Nordwestlich Libic nicht in unserem derzeitigen Terrain.

⁴⁾ An der mährischen Grenze.

⁵⁾ l. c. pag. 97.

⁶⁾ „Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation“. Die Weißenberger und Malnitzer Schichten.“ Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. IV. Bd., Nr. 1, Prag 1878, pag. 39.

⁷⁾ „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges (Železné hory) und der angrenzenden Gegenden im östlichen Böhmen.“ Archiv d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. V. Bd., Nr. 1, Prag 1882.

Das Cenoman für sich trennten sie weiter in eine untere (Perutzer) und eine obere Stufe (Koritzaner Schichten). Die Trennung des Turon in zwei Stufen (in unteres Turon und vermutliche Vertreter der sogenannten Malnitzer Schichten) wird mit Vorbehalt durchgeführt.

Auf eine Arbeit Dr. W. Petrascheck's¹⁾: „Über das Vorhandensein von Malnitzer Schichten in der Gegend von Chotěboř in Ostböhmen“ werden wir im weiteren Verlaufe unserer Besprechung Gelegenheit haben zurückzukommen.

Wir werden versuchen die Sedimente des Kreidemeeres in unserem Gebiete in cenomane und turone Bildungen zu scheiden. Das Cenoman selbst teilen wir in keine Unterabteilungen ein. Im Turon wollen wir dagegen einen Plänermergel (Weißenberger Schichten) von dem ihn überlagernden glaukonitführenden Plänersandsteine (Malnitzer Schichten) trennen.

Unternehmen wir nun von der Bahnstation Chotěboř ausgehend eine Wanderung über Bilek und Sobiňov zur Station Ždírec-Kreuzberg. Westlich K. 550, nördlich vom Bileker Teiche, wollen wir von der Straße abweichen. Von diesem Punkte bis zur Haltestelle Sopoty begeben wir den Bahnkörper der Nordwestbahn. Beim letztgenannten Orte ersteigen wir die nördliche Wand, betreten die Ebene, auf der das Dorf Sobiňov steht und machen einen Abstecher auf die Anhöhe K. 594 nördlich Sobiňov. Den Rest des Weges legen wir wieder auf der Straße zurück. Vor Abschluß der Tour besuchen wir noch die Sandsteinbrüche nördlich von der Station Ždírec-Kreuzberg und das linke Doubravaufer zwischen Hutí und dem Eisenwerke Ransko. Auf dieser Tour lernen wir Verhältnisse, wie sie im Wesen in der Bilek-Studenecer Kreide angetroffen wurden (cf. Fig. 5, pag. 155), kennen.

Bevor wir die vorerwähnte K. 550 erreicht haben, führt nach Nord, links ins Tal hinab, zum Křivý M. H., ein Karrenweg. Er ist ein noch nicht sehr tief eingeschnittener Hohlweg.

Als herrschende Bildung wurde in den Böschungen eine (schwach) gelblichgraue, lehmigtonige Masse beobachtet, die man sonst auf den ersten Blick hin für (sandigen) Lehm zu halten geneigt wäre. Nimmt man sich jedoch etwas Mühe, so kann es bald gelingen, in der Böschung kleine Brocken eines feinkörnigen, grünlichgrauen, glaukonitführenden Sandsteines zu finden.

Im Osten und Westen von unserem Aufschlusse überlagert diesen verwitterten Sandstein der Plänermergel.

Zur Straße zurückgekehrt betrachten wir von der Anhöhe aus die zunächstgelegene Landschaft nordöstlich von unserem Standpunkte.

Der Křivý M. H. steht auf dem oben (pag. 139 ff.) beschriebenen roten Zweiglimmergneise. Dieses Gestein bildet auch am östlichen Rande des Grabens, der sich beim Křivý M. H. ins Tal hinabzieht, das unmittelbare Liegende des oberwähnten Sandsteines.

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 59—62.

Unter einem nicht sehr bedeutenden Böschungswinkel sieht man die östliche Tallehne von hier aus gegen Ost emporsteigen. Ganz plötzlich macht nach einiger Zeit der Böschungswinkel, welcher schätzungsweise 10° betragen mag, einem zumindest noch einmal so großen ($20-40^{\circ}$) Platz, worauf er nahezu gleich 0° wird. Das Auge schweift über eine kleine Ebene — die erste Terrainstufe — hinweg, auf der die Ortschaft Malochin steht. Knapp hinter diesem Orte erhebt sich das Terrain abermals; zuerst ganz sanft, dann unter einem ziemlichen Böschungswinkel, worauf ganz oben eine Ebene mit einzelnen sehr flachen Kuppen folgt. Dies ist die zweite Terrainstufe, in der Gegend Homolaberg genannt. Auf dieser Stufe steht die Ortschaft Markvatic.

Aus der Niveauebene von Malochin (I. Stufe) kommt aus der Gegend von Markvatic eine ganz kleine Wasserader. Ihr Quellpunkt zeigt uns eine geologische Grenze an.

Die späteren Auseinandersetzungen werden zeigen, daß die skizzierte Terrainkonfiguration in wesentlichem Zusammenhange mit der petrographischen Natur der einzelnen Unterabteilungen der Kreidesedimente steht.

Begeht man die Bahnstrecke gegen Sobiňov, so kann man vor allem im Graben links dieselben lehmartigen, grünlich(gelblich)-grauen Bildungen beobachten wie im Hohlwege ober dem Křivy M. H. Während rechter Hand unter dem Bahndamme Zweiglimmergneise erscheinen, sehen wir in der linker Hand sich erhebenden Wand recht bald grauen Plänermergel auftreten.

Weicht man vom Bahnkörper in den ersten folgenden Hohlweg, der gegen Nord führt, ab, so trifft man schon nach etwa 20 bis 30 Schritten auf einen (? temporären) sehr guten Aufschluß in einem feinkörnigen, hellgrauen, deutlich geschichteten Plänermergel. Gar nicht weit vom Bahnkörper entfernt wird derselbe kalkreicher.

Ob auch da, wie beim Křivy M. H., der Zweiglimmergneis das Liegende bildet, war nicht mit voller Sicherheit zu ersehen, obschon dies höchst wahrscheinlich ist. Der Bahndamm verschleiert die Verhältnisse.

Aus einem höheren Niveau des Mergels (von seiner oberen Grenze ?) kommt weiter östlich eine sehr schwache Wasserader herab.

Gute Aufschlüsse findet man weiter bei der Haltestelle Sobiňov (cf. Fig. 5, pag. 155). Aus dem Niveau des Schienenstranges erhebt sich da vor allem eine ostwestlich gestreckte beiläufig 5 m hohe Wand. An ihrem Fuße und stellenweise auch höher oben war sie gut aufgeschlossen. Man sah da wieder die von früher her bekannte gelblich oder grünlichgraue, lehmartige, sandige Masse — verwitterten Sandstein — anstehen.

In der Höhe von ca. 5 m ist eine sehr schmale Stufe ausgebildet. Das mergelige Gestein, das darauf nach oben folgt, zeigt schon auf einige Distanz (bis zur Haltestelle zumindest) eine andere, das heißt, heller graue Farbe als das Liegende und ist in lauter kleine Scherben zerfallen. Wir haben es mit cinem Plänermergel zu tun. Nicht sehr weit von seiner unteren Grenze wird dieser Mergel be-

deutend kalkreicher. Er tritt dann in Form von Knollen auf, die zumeist die Größe des Kopfes eines Kindes erreichen.

Der Friedhof bei Sobiňov liegt schon ganz im Plänermergel, der teils horizontale Lagerung aufweist, teils jedoch in Stunde 10 streicht und schwach gegen Stunde 16 geneigt ist. An dieser Stelle ist vielleicht die lehmige Unterlage dem Drucke des Hangenden ausgewichen oder sie ist vielleicht partiell ausgewaschen worden und hat deshalb eine Störung im Hangenden verursacht.

Im hellgrauen Mergel, der ein nicht sehr dichtes Gefüge aufweist, fand ich hier rotbraune, limonitische Konkretionen.

Bevor wir weiterschreiten, sei bemerkt, daß die vorerwähnte sandige, lehmige Masse im Niveau des Bahnkörpers bis Nova ves (Neudorf) nachzuweisen ist. Bei diesem Orte verschwindet sie unter der Oberfläche oder kann zumindest nicht sicher von den alluvialen Bildungen getrennt werden. Bei Sopoty kann sie bestimmt als das Hangende des Zweiglimmergneises aufgefaßt werden.

Unseren Weg, wie früher angegeben, fortsetzend treffen wir bald hinter dem Dorfe Sobiňov auf einen lichtgelblichen, lichtgrauen oder gelblichbraun gefärbten und durch reichlichen Glaukonit grüngesprenkelten, feinkörnigen Plänersandstein. Er tritt uns hier nur in Knollenform entgegen. Die Knollen werden auf dem Wege bis zum Waldrande sehr zahlreich; im Walde selbst wurden sie selten angetroffen. Sie verschwinden unter der Vegetationsdecke vollkommen.

Zwischen Sobiňov und Ždirec gelang es mir nur Plänermergel zu beobachten. Bei K. 541 ward er an der Straße (nördlich Ransko nové) angrenzend an das Alluvium aufgeschlossen angetroffen.

Wie vordem bemerkt wurde, befinden sich fast nördlich hinter der Bahnstation Ždirec-Kreuzberg mehrere Sandsteinbrüche. Das Gestein, welches in denselben gewonnen wurde, gleicht in petrographischer Hinsicht ganz jenem von K. 594 nördlich Sobiňov.

Der Sandstein erscheint hier, wo er gut aufgeschlossen ist, nur dickbankig entwickelt. „Je ein Exemplar von

cf. Mutiella Ringmerensis Mant.

Lima canalifera Goldf.

Pecten pulchellus Nilss.

Exogyra sp.

Cidaris subvesiculosa d'Orb.

sind neben Haifischwirbeln und einer *Cribospongia* alles, was trotz emsigsten Suchens aufgebracht wurde“¹⁾. Übrigens sei noch auf die Friěsche Fossilienliste pag. 306 verwiesen.

Verquert man die östliche Taldepression, so trifft man auch in der Umgebung westlich und südwestlich von Kohoutov den Plänermergel vom glaukonitführenden Plänersandsteine überlagert. In der Niederung nördlich bei Ždirec ist im Kreideterrain ein

¹⁾ Petrascheck, l. c. pag. 61.

kleines Torflager zur Ausbildung gelangt. Die Frage, ob hier, also in der unmittelbaren Umgebung von Ždirec, auch ältere Kreidebildungen vorkommen als es der Plänermergel ist, bleibt vorläufig unentschieden.

Von Ždirec aus besuchen wir nun das linke Ufer des Doubravabaches auf der Strecke von Huti bis zum Eisenwerke Ransko.

Zwischen Huti und der Straße, die von Ransko nové (Neu-Ransko) nach Slavětín führt, finden wir braune sandreiche Lehme.

Östlich von der Straße Neu-Ransko—Slavětín sah ich dagegen bis zum Pobočenský rybník gar nichts. Der Wald und die sumpfigen Wiesen bedecken den Boden vollkommen. Erst beim M. H. am Pobočenský rybník fand ich einen glaukonitreichen, feinen Sand in einem offenbar temporären Aufschlusse.

F. v. Andrian hat die erst erwähnten sandreichen Lehme als Kreidebildungen aufgefaßt und im Originalaufnahmsblatte auch als solche ausgeschieden. Derselbe weist sogar das ganze Gebiet, welches östlich von der angegebenen Straße bis zum Pobočenský rybník und weiter bis Alt-Ransko unmittelbar an das Alluvium angrenzt, dieser Formation zu. Ein gleiches scheint Krejčí zu tun, der lichtgraue, lettige Tone von der Ranskerkuppe „als zufällig nicht weggeschwemmte letzte Reste der tiefsten, zerfallenen Schiefer-
tonschichten zu deuten“ sucht („Eisengebirge“, l. c. pag. 21) und am östlichen Fuße der Ranskerkuppe, also knapp an der Grenze unseres Terrains (jedoch schon außerhalb desselben) ebenfalls lose Sande vorgefunden haben will.

Alle in Rede stehenden Bildungen von Huti bis zum Eisenwerke Ransko könnten vielleicht ursprüngliche, das heißt, an Ort und Stelle verwitterte, nicht umgeschwemmte Kreidesedimente sein. Möglich ist jedoch auch der Gedanke, man habe es in der besagten Gegend mit neu abgelagerten Resten einer höher im Tale zerfallenen Kreidedecke zu tun. Dabei sehen wir davon ganz ab, daß die erwähnten Gebilde mit Bezug auf das Ursprungsgestein auch leicht aus irgendwelcher anderen Felsart entstanden sein könnten, denn sie grenzen ja, wie oben bemerkt wurde, noch heute unmittelbar an das Inundationsgebiet der Doubravka an. Mit Rücksicht auf die derzeitigen Aufschlüsse wären deshalb diese Kreideauscheidungen eventuell als problematisch aufzufassen.

Es ist klar, daß an der Sachlage auch Funde von Fossilien nicht leicht etwas zu ändern in der Lage wären — denn auch diese könnten ja vielleicht einen kurzen Transport mitgemacht haben. Nur festes, anstehendes Gestein kann Licht in die Angelegenheit bringen. — Davon war jedoch nichts zu sehen.

Der nachstehend skizzierte Weg soll uns mit den Verhältnissen am Rande der Bilek-Ždirecer Kreide und mit jenen in der Libic-Studenecer Partie bekannt machen.

Wir gehen von Ždirec aus, passieren K. 565 und wenden uns gegen West in das Tal des Čerhovka potok, in dem die Orte

Studenec, Podmoklan, Odranec, Bezděkov, Stépanov, Lhotka und Libic liegen.

K. 565 — an der Straße, die von Ždirec gegen Norden führt — befindet sich noch im Bereiche des glaukonitischen Plänersandsteines. Da, wo der erste Karrenweg von der angeführten Straße gegen West abzweigt, stoßen wir jedoch schon auf Plänermergel. Dieser hält hier nicht lange an. Gegen Norden grenzt an denselben ein Lehmlager. Die Natur dieses letzteren kann vielleicht dieselbe sein wie jene der Lehmbildungen von Huti — Eisenwerk Ransko.

Bevor wir auf unserem Wege ins Tal hinab die ersten Häuser von Ober-Studenec erreicht haben, treffen wir rechter Hand knapp an der Straße auf einen Aufschluß im Plänermergel.

Schon in Ober-Studenec bemerken wir, daß aus den höheren Partien des Plänermergels, beziehungsweise von der Grenze desselben zum hangenden Plänersandsteine rechts und links von unserem Wege, bald schwächere, bald stärkere Wasseradern entspringen. Dasselbe Phänomen wurde auf dem ganzen weiteren Wege durch die Ortschaft Studenec und überhaupt am ganzen nördlichen Rande der Bilek-Studenecker Kreide beobachtet. In diesem einen Quellhorizonte haben wir also — so wie früher bei Markvatic — stets auch hier die Gebirgsgrenze zwischen Plänersandstein und Plänermergel gegeben. Da der Sandstein einerseits ein ergiebiges, natürliches Wasserreservoir ist, die Mergel aber, wenn sie etwas aufgelöst sind, nur wenig Wasser durchlassen, ist die Erscheinung hinlänglich erklärt.

Auffallend ist dabei nur folgendes. Plänermergel und Plänersandstein liegen, soweit Beobachtungen vorliegen, abgesehen von kleinen, ganz lokalen Störungen, in unserem Gebiete stets horizontal. Die natürliche Folge davon wäre es eigentlich, daß von dem ostwestlich gestreckten Plänersandsteinrücken Bilek-Studenec — Ždirec gegen Nord und Süd wenigstens beiläufig gleichgroße Wassermengen abgegeben werden würden. In Wirklichkeit bleibt jedoch die Südseite hinter der Nordseite weit zurück! — Die Erklärung hierfür ist auf pag. 155 ff. gegeben. Im übrigen beleuchtet die dortigen Verhältnisse nur einseitig deutbar das Profil Fig. 5, pag. 155.

Während der Plänermergel in Studenec auf dem südlichen Gehänge ziemlich hoch hinaufsteigt, sehen wir ihn am rechten Ufer des Baches nur eine schmale Bordur bilden, die vom Mergel am linken (südlichen) Ufer nur durch die Alluvionen getrennt zu sein scheint. Unmittelbar an der Straße, nordwestlich unter dem Schlosse in Podmoklan-Studenec liegt er zum Teile ganz horizontal, zum Teile jedoch auch vollkommen unregelmäßig. An einer Stelle streicht der Mergel nordöstlich-südwestlich und fällt unter einem Winkel von 40° gegen Südost ein.

Am Wege, der von Odranec und Podmoklan gegen Süd-südost führt, stehen als Liegendes des Plänermergels abermals die schon mehrmals erwähnten mürben Sandsteine (zu Sand zerfallen) an.

Obschon es so gut wie sicher ist, daß diese Sandsteine überall am nördlichen Fuße des Homolagipfels auftreten und ein Band repräsentieren, das aus obiger Gegend bis zum Krivý M. H. reicht, wobei es beim M. H. Brančov südlich davon verläuft, ist der strikte Beweis für deren dortige Existenz doch sehr schwer, da sie sich meist unter den Talwiesen und den Feld-, beziehungsweise Waldkulturen verbergen. In dieser Hinsicht ist man hier nur auf temporäre Aufschlüsse angewiesen.

Beim M. H. Brančov (cf. Fig. 5) steht als Liegendes der Kreide der muskovitreiche Zweiglimmergneis an (cf. pag. 149), der in nördlicher Richtung streicht und östlich verflächt. Der genannte Meierhof steht auf diesem Gesteine. Nördlich davon fand ich, östlich vom dortigen Karrenwege, Lesesteine von Diorit. Sonst verschleiert der vorhandene Lehm die dortigen Verhältnisse vollkommen. Wie für die Gegend zwischen Hutí und dem Eisenwerke Ransko, so muß auch für das lehmige Gelände von M. H. Brančov, Syhrov, Lhotka Hořilová, Bezděkov¹⁾ und Lhotka so wie für jenes bei Stěpanov und Libic die Frage zumindest zum Teile offen gelassen werden, ob man es mit alluvialen oder cretacischen Bildungen zu tun hat. Von vornherein scheint mir keiner dieser zwei Gedanken ganz ausgeschlossen zu sein. Am plausibelsten erscheint mir folgende Erklärung.

Das Liegende aller Sedimente dieses Distriktes ist sicher der Zweiglimmergneis und lokal ein Diorit. Wie erwähnt, steht ersterer beim M. H. Brančov ganz sicher an. Auf dieser Unterlage ruhen ebendort sicher, vermutlich jedoch im ganzen Tale von Libic bis Podmoklan²⁾ der (zersetzte) Sandstein, beziehungsweise graue, lehmige Tone. Diesen hat das Tal seine wasserreichen Wiesen zu verdanken. Auf der vermutlichen Kreideunterlage ist das Alluvium zur Ablagerung gelangt. Zum Teile mischt es sich mit jener. Am Rande des Inundationsgebietes mischen sich indes der alluviale und der eluviale Lehm, beziehungsweise verwitterte Kreide fast bestimmt.

Ersteigt man vom M. H. Brančov das nördliche Gehänge des Homolarückens, so gelangt man aus der Region des verwitterten Sandsteines, beziehungsweise des Lehmes zuerst in die Plänermergel und dann auf der Anhöhe in das eingangs erwähnte Gebiet des glaukonitischen Plänersandsteines (cf. Fig. 5).

Bevor wir beim glaukonitischen Plänersandsteine angelangen, wird der Mergel schichtweise kalkreicher. Derselbe bildet hier genau so wie früher im Süden bei Sobiňov Knollen; man findet jedoch auch kleine Platten.

¹⁾ Nach Krejčí (Eisengebirge, pag. 23) setzen bei Bezděkov (bei Stěpanov) auch die Plänerschichten „als dünne Plattenüberreste“ vom rechten auf das linke Doubravka (richtig wohl Čerhovka)ufer über. Möglich, ja sogar wahrscheinlich ist dies, allein überzeugt ist Autor dieser Zeilen davon nicht.

²⁾ Krejčí (Eisengebirge, pag. 21): „Bei Podmoklan sind dieselben“ (Sandsteine, Sand und Schotter) „von Rasen und Ackererde beinahe ganz verdeckt, sie werden aber durch die reichlich aus denselben entspringenden Quellen angedeutet.“

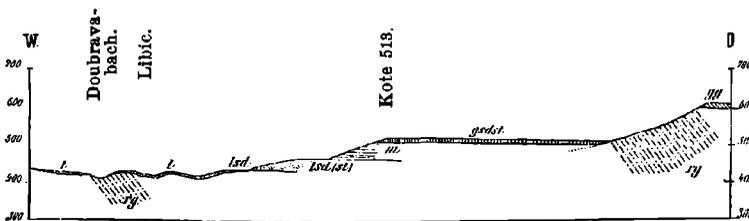
Verlassen wir nun das linke Ufer des Čerhovkabaches, um noch die Kreide vom rechten Ufer zwischen dem Schlosse Stěpanov und der Ortschaft Libic kennen zu lernen.

Der lehmigen Bildungen südöstlich vom genannten Schlosse wurde oben Erwähnung getan.

Zumindest nördlich von der Talstraße finden wir den Plänermergel ausgebildet. Seine südliche Grenze ist wegen der Vegetationsbedeckung nicht genau fixierbar. Auf der Anhöhe hinter dem Schlosse sieht man jedoch den Plänermergel stellenweise sehr gut aufgeschlossen. Auf dem Plateau „Lestinsko“ (Profil: K. 513) angelangt erkennen wir in den zahlreichen Knollen den glaukonitischen Plänersandstein wieder, mit dem wir es in den Steinbrüchen bei Ždirec zu tun hatten.

Ungefähr im Meridian von K. 444 der großen Karte suchen wir den dortigen südlichen Waldrand auf.

Fig. 6.



gsdst = Glaukonitischer Sandstein. — *m* = Plänermergel. — *lsd(st)* = Lockere Sandsteine, bezw. lehmige Sande. — *lsd* = Lehmige Sandsteine. — *l* = Lehm. — *gg* = Grauer Biotitgneis. — *rg* = Roter Zweiglimmergeis.

Länge 1:50.000. — Höhe 1:20.000.

Am Wege, der von K. 444 kommt, und weiter in der Richtung gegen das Schloß Stěpanov fand ich den Plänermergel, der am Waldrande selbst ansteht, allein auch von höher oben abgerutscht sein könnte.

Gehen wir vom bezeichneten Wege noch am Waldrande etliche Schritte gegen West, so fällt zuerst ein Aufschluß im verwitterten (glaukonitreichen) Sandsteine auf, der sonst überall das Liegende des Plänermergels bildet. Bemerkenswert in diesem Aufschlusse ist vor allem eine etwa $\frac{1}{3}$ m tiefe, unregelmäßig begrenzte, ehemalige, sackartige Vertiefung, in der ganz gesetzlos Mergelbrocken eingebettet liegen. Die Substanz, in der die Brocken eingelagert sind, gleicht ganz jener des umgebenden, verwitterten, glaukonitischen Sandsteines. Der Eindruck, den die Stelle auf den Beobachter machte, ist kurz folgender.

Es schien, als ob die Mergelbrocken in einem einst sandig-schlammigen, derzeit trockenen, lehmig-sandigen Materiale liegen möchten. Erstere dürften kaum anders als eine Ausfüllung einer einst bestan-

denen Vertiefung im seinerzeit noch lockeren Sandsteinmaterialie aufgefaßt werden können.

In zweiter Linie wurden im genannten Aufschlusse auch einzelne kleine Limonitkonkretionen angetroffen.

Ein paar Schritte vom ebenbesprochenen Aufschlusse entfernt fanden wir einen zweiten mit folgenden Eigentümlichkeiten.

Zu unterst sah man (selten noch kompakten) zumeist verwitterten, grünlichgrauen, glaukonitreichen, sehr feinkörnigen Sandstein anstehen. Lokal findet man in diesem Gesteine kalkige Konkretionen von ganz geringen Dimensionen.

Klimmt man etwas höher empor, so gewahrt man, daß der Sandstein an Glaukonit ärmer und ärmer wird. Hand in Hand damit tritt dann die Schichtung ein, wie sie sonst in den Weißenberger Schichten zu beobachten ist. So sehen wir eine etwa 0.5 m mächtige Bank entstehen, für die man hier nicht recht weiß, soll man selbe noch zu dem Sandsteine oder zu den darauf unmittelbar aufgeschlossenen bald kalkreicheren, bald kalkärmeren Partien des Plänermergels ziehen. Zu oberst ist auch der Mergel ganz zersetzt.

Geht man auf diesem Wege vom Schlosse Stěpanov nach Libic, so macht die Straße vor K. 424 eine starke Biegung. Hier kann man vor allem beobachten, daß östlich von der genannten Straßenbiegung, im Profil fast bei der Bezeichnung *lsd*, knapp am nördlichen Wegrande mehrere (im äußerst trockenen Sommer des Jahres 1904 im ganzen drei) Quellen entspringen. Ist dieser (rechte) Straßengraben gut ausgeputzt, so sehen wir darin eine lehmartige Substanz anstehen. Bei den dortigen Terrainverhältnissen könnte man selbe als alluviale Bildung deuten. Geht man jedoch auf den nahen nördlichen Wald zu, so sieht man hier einen hellgrauen Mergel anstehen, der mehr oder weniger Kalk führt. Die kalkreicheren Partien des Gesteines, die stets in dem unteren Horizonte der Mergel angetroffen wurden, treten in Knollenform auch hier deutlich zutage.

Aus diesem Grunde glaube ich annehmen zu dürfen, daß die Straße an besagter Stelle schon unter dem Niveau der Mergelgrenze liegt.

Deshalb ist es von vornherein nicht ausgeschlossen, daß die beobachtete lehmige Bildung ein verwittertes unterstes Glied der Kreide-decke repräsentiert, wie wir derartige problematische Funde auch an anderen Stellen vorfanden.

Fast nördlich von der vorerwähnten K. 424, an der Straße, existiert ein nordnordöstlich gestreckter Damm.

In der Verlängerungslinie dieses Dammes steht im ersten Hohlwege so gut wie horizontal gelagerter Plänermergel an. Verfolgt man den besagten Hohlweg nach abwärts, so findet man in der linken Wand desselben eine Mergelpartie, die h 8—9 streicht und südwestlich unter einem Winkel von beiläufig 20—30° einfällt. Bald hierauf erreichen wir die von früher beschriebenen Stellen bekannten kalkreichen Bildungen der unteren Mergelpartien. Herumliegende Knollen verraten dieselben. Nicht weit davon gelangen wir in den schon öfter erwähnten lockeren glaukonitreichen Sand.

Setzen wir unseren Weg fort, und zwar am Friedhofs vorbei noch stets in der erwähnten sandigen Bildung, so kommen wir zu der

Stelle, wo der Weg, der von K. 463 kommt, auf unseren trifft. Über den Weggraben führt hier ein kleines Brückelchen aus Steinplatten. Etwa fünf Schritte östlich davon treffen wir (aus dem Cenoman kommend) wieder auf den Plänermergel, der hier in Stunde 3 streicht und unter einem Winkel von 60° gegen Nordwest einfällt. Etwa 12—15 Schritte westlich von der obgenannten Brücke erreichen wir die westliche Grenze des in Rede stehenden Mergelhorizontes. Wir kommen dann nochmals ins Gebiet des lockeren Sandsteines, passieren jedoch früher wieder jene kalkreichere Bank, die oben stets in der Nähe der unteren Grenze des Plänermergels angetroffen wurde. Es liegt klar am Tage, daß wir es hier mit einer Störung zu tun haben.

Oberwählter, geschleppter Plänermergel wurde auch weiter in nordöstlicher Richtung, an der nördlichen Grenze unseres Kartenblattes¹⁾, wieder in gleicher Lage angetroffen.

Soviel über die Ausbildung der Kreide, ihre Verbreitung und Lagerung an den einzelnen Stellen in unserem Terrain.

Kurz zusammengefaßt ergibt sich aus dem Gesagten im allgemeinen folgendes.

Das liegendste Glied der Kreide ist als mürber, ganz verwitterter, glaukonitreicher Sandstein, als lockerer Sand oder als tonige, beziehungsweise lehmig-sandige Bildung beobachtet worden und ruht auf dem oben pag. 139—158 geschilderten Zweiglimmergneise auf. Lokal könnte das Liegende auch der Diorit, wie er pag. 163 angeführt wurde, bilden. Wie schon öfter bemerkt wurde, scheinen die tiefsten cretacischen Sedimente lokal unter Alluvionen, beziehungsweise unter der Vegetationsdecke zu verschwinden. In der Karte wollen wir eingangs angeführte problematische Bildungen von Huti, Ransko usw. nur auf Grund des petrographischen Befundes ausscheiden, wobei wir jedoch gleichzeitig auf diese Zeilen verweisen.

„Wenn auch Fossilien“ in den liegendsten Horizonten „nicht aufgefunden werden konnten, so dürfte man der Wahrheit doch am nächsten kommen, wenn man sie als Vertretung der cenomanen Perutzer und Koritzaner Schichten auffaßt“²⁾.

Über dem Cenoman erhebt sich, wie eingangs geschildert wurde, die erste Terrainstufe.

Wo uns die Aufschlüsse unmittelbar in die Grenzverhältnisse einen klaren Einblick gewähren, was, wie wir sahen, nicht sehr häufig geschieht, dort treffen wir auf einen sandig mergeligen, sehr glaukonitreichen Horizont, von dessen Stellung ich nichts Sichereres zu berichten in der Lage bin. Nach Petrascheck (l. c. pag. 60) bleibt es unentschieden, „ob der erwähnte glaukonitreiche, sandige Mergel im Liegenden“ des Plänermergels „eine Vertretung der Koritzaner Schichten ist oder ob er nicht vielmehr als das Äquivalent einer meist glaukonitführenden, als Mergel, Sandstein oder Plänersandstein auftretenden Stufe aufzufassen ist, die durch das Vorkommen von *Actinocamax plenus* charakterisiert ist und“ nach den Angaben

¹⁾ cf. „Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse etc.“ pag. 413.

²⁾ W. Petrascheck, l. c. pag. 59.

Petraschecks von diesem „als Grenzschicht zwischen Cenoman und Turon in Ostböhmen in weiter Verbreitung angetroffen wurde“.

Über diesem Horizonte, dessen Stellung also zweifelhaft bleibt, folgt als das Liegendste des Turonmergels eine auffallend harte, glaukonitführende Plänerbank.

Der Turonmergel selbst „ähnelte“ nach Petraschecks Angaben (l. c. pag. 60) „den Mergeln von Semnitz bei Lissa“. Lokal „enthält er Steinkerne eines Epiaster vom Habitus derer, die in den Weißenberger Plänen Ostböhmens weitverbreitet sind“¹⁾.

Diese Mergel müssen wir also wahrscheinlich als Weißenberger Schichten, mithin als Unterturon, auffassen.

Die Ausbildung einer Terrainstufe steht in ursächlichem Zusammenhange mit dem Wechsel der petrographischen Beschaffenheit des Gesteinsmaterials des cenomanen und unterturonen Horizontes.

Über den eben angeführten Bildungen erhebt sich die eingangs erwähnte zweite Terrainstufe, der Plänersandstein.

Nach Petrascheck (l. c. pag. 60) hat das Gestein „große Ähnlichkeit mit demjenigen der Iserschichten der Gegend von Böhmischem-Trübau“.

In meinem Aufnahmegebiete fand ich die Grenze zwischen den Weißenberger Schichten und der zweiten Terrainstufe nirgends gut aufgeschlossen. Dagegen sind „die tiefsten, den Mergel der Weißenberger Schichten unmittelbar überlagernden Bänke bei Sucha (Südrand des Blattes Časlau) in Gruben aufgeschlossen. Hierselbst gewahrt man feinsandige, glaukonithaltige, schiefrige Mergel, die nach oben härter, sandiger und dickbankiger werdend in den erwähnten Plänersandstein übergehen“. Der Vollständigkeit halber mögen hier die Fossilien folgen, die nach Petraschecks freundlicher Bestimmung in diesen sandigen Mergeln vorkommen. Es fanden sich:

- Ptychodus mammillaris* Ag. (1 Ex.)
- Acanthoceras Woollgari* Mant. (1 Ex.)
- Prionotropis carolinus* d'Orb. (2 Ex.)
- Mutiella Ringmerensis* Mant. (2 Ex.)
- Spondyllus spinosus* Sow. (5 Ex.)
- Pecten pulchellus* Nilss. (2 Ex.)
- Inoceramus Brongniarti* Sow. (2 Ex.)

Für die stratigraphische Stellung der bezüglichen Bildungen ist nach Petrascheck „entscheidend“ der Fund von „*Prionotropis carolinus*, der ein wichtiges Leitfossil der Malnitzer Schichten (*Brongniarti*-Pläner) ist“, als welche wir deshalb auch die Gebilde unserer zweiten Terrainstufe deuten zu können glauben, wobei wir jedoch „nochmals die Ähnlichkeit des sich rasch aus dem fossilführenden Mergel entwickelnden Plänersandsteines mit Sandsteinen der Iserschichten hervorheben“ wollen (l. c. pag. 61).

¹⁾ Petrascheck, l. c. pag. 60.

Mit der Tektonik des Kreidegebietes beschäftigte sich Autor oben pag. 154 bis 158 und in einem besonderen Aufsätze in unseren Verhandlungen, Jahrgang 1906.

2. Lehm, Schotter, Sande vom Wartberge bei Frauental.

Bezüglich der Lehmbildungen können wir uns bei gleichzeitiger Berücksichtigung der diesen Gegenstand betreffenden Angaben in der Einleitung zu dieser Abhandlung kurz fassen.

In den breiten und seichten Tälern deutete ich den Lehm im allgemeinen fast nur als ein alluviales Gebilde.

Der Gehängelehm dürfte dagegen zumindest zum Teile an Ort und Stelle durch Verwitterung der Gneise, beziehungsweise Granite entstanden und demnach als eluviale Bildung zu deuten sein, denn er beherbergt zumeist noch jetzt formlose Bruchstücke dieser Gesteine. In verschiedenem Maße sind ihm übrigens kleine Quarzkörner als die allerletzten Reste der älteren Gebilde beigemischt.

Südlich, nördlich und zum Teile auch im Westen von Wěžnitz, östlich und nordöstlich Schlappenz und Přibislau, am linken Ufer der Sazawa, und zwar fast von Frauental bis Swětla, dann an beiden Ufern der Mala (Kleine) Sazawa, bei Zboží und Malčín, dann südlich und westlich von Wepřikau (am östlichen Blattrande) und schließlich westlich von Chotěboř fand ich dem dortigen Lehme Schotter beigemischt, weshalb der letztere eigentlich kein reiner Schotter ist¹⁾.

Der mineralogischen Natur nach sind die Rollstücke des Schotters nur als (weiße) Quarzkiesel zu bezeichnen. Oberflächlich zeigen sie wie einen gelblichen Hauch. Die Dimensionen der einzelnen Rollstücke überschreiten manchmal die Größe einer Männerfaust, freilich sinken sie indes auch unter jene einer Walnuß herab.

Von einer Schichtung konnte ich weder an dem Lehme noch an dem Schotter etwas bemerken. Betreffs der Mächtigkeit des Lehmes, der besagten Schotter führt, steht auf Grund einer von der Domäne Swětla in der Gegend von Zawitkowitz (südlich Swětla) durchgeführten Bohrung fest, daß man dort in einer Tiefe von 11 m die krystalline Unterlage noch nicht erreicht hat.

Auf die bezüglichen Lehmlagerungen, von denen wir ausgegangen zurückkommend, möchte ich nun den Gedanken zum Ausdruck bringen, daß selbe, sofern sie schotterführend sind, nicht oder zumindest nicht in ihrer Gesamtmächtigkeit an Ort und Stelle, wie etwa ein eluvialer Lehm, zur Ausbildung gelangt sein können.

Jenen Gewässern, denen es gelang die Kieselsteine glatt zu scheuern oder wenigstens von wo immer auf die jetzigen Fundstellen und in den jetzigen Verband mit dem Lehme zu bringen, müssen wir nämlich auf jeden Fall auch die lebendige Kraft zumuten zumindest einen Teil der Lehmdecke, die wir derzeit in unserem Blatte vorfinden, hier an- oder umgeschwemmt zu haben.

¹⁾ Dr. E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Jahrg. 1901, Bd. LI, pag. 579—580.

Betreffs des Alters der besagten Bildungen verweise ich auf die bezügliche Diskussion im folgenden Abschnitte.

Im Zusammenhange damit sollen dort auch gewisse feine Sande vom Wartberge bei Frauental besprochen werden.

In diesem Abschnitte sei schießlich noch erwähnt, daß lokal, wie westlich Chotěboř, im Gebiete des Alluviums kleine Tonlager konstatiert wurden, die den Nährboden einer sehr bescheidenen Industrie abgeben können.

Auf der Lehmdecke kann es ganz untergeordnet und lokal außerdem zur Ausbildung oder, besser gesagt, zu den ersten Ansätzen einer sehr kleinen Torfmoorbildung kommen, wie zum Beispiel bei Kinic (nordwestliche Ecke des Blattes) und an manchen Stellen im Alluvium der Bäche (wie zum Beispiel bei Ždirec und Borau).

Verwendung. Die Lehme selbst werden im ganzen Bereiche des Kartenblattes an unzähligen Stellen (besonders bei der Stadt Deutschbrod) abgebaut und zur Ziegelfabrikation verwendet. Bei Zawitkowitz sah ich, daß der schotterführende Lehm durchsiebt, und daß auf diesem Wege ein vorzüglicher Quarzsotter zur Erhaltung der Straßen gewonnen wird.

IV. Teil.

Zusammenfassender Rückblick und Diskussion einiger in den vorausgeschickten Abschnitten besprochenen Beobachtungen.

In den vorausgehenden Abschnitten bemühte ich mich dem Leser tatsächliche Beobachtungen vollkommen oder wenigstens möglichst frei von jeglichem theoretischen Beiwerke zu bieten. Dagegen möchte ich im nachstehenden auf dem sicheren Boden der Tatsachen stehend die aus letzteren sich unmittelbar ergebenden Schlüsse ziehen und die verschiedenen Phänomene unter dem Gesichtswinkel der derzeit geltenden Theorien betrachten, um schließlich auch zu allgemeineren Konklusionen zu gelangen.

1. Alter des Zweiglimmergranites und seine Relationen zur Schieferhülle.

Gelegentlich der Besprechung des Zweiglimmergranites, Zweiglimmergranitgneises (pag. 131), des Córdierit-, beziehungsweise der ganz allgemein als Biotitgneise aufgefaßten Felsarten wurde dargetan, daß an einzelnen Stellen [im Steinbruche am linken Sazawaufer bei Deutschbrod (pag. 125), in den erwähnten Einschnitten der Bahn Deutschbrod—Humpolec (pag. 127 ff.), im Steinbruche an der Nordwestbahn westlich Okroulitz und südlich Pohled (pag. 257), bei den Lagergraniten östlich von der Bahnstation Okroulitz (pag. 202), in der Gegend südlich Blumendorf, beziehungsweise am halben Wege von dort nach

Lerchenhof, und zwar östlich von der Straße (pag. 129) sowie im Tale des Pollerskirchner Baches (pag. 129), schließlich im Gebiete östlich Borau (pag. 131) usw.] die betreffenden Granite jünger sind als die gleichzeitig dortselbst vorkommenden Schieferkomplexe.

Weiters wurde früher (pag. 130) und sonst mehrmals ganz kurz bemerkt, daß daraus für uns von selbst die Berechtigung zur Annahme von möglicherweise erfolgten physikalisch-chemischen Prozessen resultiert, durch welche letztere die bezüglichen Schieferpartien (die ganze Schieferdecke also mithin nur an einzelnen Stellen) ihren derzeitigen Habitus erlangt haben könnten.

Im nachstehenden folge nun der Beweis für die Berechtigung dieser These. Hier soll ferner gezeigt werden, daß auch der Gedanke, die ganze Schieferhülle sei ein Kontaktprodukt, nicht nur möglich ist, sondern daß er auf Grund der vorausgeschickten Erfahrungen geradezu zu einem Produkte logischer Notwendigkeit wird.

I. Berücksichtigt man die gegenseitige Entfernung und Verteilung obiger Lokalitäten mit Bezug auf die Grenze des Zweiglimmergranites gegen die Schieferhülle im allgemeinen und mit vorläufigem Ausschlusse des Borauer Vorkommens (pag. 131), so möchte ich meinen zuerst zu den Schlüssen berechtigt zu sein, daß erstens der Granit nicht nur an obigen einzelnen Stellen, sondern überhaupt entlang jener Linie, welche all die angeführten Punkte verbindet, jünger ist als der dort auf die verschiedenste Weise in Mitleidenschaft gezogene Schieferkomplex. Ferner meine ich aus denselben Gründen auch, daß dasselbe für den Granit entlang seiner ganzen Grenze gegenüber den Schiefen im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod Geltung haben dürfte.

Von selbst folgt deshalb daraus der weitere Schluß, daß mithin der Granit entlang seiner ganzen hier in Betracht kommenden Grenze die Schieferhülle im Kontakte umgewandelt haben könnte.

Die Art des Verbandes des Zweiglimmergranites mit dem Cordierit-, beziehungsweise mit dem Biotitgneise und die Form des Auftretens dieser Felsarten in den beiden westlichen Sektionen (c. f. pag. 122—125, beziehungsweise 200—204) führen uns im weiteren zu der Ansicht, daß obige Schlußfolgerungen auch für dieses Territorium vielleicht nicht unberechtigt wären.

Legen wir aber an dieser Stelle den in obigen Gebieten gewonnenen Maßstab bei gleichzeitiger Berücksichtigung des Granitgneisvorkommens von Borau (pag. 131) auch bei der Beurteilung der östlichen Sektionen an, so wird unserer Conclusion bezüglich der vorerst angenommenen Möglichkeit einer Kontaktmetamorphose auch für dieses Gebiet kaum widersprochen werden können.

Betreffs der Ausbildung des Zweiglimmergranites an der Grenze gegen die Schieferhülle sowie abseits davon verweise ich hier kurz auf die bezüglichen vorausgeschickten Angaben auf pag. 118—122.

Auf Grund der Erkenntnis, daß der Zweiglimmergranit im Bereiche des ganzen Kartenblattes gleich ausgebildet ist, schließe

ich übrigens, daß er allem Anscheine nach hier auch in den verschiedenen Partien gleichaltrig sein dürfte, und daß der ganze Zweiglimmergranit im westlichen Teile meines Aufnahmegebietes jünger ist als die Schiefer in seiner Umgebung, oder mit anderen Worten, daß ersterer aus ein und demselben, das heißt aus einem einheitlichen Magma hervorgegangen ist. Auf Grund der gesammelten Erfahrungen gibt es nämlich gar keinen stichhältigen Grund, der uns zwingen könnte, hier zwei oder mehrere zeitlich verschiedene Graniteruptionen annehmen zu müssen, beziehungsweise überhaupt zu dürfen.

Daß übrigens auch alle vom Hauptgranitstocke abseits gelegenen, kleinen Granitinseln unseres Aufnahmegebietes zu derselben Deutung berechtigen, erhellt ferner ebenso aus dem gelegentlich der Besprechung der Wechselbeziehungen zwischen Granit und Biotitgneis (im allgemeinen Sinne) pag. 200—204 angeführten Tatsachenkomplexe (wie zum Beispiel Granit westlich Smrdov und die Lagergranite etc.) als wie auch aus den ganz gleichen mineralogischen und strukturellen Eigentümlichkeiten der Gesteine, welche Tatsachen mit Rücksicht auf den relativ beschränkten Umfang des Gebietes als beweiskräftig aufgefaßt werden können. Lokale, größere oder kleinere Muskovitführung oder das Auftreten von Turmalin ändert die Sache nicht wesentlich.

Für unsere Beweisführung genügt es, wenn wir uns weiters hier vergegenwärtigen, daß die verschiedenen schieferigen Felsarten aus der Umgebung des Zweiglimmergranites verschieden reichlich Minerale als wesentliche Elemente führen, die allgemein als typische Kontaktprodukte¹⁾ aufgefaßt werden.

Als solche glaube ich, ganz abgesehen von dem massenhaft auftretenden Biotit und eventuell vom Graphit den überaus reichlich vorhandenen Cordierit, ferner den Sillimanit, Andalusit, Staurolith, Skapolith (pag. 256), den Granat, den zwar seltenen Spinell, dann den lokal erscheinenden Disthen, den Kalkspat, Wollastonit und manchmal den Titanit deuten zu dürfen.

Au dieser Stelle, wo wir von Kontaktmineralien sprechen, möchte ich mir schließlich erlauben abgesehen von dem lokal auftretenden Turmalin nur noch eines Fluoritfundes Erwähnung zu tun.

Dieser liegt zwar nicht mehr in meinem Aufnahmegebiete allein auch nicht weit abseits davon, und da er mir für die Beurteilung der Sachlage ungemein wichtig und beweiskräftig zu sein scheint, deshalb kann ich nicht umhin darüber folgende Bemerkungen hier aufzunehmen²⁾.

Vom Bürgerschuldirektor in Humpolec Herrn Gustav Kobilha wurde mir mitgeteilt, daß jenseits meiner westlichen Blattgrenze an der Straße von Humpolec nach Ledec (fast südlich von der letztgenannten Ortschaft), beziehungsweise südsüdöstlich Kožla und fast westlich von der Mühle in der Karte (1:75.000)

¹⁾ E. Weinschenk, „Allgemeine Gesteinskunde“, I. Aufl. pag. 107—108.

²⁾ Dies namentlich deshalb, weil meines Wissens dieses Fluoritvorkommen derzeit in der Literatur noch gar nicht bekannt ist, obschon es Krejčí und wahrscheinlich auch Helmhacker gekannt haben dürften.

Petzky m. genannt, ein Fluorit vorkomme. Ich besuchte diese Stelle unter Führung des genannten Herrn und fand tatsächlich, daß dort Flußspat, und zwar an einer Stelle, wie es schien, unmittelbar anstehend vorkommt. Zur Zeit meines Besuches war an der besagten Lokalität ein relativ junger Waldbestand und die Aufschlußverhältnisse waren dementsprechend wenig erfreulich. Im allgemeinen mußte ich meine Beobachtungen auf Lesesteine beschränken, die jedoch unter der Moosdecke nicht gar schwer zu erlangen waren. An dem in Rede stehenden Fundorte wurde nämlich einstmals der Fluorit angeblich zwecks Verwertung bei der Verhüttung von Eisenerzen aus der Umgebung (woher?) abgebaut. Deshalb lag dort noch relativ viel von dem nicht verbrauchten Fluoritmateriale herum.

Der Fluorit war im allgemeinen weiß, graugelblich, violett oder grünlich gefärbt. Teils war er in kleinen Krystallen (Oktaeder- und Würfelform, einzeln oder in Kombination) auf den Wänden der kleinen Hohlräume beobachtet worden, teils trat er in einem (scheinbaren Gang-) Quarze eingesprengt, derb auf. Ich sah bis kopfgroße derartige Gebilde von grobkörniger Struktur. Unter dem Einflusse der Atmosphärien werden derlei Stücke mit der Zeit ganz rosig. Bisher meine eigenen Beobachtungen.

Später wurde von Interessenten der Versuch gemacht, diesen Fluorit zu technischen Zwecken zu gewinnen. Dabei habe es sich jedoch herausgestellt, daß das genannte Fluoritvorkommen angeblich eine „Kluftausfüllung“ repräsentieren soll und der Abbau wäre unrentabel gewesen. Den steinbruchmäßigen Aufschluß hatte ich nicht gesehen und ein eigenes Urteil kann ich deshalb über den in Rede stehenden Gegenstand nicht abgeben.

Für unsere Zwecke wäre dieses an der Stelle auch ziemlich irrelevant, denn, daß Fluorit relativ nahe (5·5 km) an der Westgrenze des Kartenblattes Deutschbrod auftritt, das ist einmal Tatsache. Daß nun der Flußspat in ursächlichem Zusammenhange mit dem dort auch auftretenden Granite, der von unserem Zweiglimmergranite kaum verschieden sein dürfte, zu bringen ist, darüber herrscht, wie ich glaube, auch kaum ein Zweifel.

Aus all dem folgere ich nun, daß der Granit auch am westlichen Rande meines Aufnahmegebietes die Fähigkeit gehabt haben mag das Nebengestein im Kontakte umzuwandeln, denn es ist ja doch auch den Fluorit gestattet als Zeugen von physikalisch-chemischen Vorgängen aufzufassen, die eine kontaktmetamorphosierende Wirkung¹⁾ geäußert haben könnten.

Vergleichen wir die an unseren Gesteinen gemachten mineralogisch-strukturellen Beobachtungen schließlich noch mit jenen, die an den höchst metamorphen Schieferen anderer, speziell der sächsischen²⁾ Granitkontakthöfe gemacht wurden, so sehen wir eine

¹⁾ Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, I, pag. 108.

²⁾ „Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen.“ F. Schälch, Sekt. Schwarzenberg; K. Dalmer, Sekt. Kirchberg; E. Weber, Sekt. Radeberg, beziehungsweise Königsbrück; G. Klemm, Sekt. Pillnitz; R. Beck, Sekt. Kreischa-Hänichen, beziehungsweise Sekt. Pirna; O. Hermann, Sekt. Pulsnitz, beziehungsweise Radeburg usw.

auf der ganzen Linie fast wörtlich vergleichbare Übereinstimmung.

Die Querstellung der Biotitschüppchen mit Bezug auf die Schieferungsebene wird da wie dort beobachtet. Die bienenwabige Struktur der Gesteine sowie die skelettförmige Ausbildung gewisser Gemengteile ist ebenfalls in beiden Fällen ganz gleich. Genau dasselbe kann schließlich bezüglich der Einschlüsse und ihrer Form, beziehungsweise der Reinheit und Einschlußfreiheit der verschiedenen Elemente (namentlich Quarz) angeführt werden. Auf die Analogie in der mineralogischen Zusammensetzung braucht dabei nicht einmal weitläufig aufmerksam gemacht zu werden¹⁾.

Bevor wir nun unsere Betrachtungen weiter fortsetzen, wollen wir versuchen darüber ins klare zu kommen, in welchen Grenzen die Annahme einer Kontaktmetamorphose gestattet sein mag, denn es ist zumindest möglich, wenn nicht wahrscheinlich, daß eine bedingungslose Verallgemeinerung ebenso unzutreffend sein könnte, wie wenn wir eine Kontaktmetamorphose trotz obiger Überlegungen kurzweg gar nicht anerkennen wollten.

Die Tatsache, daß ich die schon kartographisch als Cordieritgneise ausgeschiedenen Felsarten als Kontaktprodukte deute, dürfte bei dem heutigen Stande der Ansichten und bei Berücksichtigung all der vorgebrachten Tatsachen kaum einen Stein des Anstoßes abgeben. Anders würden jedoch vielleicht die (allgemein) als Biotitgneise zusammengefaßten Felsarten oder zumindest gewisse Varietäten derselben (zum Beispiel die granulitartige Ausbildung) beurteilt werden.

Wir haben gesehen, daß die mineralogische Zusammensetzung der Biotitgneise in gewissen Grenzen variabel und in speziellen Fällen etwas verschieden ist. Durch den Ausfall von Biotit und durch das gleichzeitige Zurücktreten des Feldspates kann lokal der Biotitgneis in einen Quarzit (cf. pag. 234 k und pag. 300 ff.) übergehen. Umgekehrt kann untergeordnet fast nur Biotit zur Ausbildung gelangen oder es herrscht ein Feldspat allein bedeutend vor.

Trotz all dem ist jedoch die mineralogische Zusammensetzung im allgemeinen nahezu dieselbe (cf. pag. 215—248).

Solange wir also diese Felsart im allgemeinen betrachten, können wir sie als petrographisch einheitlich auffassen. Dazu berechtigen uns namentlich die verschiedenen Zwischenformen zwischen einzelnen Extremen.

Auf Grund der angegebenen Tatsachen und da ich speziell das Strukturphänomen auf einen überall gleichen Werdeprozeß, beziehungsweise auf einen überall gleichen Umwandlungsprozeß zurückführe, denn für mich gibt es bei den gegebenen Verhältnissen absolut keinen Grund im Gebiete des Cordierit- und in jenem des Biotit-Gneises als Erzeuger derselben Strukturformen verschiedene physikalische Ursachen annehmen zu müssen, deshalb komme

¹⁾ Entsprechende Angaben finden sich fast in jedem Hefte der Erläuterungen der (pag. 321, Fußnote 2) angeführten Sektionen.

ich zu der weiteren Konklusion, daß auch alle allgemein als Biotitgneis oder als „Quarz-Sillimanitknauern führender Horizont“ ausgeschiedenen Felsarten denselben Werdegang mit Bezug auf ihre jetzigen Eigentümlichkeiten hinter sich haben, wie die Cordieritgneise.

Berücksichtigen wir also gleichzeitig 1. die Erscheinungsweise des Zweiglimmergranites und der Schiefergesteine, dann 2. die stets konstanten Eigenschaften des ersteren, 3. die Tatsache, daß es in unseren Schiefen am Zweiglimmergranite zur Ausbildung obiger Reihe von Kontaktmineralien gekommen war, 4. alle Einzelheiten, die in den früheren Abschnitten (cf. pag. 195—199, beziehungsweise pag. 215—236, 237—238, 239—240 und 245—248 u. a. m. a. O.) über die mikroskopische Struktur der Gesteine angeführt wurden, 5. die Homologie mit sächsischen und anderen sicheren Kontaktprodukten und 6. die allgemeine Konstanz in der Ausbildung der „Gneise“, so wird man kaum erst zu nehmende Einwendungen gegen die Ansicht vorbringen können, daß der Gesamtkomplex der als Cordierit- sowie der als Biotitgneise (im allgemeinen) bezeichneten Felsarten seine derzeitigen mineralogischen und strukturellen Eigentümlichkeiten durch einen kontaktmetamorphosierenden Prozeß, der als vom Zweiglimmergranite ausgegangen angenommen wurde, nicht nur erlangt haben könnte, sondern auch fast bestimmt erlangt hat.

II. Klarerweise muß in jedem Falle, wo im großen Maßstabe, wie bei uns, die Abwicklung jener Prozesse, die wir unter dem Namen „Kontaktmetamorphose“ heute zusammenfassen, nicht nur angenommen, sondern auch nachgewiesen werden soll, ein doppeltes zutreffen. Erstens muß ein entsprechendes eruptives Tiefengestein vorhanden sein, von dem eine metamorphosierende Tätigkeit ausgehen soll. Diese Bedingung wäre durch den vorausgeschickten Nachweis des nach der Theorie erheischten Verhältnisses zwischen dem Granite, beziehungsweise Granitgneise (pag. 131) und der Schieferhülle erfüllt. Zweitens müssen aber auch Felsarten vorhanden sein, die einer Kontaktmetamorphose erwiesenermaßen fähig sind. Vielleicht könnte man nämlich sagen, daß die Existenz all' der sogenannten „Kontaktstrukturen“ noch nicht die wirklich erfolgte diesbezügliche Umwandlung beweise. Möglich, oder zumindest denkbar ist es ja, könnte man einwenden, daß auch verschiedene, also auch gar nicht einer Kontaktmetamorphose fähige Gesteine durch verschiedene Prozesse — dieselben äußeren Formen und die gleiche mikroskopische Struktur annehmen könnten¹⁾. Mit der angedeuteten zweiten Bedingung wollen wir uns nun im folgenden beschäftigen.

A. Aus dem zweiten Teile der vorliegenden Abhandlung ist zu entnehmen, daß den Cordierit-, beziehungsweise den Biotitgneisen verschiedene andere Gesteine, wie Quarzite, Kalke,

¹⁾ Grubenmann, „Die kristallinen Schiefer“, I. und II. Teil.

Kalksilikatfelse, graphitische Schiefer und Amphibolite konkordant eingeschaltet sind.

Bis auf die Amphibolite und vorsichtshalber manche der graphitischen Schiefer können wir die ganze übrige Reihe auf Grund der vorausgeschickten Beobachtungen ohne weiteres als sedimentogenen Ursprunges und mithin in gewissen Grenzen, die durch die Natur der Substanz gegeben erscheinen, als (vorläufig irgendwie) verändert auffassen.

Bei den Amphiboliten muß dagegen diese Deutung nicht unbedingt und im ganzen Umfange dieser Gruppe den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen.

Unter den als Amphibolite gedeuteten Felsarten findet man nämlich einerseits solche, die typische Pflasterstruktur und skelettförmige Formen gewisser Elemente aufweisen, also solche, die in struktureller Hinsicht allein und schon ohne Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse genau dieselben Beobachtungen zulassen wie gewisse sichere Kontaktprodukte. Andererseits entdeckt man jedoch in einer größeren mikroskopisch untersuchten Suite der hierhergehörigen Proben auch solche, die von derartigen Merkmalen gar nichts erkennen lassen.

Wollte ich bei der ersteren der beiden ins Auge gefaßten Gruppen die Entstehung der besagten Strukturverhältnisse auf andere Ursachen zurückführen als bei unanfechtbaren Kontaktbildungen, so müßte dies unbedingt als ein Akt reinster Willkür stigmatisiert werden, denn Beweise könnte ich für ein derartiges Vorgehen absolut keine liefern.

Derartig ausgebildete Amphibolite betrachte ich also ebenso wie die kristallinen Kalke und Kalksilikatfelse oder die Quarzite, sofern sie gleiches Gefüge verraten, als Kontaktprodukte. Zumindest mit letzteren sind aber gewisse „Gneise“ (cf. p. 302 ff) mineralogisch verwandt. Strukturell sind es alle. Von der Substanz, aus der erstere hervorgegangen sein mögen, sehe ich dabei vorläufig ganz ab.

Als ganz und gar unentschieden betrachte ich die Frage, auf welchem Wege die oben an zweiter Stelle angeführte Gruppe der Amphibolite, die keine Spur einer Kontaktstruktur erkennen läßt, ihren derzeitigen Habitus erlangt habe.

Voranstehende Gedankenreihe ergibt demnach von unanfechtbaren Sedimenten ausgehend bei Berücksichtigung der Struktur allein und ohne Bezugnahme auf die Lagerung als Endresultat den Schluß, daß im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod alle Cordieritgneise, die Biotitgneise (im allgemeinen), die Kalke und Kalksilikatfelse, ferner in einem durch die Natur der Substanz beschränkten Maße die Quarzite und vielleicht auch die graphitischen Schiefer oder wenigstens deren beiderlei Übergänge in die Biotitgneise und schließlich (zumindest) ein Teil der Amphibolite (vom Zweiglimmergranit) theoretisch kontaktmetamorphosiert werden mußten, damit

eben dadurch die überall gleiche Kontaktstruktur zur Ausbildung gelangen konnte.

B. Im weiteren betrachten wir die Art der Verteilung der sicher sedimentogenen Einlagerungen, als welche, wie gesagt, die Kalke, Kalksilikatfelse und Quarzite gedeutet werden dürfen, beziehungsweise auch müssen.

Diese erinnert unwillkürlich an die Verteilung einzelner färbiger Fäden in einem nicht oder verschieden von den vermeintlichen Fäden gefärbten und deshalb streifig aussehenden Textilprodukte.

Bei dem an den verschiedenen Stellen der vorausgehenden Abschnitte klargelegten Tatbestande scheint es mir nun undenkbar, daß (ganz abgesehen von allen vorne berücksichtigten Beweismomenten) der gesamte Schieferkomplex zwischen diesen über das ganze Kartenblatt verteilten sicheren sedimentogenen Einschaltungen eines anderen Ursprunges sein könnte als obige unbedingt nur als ursprüngliche Sedimente aufzufassenden Schichtglieder. Wir hatten es ja doch mit Cordieritgneisen in einem sehr großen Gebietsteile zu tun!

Ein aliquoter Teil, den wir nicht mehr zu erkennen vermögen, kann ja eventuell auch eruptiven oder tuffoiden Ursprunges immerhin sein.

Die Art und Weise der Verwebung der erwähnten sicheren Sedimente und die Berücksichtigung der Mengenverhältnisse dieser und der Gneise führt uns also ebenso wie die vorausgehende Schlußreihe zu der Ansicht, daß die Gneise zumindest teilweise sedimentogenen Ursprunges sind.

Sedimente sind aber, wie die Erfahrung lehrt, allgemein einer kontaktmetamorphen Umwandlung unzweifelhaft fähig!

Bezüglich der Möglichkeit einer Umwandlung dieser deduzierten Sedimente durch ihren Kontakt mit dem jüngeren Zweiglimmergranite möge an dieser Stelle kurz auf die oben an erster Stelle (I) geäußerten Gedanken verwiesen werden.

III. Zwecks teilweiser Ergänzung derselben, beziehungsweise zwecks einer Beweisführung von einem dem früheren nicht identen Standpunkte aus könnten wir jedoch noch auf das überaus häufige Vorkommen von Pegmatiten und von aplitischen Gebilden im Gebiete unserer Cordierit- und Biotitgneise aufmerksam machen. Letzteres besonders dann, falls obige Argumentation (I), auf Grund derer wir dem Zweiglimmergranite den Charakter eines echten und jüngeren Intrusivgesteines als es die Schiefer sind zusprachen, nicht als für das ganze Gebiet des Kartenblattes Deutschbrod ausreichend befunden werden sollte.

A. Die Bildungsepoche der Pegmatite und Aplite¹⁾ sowie der Gang(Teil)gesteine überhaupt wird bekanntlich so gut wie von allen Forschern mit Bezug auf den Zeitabschnitt, in dem sich in

¹⁾ E. Weinschenk, „Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer“. Abhandl. d. k. bayer. Akademie d. Wiss. II. Kl., XXII. Bd., III. Abt., pag. 752.

einem Gebiete vulkanische Prozesse eventuell abgespielt haben, als diesem unmittelbar nachfolgend aufgefaßt. Mit anderen Worten: die Epoche des Nachlassens der vulkanischen Energie, durch welche der Zweiglimmergranit entstanden ist, und jener Zeitabschnitt postvulkanischer Prozesse, in welchem wir uns durch letztere die Bildung der Pegmatite (cf. pag. 285), Aplite und aller sonstigen Gang(Teil)gesteine erklären dürften, können doch nicht durch so lange Zeiträume voneinander getrennt gedacht werden, daß in dieser (Zwischen-)Epoche der ganze Schieferkomplex, der auf dem Granite heute gelagert ist, nicht nur entstanden, sondern gar noch gefaltet und dabei metamorphosiert hätte werden können. Dem widerspricht ja die bereits bewiesene Tatsache, daß der Granit jünger, denn der Gneis ist an und für sich.

Schon aus der besagten Durchaderung der Schieferhülle von Pegmatiten und Apliten sowie auch aller anderen diesbezüglichen Gang(Teil)gesteine folgt mithin eine neuerliche Bestätigung, daß sich diese Hülle bereits vorfand, als es zur Eruption, das heißt, zur Bildung des Zweiglimmergranites kam. Das Granitmagma konnte also zumindest auf selbe einwirken.

B. Ferner spricht jedoch für die Auffassung, daß alle Gang(Teil)gesteine sowie der Zweiglimmergranit jünger wie die „Gneise“ sind, und daß die Schiefer ihre derzeitigen Eigentümlichkeiten nicht durch Dynamo-, sondern durch Kontaktmetamorphose erhalten haben, auch die Tatsache, daß die Gang(Teil)gesteine überhaupt keine und die Granite so gut wie fast keine Spur einer Zerdrückung aufweisen, wo dies doch unbedingt in einem breiten Umfange und bedeutenden Maße hätte geschehen müssen, falls die Gang(Teil)gesteine und die Granite älter als die Schiefer wären. Das Verhalten des Zweiglimmergranites (schiefrige Textur $\frac{1}{2} m$ von der Gesteinsgrenze (cf. pag. 120) kann doch nicht in der Weise und als Folge jenes seitlichen Druckes gedeutet werden, der nach der Hypothese vom Dynamometamorphismus mehrere Kilometer mächtige Sedimentkomplexe hätte umwandeln sollen. Zumindest theoretisch scheint mir also dies in unserem Falle einfach — undenkbar, was auch jene Forscher werden zugeben müssen, welche die schiefrige Struktur nur als Produkt des Druckes aufgefaßt wissen wollen.

Als auf einen (scheinbaren) Gegensatz zum Verhalten des Zweiglimmergranites muß hier auf die Rolle des roten Zweiglimmergranites aus der Gegend (allgemein) östlich von Chotěboř hingewiesen werden. Ich vermute, daß dieses letztere Gestein älter als der dortige Biotitgneis und mithin auch älter als der Zweiglimmergranit ist, sowie daß die Umwandlung des Biotitgneises auch im genannten Distrikte auf den Zweiglimmergranit zurückzuführen ist, denn zum Beispiel bei Věstec zeigt ja der graue Biotitgneis lange nicht die nötigen Spuren einer Kataklase, um die Annahme berechtigt erscheinen zu lassen, daß er gleichzeitig mit dem roten Zweiglimmergranitgneise schiefrig geworden wäre und

mithin infolge seitlichen Druckes seinen jetzigen Habitus erlangt hätte. Bezüglich der Altersfrage sowie noch einiger anderer Momente betreffs des roten Zweiglimmergranites hoffe ich übrigens mehr sagen zu können, wann ich mit der Aufnahme des Kartenblattes Caslau—Chrudim fertig sein werde.

Für die Bestimmung des Altersverhältnisses des Amphibolgranitites zur Schieferhülle ergeben sich in meinem Aufnahmegebiete keine Handhaben.

IV. Im nachfolgenden will ich nun alle jene Tatsachen zusammenfassen, die mir gegen die Annahme einer erfolgten Dynamometamorphose und gleichzeitig mithin wegen dem jüngeren Alter des Zweiglimmergranites indirekt zugunsten der Hypothese einer erfolgten kontaktmetamorphen Umwandlung der Schiefer zu sprechen scheinen.

A. Mehr als der Charakter einer zufälligen Erscheinung ist meines Erachtens vor allem der Tatsache beizumessen, daß man konsequent überall mit Bezug auf die Schieferung eine Querstellung von dünnen Biotitblättchen zu beobachten Gelegenheit hat. Hätte ein seitlicher Druck wirklich die Fähigkeit eine Schieferung, wie in unseren Fällen zu erzeugen, so könnte er zumindest keine derartige Querstellung verursachen. Diese widerspricht doch — falls ich die Autoren recht verstehe — dem Prinzip der Theorie vom Dynamometamorphismus, der sogenannten Krystallisationsschieferung. Oder soll sich die Druckrichtung von Millimeter zu Millimeter ändern?

B. Betreffs der Integrität des Granites und der Gang(Teil)gesteine verweise ich hier auf die Angaben auf pag. 326.

C. Im großen und ganzen repräsentieren die Schiefer unseres Kartenblattes in ihrer Gesamtheit, wie schon andernorts bemerkt, eine nur ausnahmsweise westlich, zumeist mehr oder weniger östlich einfallende Schichtserie. Dies, der gleiche Habitus, die gleiche Struktur und mit einer Ausnahme (Grauwackenzone von Pribislau) die mehr oder weniger gleiche mineralogische Zusammensetzung sollten uns eigentlich beweisen, daß die gesamte Schichtserie ein und derselben Tiefenstufe angehört, welche im Sinne von Becke oder Grubenmann¹⁾ (abgesehen von den Grauwacken) jener der Schiefer der tiefsten Zone entsprechen sollte. — Die Theorie selbst kritiklos als richtig vorausgesetzt!

Ein seitlicher Druck müßte sich mithin hier, wo wir uns ja überall ohne jede Ausnahme (cf. Granit nordöstlich von Deutsch-Gablonz pag. 268) schon nahe oder gar unmittelbar an der Grenze gegen einen Granit zu bewegen, in hydrostatischen Druck umgewandelt haben und dieser hätte schließlich ebendeshalb alle Schichtglieder in gleicher Weise treffen müssen, das heißt, alle Schichtglieder hätten bereits das höchstmögliche Umwandlungsstadium erreichen müssen, und

¹⁾ „Die kristallinen Schiefer“ I. und II. Teil.

zwar hätte die Druckwirkung nach Grubenmann (pag. 60) speziell hier eine chemische (bei langsamer Umkrystallisation) sein sollen.

Nun fand ich aber laut Tafel VI und VII runde Feldspäte in sogenannten „Gneisen“ und nach dem Bilde 3, Tafel IV, geurteilt, eine fernere genauer zu besehende Abweichung von dem Gesetze, auf dem Becke und Grubenmann ihre Theorie aufbauen. Schließlich kann auch die Erscheinungsweise der erwähnten Grauwacken von Příbislau in ihrer Gesamtausdehnung dagegen ins Feld geführt werden, daß hier der Druck, in welcher Form immer, die mineralisierende und strukturell umformende Kraft gewesen wäre. Bei der Besprechung dieser Fragen wollen wir von dem Mangel einer entsprechenden schiefrigen Struktur des Zweiglimmergranites und seiner Verwandten überhaupt ganz absehen. Diesbezüglich verweise ich kurz auf die Angaben pag. 326.

Betrachten wir zuerst etwas ausführlicher den Fund von mikroskopischen runden Feldspäten in den bei nur makroskopischer Behandlung des Sammlungsmateriales entschieden einzig und allein als sogenannte „Biotitgneise“ anzusprechenden Felsarten.

1. Das Gestein (cf. pag. 293), welches uns Bild 6, Tafel VI, vor Augen führt, ist mit Rücksicht auf die Textur und den Mineralbestand als „Gneis“ anzusprechen. Unter dem Gesichtswinkel der Lagerung und des Verbandes betrachtet gehört es indes sicher zu den Grauwacken. Die abgebildeten runden Feldspäte dürfen demnach als Gerölle gedeutet werden. Die Felsart selbst ist also eine hochkrystallin entwickelte Grauwacke.

2. Bei Schönfeld wurde die in Fig. 3, Tafel IV, abgebildete gneisartige Felsart mit dem Tonschiefereinschlusse (cf. pag. 271) vorgefunden. Die Gesteinsklassifikation dieses Fundes kann demnach nur jener der Felsart sub 1 gleich ausfallen.

3. Südöstlich Chotěboř fand ich unanfechtbare Sedimente quarzitischer Natur (cf. pag. 300 und 304).

4. In der Umgebung von Chotěboř und einmal östlich von Slopupě wurden schließlich (cf. pag. 295 ff.) ebenfalls runde Feldspäte in „Gneisen“ nachgewiesen.

Speziell die Gesteine aus der Umgebung von Chotěboř fand ich, wie oben pag. 295 gezeigt wurde, in der theoretischen Fortsetzungsrichtung der Grauwacken, das heißt, in der Fortsetzung der auch eben vorstehend erwähnten quarzitischen, sedimentären Gesteine. Alle Felsarten aus der Umgebung von der genannten Stadt sind weiters als sogenannte „Gneise“ anzusprechen.

Bisher die Tatsachen.

Auf Grund dieser meine ich nun an der Stelle die Ansicht vertreten zu dürfen, daß es erkünstelt wäre, und daß es wohl hieße den Tatbestand verkennen, falls wir die Gesteine sub 4 als etwas von den Felsarten sub 1 und 2 wesentlich verschiedenes auffassen wollten, respektive wegen einer — Theorie — auffassen sollten.

So viel mich die Erfahrungen lehren, existiert nämlich gar kein stichhältiger Grund, weshalb die gegenständlichen Gesteine theore-

tisch als etwas von den Felsarten sub 1—3 genetisch wesentlich verschiedenes gedeutet werden sollten.

An dieser Stelle der Überlegung angelangt, setzen wir nun die Theorie vom Dynamometamorphismus in moderner Fassung in seinem ganzen Umfange in unser eben angeführtes Kalkül ein. Das Resultat dessen ist eine Unklarheit auf der ganzen Linie.

Angesichts all' der in den früheren Abschnitten an den bezüglichen Stellen vorgebrachten Beobachtungen und obiger Tatsachen müssen wir nämlich wohl fragen: 1. Warum kommt die sedimentäre Natur in der Weise, wie es die Gesteine sub 1—4 zeigen, zum Ausdrucke, wenn alle diese Felsarten, weil an der Grenze zu einem Granite beobachtet, der ja doch das Liegendste, also das Tiefste von allen Gebilden repräsentieren sollte, wirklich durch den seitlichen Druck allein in einen hochkrystallinen Zustand hätten übergeführt werden können und sollen? 2. Warum ist der Tonschiefereinschluß (pag. 271) nicht metamorphosiert worden, wenn das einschließende Gestein wirklich durch seitlichen Druck verändert worden wäre? 3. Ist das Erscheinen desselben und das gleichzeitige Auftreten der quarzitischen Sedimente bei Mariendorf neben den östlichen Kalken nur ein Zufall? Und 4. wenn — was ist dann hier Gesetzmäßigkeit? Die Reihe solcher Fragen ist indes durch voranstehende bei Berücksichtigung all' der in den ersten zwei Abschnitten besprochenen Tatsachen noch lange nicht erschöpft.

Es sei nämlich gleich bemerkt, daß die „Gneise“ oben sub 1, 2 und 4 zum verwechseln den übrigen sogenannten „Gneisen“ aus der Umgebung gleich sehen. Ihre Trennung ist rein künstlich. Die Behandlung dieser Gesteine erfolgte doch im obigen Sinne nur deshalb, um dem Vorwurfe zu begegnen, daß die Karte Theorien darstelle, daß sie vorübergehenden Wert habe und daß sie im Terrain strichweise auch unbrauchbar wäre. Warum zeigen aber trotz der sonstigen Verwandtschaft der erwähnten Gesteine die einen jene runden Feldspäte, während sie den nächstgelegenen fehlen, obschon die letzteren um nichts höher krystallin entwickelt auftreten?

Mit anderen Worten, warum existieren hier einerseits Unterschiede und andererseits eine Gleichheit, die durch die angebliche Angehörigkeit — und dies sei betont — all' der angeführten Gesteine zur selben, und zwar tiefsten Zone zum Ausdruck kommen sollte.

Meines Erachtens ist nur ein doppeltes hier möglich. Entweder entspricht die ganze (moderne) Fassung der Theorie vom Dynamometamorphismus nicht den Tatsachen, oder diese Theorie ist zumindest in unserem Falle nicht anwendbar. Tertium non datur. —

Anschließend an diese Zeilen will ich nur noch bemerken, daß es grundverfehlt wäre, obige Momente von allen sonstigen Tatsachen, die vorne geschildert werden, loszuschälen und ganz für sich zu behandeln. Der ganze Komplex der Erscheinungen bildet, ich möchte sagen „ein geologisches Ganze“ und erheischt auch eine dementsprechende Behandlung. Ein Phänomen allein kann unter Umständen gerade für das Gegenteil des Tatbestandes zu sprechen scheinen.

Mit Bezug auf die Grauwackenzone von Přebislaw könnte man vielleicht annehmen wollen, daß diese in den derzeitigen Ver-

band mit den Biotitgneisen möglicherweise durch nachträgliche, also relativ sowie absolut genommen viel jüngere orogenetische Vorgänge getreten sein mag, und daß diese Zone mithin mit den Biotitgneisen betreffs des petrographischen „Entwicklungsganges“ gar nicht verglichen werden dürfe. Für diese Argumentation werden speziell die kataklastischen Phänomene sehr beliebte Stützen abgeben und man wird fast sicher die Annahme irgendwelcher (vielleicht grabenartigen) Dislokation bei der Hand haben, um über diese Schwierigkeit hinwegzukommen, und um die angeführte „Ausnahme“ zu „erklären“.

Meinem Dafürhalten nach wird jedoch jeder derartige Deutungsversuch an jener Klippe scheitern, welche die oben skizzierte Tatsache repräsentiert, daß die Grauwacken durch alle möglichen petrographischen Übergänge mit dem Biotitgneise (im allgemeinen) verbunden sind, eine Tatsache, auf die nicht genug aufmerksam gemacht werden kann. Wo nämlich große, das heißt, in die geologischen Geschicke einer Gegend tief einschneidende Brüche existieren, da werden zwischen den entlang einer Bruchlinie benachbarten Gesteinen wohl kaum Übergänge in der Ausbildung, und zwar in obiger Weise erwartet werden. Von vornherein wird man es doch aller Wahrscheinlichkeit nach nicht annehmen wollen, daß petrographisch gleiche Felsarten bei gleichen Lagerungsverhältnissen (!) dort aneinanderstoßen und Übergänge dort existieren sollten, wo wegen einer erfolgten Dislokation eine ausgesprochene Trennung hätte verursacht werden sollen.

Liegt dagegen eine Dislokation von nur so untergeordneter Bedeutung vor, daß sie durch die Lagerungsverhältnisse gar nicht zum Ausdruck kommt, das heißt, ist die Sprunghöhe derselben nur so unbedeutend, daß auch gar nicht verschiedene, also mehrere Felsarten, sondern nur eine und dieselbe von dieser vermeintlichen Verschiebung betroffen worden sein mag, beziehungsweise ist diese letztere so unbedeutend, daß sich das derzeitige sowie deshalb auch das ursprüngliche Gestein im fraglich gestörten Gebiete mit Rücksicht auf die Übergänge als petrographisch verwandt repräsentiert, in einem derartigen Falle kann aber einer Dislokation ohnedies nicht eine besonders große Bedeutung beigelegt werden. Wenn also ein Druck östlich und westlich von Pribislau imstande gewesen wäre, aus ursprünglich nicht gneisartigen Gesteinen Felsarten mit dem entsprechenden Habitus oder gar hornfelsartige Gesteine (Schönbrunn, cf. pag. 227, lit. e) zu erzeugen, dann müßte, wie ich meine, logischerweise, selbst wenn eine kleine Verwerfung da vorliegt (welche zu negieren mir gar nicht in den Sinn kommt), weil die bezüglichen Gesteine nach der Zonenlehre nur der tiefsten Zone angehören müßten (ganz nahe kommt ja schon der Granit als Liegendes zum Vorschein), überhaupt alles in diesen hochkrystallinen oder zumindest ihm sehr nahestehenden Zustand überführt worden sein. Dies namentlich deshalb, weil auch die derzeitigen Gneise wahrscheinlich aus Grauwacken hervorgegangen sein dürften; doch darüber mehr später. —

Ein anderer Erklärungsversuch für das Vorhandensein der Grau-

wacken von Přebislau könnte schließlich noch der sein, daß man diese als eine Einfaltung zu deuten versuchen wird. Möglich. Vor allem müssen wir jedoch fragen, wo liegt ein Beweis dafür vor und was sollte eigentlich diese Annahme erklären?

Meinem Dafürhalten nach könnte nämlich obige Annahme das Wesen der Sache gar nicht deuten. Daß der ganze Gesteinskomplex einst im tiefsten Horizonte seine jetzigen Eigentümlichkeiten hätte erlangt haben müssen, das wird man von den Anhängern des (chemischen) Dynamometamorphismus wahrscheinlich kaum leugnen. Deshalb muß in diesem Falle die Frage erlaubt sein: Warum sind die Grauwacken bei Přebislau unverändert geblieben, oder mit anderen Worten, was soll die Annahme einer Einfaltung beweisen, wo doch die unmittelbare Nachbarschaft der Grauwacken im direkten Gegensatze zu diesen schon sehr hoch krystallin ist? Man beachte in dieser Hinsicht auch die Sedimente, welche zwischen Přebislau und Ronov nachgewiesen wurden (cf. pag. 284).

Die Hypothese der dynamometamorphen Umwandlung kann also diese Erscheinungen überhaupt nicht erklären. Anders liegen dagegen die Verhältnisse, wenn wir annehmen, daß der derzeitige Zustand des als Grauwacken bezeichneten Gesteines nur die Folgeerscheinung eines ausgebliebenen oder eines nur partiell erfolgten Kontaktes zwischen dem erwiesenen jüngeren Zweiglimmergranite und den ursprünglichen Schiefem ist.

Vor allem könnte man nämlich annehmen, die unterirdische Verteilung der Granitmassen wäre daran schuld, daß ein Teil der ursprünglichen Sedimente unverändert geblieben oder nur teilweise umgewandelt wurde. Dies zumal deshalb, weil die Wirkungssphäre mancher Granite überhaupt und mancher anderer nur an gewissen Stellen tatsächlich nicht groß ist. Das Erscheinen des Zweiglimmergranites an der Oberfläche spräche zumindest nicht dagegen. In der Gegend, wo die in der Karte verzeichnete Grauwacke erscheint, tritt ja dieser wirklich auf der derzeitigen Oberfläche der Menge nach zurück. Man wolle indes nicht den Vorwurf erheben, daß ich hier ein Moment als beweiskräftig auffasse, wovon oben bei der Stellungnahme gegen die Geltung der Theorie vom Dynamometamorphismus für unser Gebiet nicht nur keine Rede war, sondern daß ich oben sogar das gerade Gegenteil davon behauptet hätte. Die Entfernungen (= Tiefen) dürfen nämlich bei beiden Theorien nicht mit demselben Maßstabe gemessen werden. Dieser wechselt ja noch bei ein und demselben Falle von Kontaktmetamorphose leicht und nicht unbedeutend.

Eine allbekannte und deshalb auch unanfechtbare, obschon unerklärte Tatsache ist es nämlich, daß manche Granite in ihren Kontakthöfen einzelne Glieder der Schieferhülle nicht umwandeln und daß lokal die Breite des Kontakthofes zumindest scheinbar sehr unbedeutend sein kann.

Ich verweise nur auf den Turmalingranit von Gottleuba¹⁾ (Sachsen) und seinen Kontakthof, betreffs dessen es behauptet wird,

¹⁾ R. Beck, Sekt. Berggießhübel (1899).

daß „auch die sonst immer für kontaktmetamorphische Beeinflussung so empfindlichen Phyllite“ „keinerlei Symptome einer Umwandlung“ zeigen, „obwohl nichts dazu zwingt, Verwerfungen anzunehmen, welche etwa eine ehemals vorhandene Kontaktzone innerhalb dieser Schiefer der Beobachtung hätten entrücken können“ (pag. 47.).

Im Anschlusse daran möchte ich gleich hier bemerken, daß man mit dieser Deutung auch über gewisse Schwierigkeiten, denen man später bei der Deutung der geologischen Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Iglau begegnen wird, hinwegkommt, während uns die Theorie vom Dynamometamorphismus auch dorten in zwei Fällen ganz im Stiche lassen dürfte.

Fassen wir das Ergebnis all' der Überlegung sub I—IV in einer nur eindeutigen Weise zusammen, so können wir also sagen: Die als Cordierit-, beziehungsweise als Biotitgneise (im allgemeinen) bezeichneten Gesteine haben nicht stets Eigentümlichkeiten besessen, wie sie selbe heute erkennen lassen. Sie sind zumindest zum größten Teile aus Sedimenten im Wege der Kontaktmetamorphose hervorgegangen. In einer Zone ist aus einem nicht erklärbaren Grunde die Umwandlung nicht erfolgt. Diese Zone ist jedoch mit den höchstmetamorphen Gebilden durch petrographische Bindeglieder verbunden, ohne daß dabei die sonst gewöhnlich beobachtete Reihe von verschiedenen Umwandlungsstadien wie Fleck-, Knoten-, Garbenschiefer etc. zur Ausbildung gelangt wäre. Vielleicht sind teilweise irgendwelche Verschiebungen in der Erdkruste schuld daran.

Daß in dem allgemein als sedimentogengedeuteten Schieferkomplexe auch Felsarten plutonischen Ursprunges vorkommen könnten, das scheint zumindest möglich zu sein. Die Trennung ist jedoch so gut wie unmöglich, denn sogar ein für derlei Zwecke sonst so erfolgreich anwendbares Mittel, wie es die chemische Analyse ist, kann uns im Stiche lassen, wie es an der Hand der mikroskopischen Verhältnisse des hellen Gneises von Jilem (pag. 224 lit. *d*) gezeigt wurde und wie wir dies noch später sehen werden. Das sicherste Mittel ist vielleicht die Beobachtung der strukturellen Verhältnisse. Ein allgemein geltendes „Rezept“ kann jedoch auch in dieser Hinsicht nicht angegeben werden. Es können ja selbst typische Kontaktstrukturen durch nachträgliche Zerdrückung und Zermalmung (vielleicht bei jenem Teile der Amphibolite, der keine Pflasterstruktur zeigt) wieder mehr oder weniger und mithin sicher auch ganz — verloren gehen.

Die nächste sich hier aufdrängende Frage ist nun wohl die nach der Natur des ursprünglichen, der Umwandlung anheimgefallenen Gesteinsmaterials.

Bei Chotěboř, Humpolec und noch an anderen Orten hatten wir Gelegenheit mehr oder weniger reine Kalke kennen zu lernen. Zumeist lagen jedoch aus dieser Gesteinsgruppe im Bereiche unseres Kartenblattes Felsarten vor, die man mit Rücksicht auf den reichlichen

Gehalt an calciumführenden Silikaten allgemein als Kalksilikatgesteine bezeichnen muß. Diese letzteren stehen lokal in innigster Verbindung und in Wechselbeziehungen (cf. pag. 256.) mit manchen Amphiboliten. Dies und die mikroskopisch erkannte Struktur der letzteren läßt nun den Schluß erlaubt erscheinen, daß zumindest ein Teil der Amphibolite gleichen, also auch sedimentogenen oder zumindest zum Teile ähnlichen, das heißt, tuffoiden Ursprunges sein könnte (cf. auch oben pag. 324).

Daraus und aus der Natur der verschiedenen Amphibolite (cf. pag. 255) ergibt sich von selbst eine kontinuierliche Reihe von den relativ reinen Kalken zu den silikatärmsten Kalken und dann von diesen durch die eigentlichen Kalksilikatfelse bis zu den dunklen, noch immer Calcium daneben jedoch auch viel *Si*, *Fe* und *Mg* führenden Amphiboliten.

Ein Teil der ursprünglichen Sedimente dürfte mithin relativ beliebig als Kalkstein, beziehungsweise unreiner, also mergeliger Kalk, kalkiger Mergel oder als eisenschüssiger, kalkiger Mergel, vielleicht auch als eine Art Tuffbildung, gedeutet werden können. Dafür spräche obige Überlegung und die chemische Natur der in diesen Gesteinen auftretenden Minerale.

Um allen Mißdeutungen den Boden zu entziehen, bemerke ich jedoch hier nochmals, daß nicht alle Amphibolite in diese Gruppe von Gesteinen gehören müssen. Einzelne davon, das heißt eine andere Gruppe könnte auch eruptiven Ursprunges sein.

Manche Amphibolite und Kalksilikatgesteine sind eigentlich recht arm an gefärbten Elementen und führen dagegen mitunter viel Quarz, so daß man selbe mit Fug und Recht als (sehr) unreine Quarzite deuten könnte (cf. pag. 260 lit. f).

Obige Reihe bekommt also mithin durch die unreinen Quarzite eine Ergänzung. Da nun weiter auch Quarzite in unserem Aufnahmegebiete auftreten, deshalb schließen sich an die unreinen Quarzite unmittelbar die eigentlichen Quarzite (cf. pag. 302 ff) und an diese in mancher Beziehung gewisse graphitische, beziehungsweise graphitführende Schiefer (pag. 298 ff.) an.

Von dem reinen Quarzite von Druhanow (cf. pag. 303) wurde gesagt, daß er durch Aufnahme von Biotit in eine Art Biotitgneis übergeht und dann in typischer Ausbildung zwar sehr leicht, nicht aber in der Form der Übergänge davon geschieden werden kann. Ebenso besteht eine unverkennbare Verwandtschaft zwischen den graphitischen Felsarten und den benachbarten Gneisen.

Der Biotitgneis kann schließlich in variablen, zumeist gar nicht kontrollierbaren Mengen, wie wir (pag. 215—236) sahen, Cordierit aufnehmen und zuerst zur Ausbildung eines Gneises führen, in welchem der Cordierit nur auf mikroskopischem Wege, in den Cordieritgneisen im engeren Sinne des Wortes aber auch mit dem freien Auge erkannt werden kann. Auf ein lokales Verhältnis dieses Gesteines zu einem Quarzite wurde oben (pag. 302, zweiter Absatz von unten) hingewiesen.

Bis auf die verschiedenen Gneise ergäben sich hiermit auf Grund der im vorausgehenden angeführten tatsächlichen Beobachtungen Konklusionen, die Fingerzeige für die Beurteilung der Natur der ursprünglichen Sedimente abgeben dürften.

Bezüglich der auch kartographisch ausgeschiedenen Cordieritgneise weist der massenhaft vorhandene Cordierit auf die Abstammung dieser Felsart von einem unbedingt und zumindest relativ an Tonerde sehr reichen, ursprünglichen Substrat. Wie allgemein in anderen derartigen Fällen, so dürften wir deshalb auch hier auf Grund dieses Umstandes allein den Cordieritgneis von einem Tonschiefer oder einem dementsprechenden Phyllit ableiten.

Für eine derartige Deutung spricht auch die von Herrn F. C. Eichleiter ausgeführte Analyse einer Probe des besagten Gesteines aus der Gegend von Humpolec.

In der nachstehenden Analysentabelle sind die Werte, welche sich auf unser Gestein beziehen sub I angeführt. Die Analysen sub II bis VI zitiere ich nur des Vergleiches halber.

	I	II	III	IV	V	VI
Si O ₂ .	72·80	74·13	71·96	70·20 + T ₃ O ₂ 0·72	73·96	72·46
Al ₂ O ₃	12·80	11·20	13·28	14·14	14·14	10·59
Fe ₂ O ₃ . . .	2·06	3·56	1·16	—	—	1·77
Fe O .	2·56	—	3·25	6·84	4·19	—
Cu O .	1·55	Sp.	1·71	2·03	3·04	0·60
Mg O .	1·40	0·91	1·17	0·80	1·69	0·61
K ₂ O .	2·42	2·68	2·22	2·98	1·73	3·20
Na ₂ O .	2·34	2·25	3·82	0·91	2·93	1·29
Glühverlust . . .	1·70	—	0·69	—	1·80	—
H ₂ O .	—	1·87	—	1·67	—	2·69 + CaCO ₃ 6·08
Summe	99·63	100·93	99·26	100·19	102·98	99·24

I. Cordieritgneis von Wilhelmsv bei Humpolec.

II. Phyllit von Unter-Haarteigen. Hardangervidde, Norwegen.
(Mit 4·33 Kohle [nach Rosenbusch, Elemente, I. Aufl., pag. 433, Nr. 15].)

III. Feinkörniger Glimmergneis, quarzreich, Unterer Gelbach bei Oberwolfach, Schwarzwald. Zum Rengneis der geologischen Karte des Großherzogtums Baden gehörend. (Ibidem, pag. 471, Analyse Nr. 6.)

IV. Glimmergneis, sogenannter Lengfelder Gneis. (Ibidem, Analyse Nr. 1.)

V. Glimmergneis, sogenannter Glimmertrapp. (Ibidem, Analyse Nr. 2.)

VI. Grödener Sandstein. (Ibidem, pag. 391, Analyse Nr. 4.)

Analysendiskussion. Der mikroskopisch nachweisbare hohe Quarzgehalt äußert sich in der Analyse durch eine sehr bedeutende $Si O_2$ -Menge. Mit Bezug auf diese ist die Menge der Tonerde zwar nicht sehr groß. Vergleicht man jedoch letztere mit der Summe der Alkalien (4.76) oder mit der Summe der Magnesia und des $Ca O$ (2.95), dann sieht man dagegen bald, daß das chemische Bild des Gesteines fast ganz dasjenige von typischen Sedimenten phyllitischer Natur ist, denen es auch in speziellen Fällen ganz gleichkommt (cf. Analysen II—V).

Speziell der hohe $Si O_2$ -Gehalt weist sehr deutlich auf den früher betonten engen Zusammenhang dieser Gneise mit dem ihnen interpolierten Quarzite hin. Strenge genommen braucht doch nur die Menge des Eisens etwas stärker abzunehmen, $Mg O$ ist ohnedies nicht sehr viel da und man erhält recht bald das Bild von der chemischen Zusammensetzung, welches etwa ein Quarzit, der noch etwas Feldspat und Spuren von Biotit führt, was ja bei unserem Gesteine pag. 303 eben der Fall ist.

In dieser Hinsicht ist übrigens sehr instruktiv der Vergleich der Analyse unseres Gesteines mit den Analysenresultaten sub VI, die uns das chemische Bild einer Grödener Sandsteinprobe vor Augen führen sollen.

Spricht schon die chemische Analyse und die massenhafte Cordieritführung an und für sich für die Ansicht, daß der Cordieritgneis sedimentogenen Ursprunges und wahrscheinlich aus einem Phyllit oder Tonschiefer hervorgegangen sein mag, so bekommt diese Deutung eine nicht zu unterschätzende Stütze noch durch folgende interessante Beobachtung aus dem Gebiete des Kartenblattes Iglau, welche wir zwecks richtiger Beurteilung der Sachlage den späteren genaueren Schilderungen vorgreifend, schon hier erwähnen wollen.

Die Gneise treten aus dem Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod auch noch in den Bereich des südlich angrenzenden Blattes Iglau. Dies gilt mithin auch speziell für den Cordieritgneis, der, wie im Gebiete des erstgenannten Kartenblattes, so auch im Iglauer gleichsam ein Dach des Zweiglimmergranites bildet. Da also die Kontinuität der Schichten nicht gestört ist (obschon die Cordieritgneisdecke einmal recht schmal wird) und da überhaupt gar keine Gründe dafür vorliegen annehmen zu müssen, daß die Cordieritgneise in beiden angeführten, benachbarten Kartenblättern verschiedene Gebilde, beziehungsweise Schichtglieder der (allgemein) nordsüdlich streichenden Schichtenserie repräsentieren, deshalb identifiziere ich sie schon hier, und zwar in jeder Hinsicht.

Nun findet man mitten drinnen im Gebiete des Cordieritgneises, beziehungsweise des an Cordierit reichen Biotitgneises bei Willenz Tonschiefer.

Versucht man es, diese Beobachtung mit Hilfe irgendwelcher Hypothesen zugunsten der Theorie von der dynamometamorphen Umwandlung alter Sedimente in krystalline Schiefer zu umgehen, so stößt man zumindest auf ganz dieselben Schwierigkeiten, wie sie oben gelegentlich der Besprechung der Grauwackenzone von Přibislau angeführt werden. Deshalb, ferner weil auch in diesem Gebiete der Granit nachweisbar jünger als das Schieferdach und schließlich weil die Metamorphose der Schiefer aus den vorne angegebenen Gründen auch hier nur durch die Kontaktwirkung des Granites eine allseits plausible Erklärung findet, auf Grund all dessen nehme ich also an, daß der besagte Tonschiefer einen unverändert erhalten gebliebenen, also nicht kontaktmetamorphen Rest des ursprünglichen, sedimentogenen, schiefrigen Substrates repräsentiert¹⁾.

Hierin erblicke ich die erste Bestätigung der Richtigkeit der Auffassung, daß unsere Cordieritgneise aus einer phyllitischen, beziehungsweise tonschieferartigen oder zumindest dieser verwandten ursprünglichen Substanz hervorgegangen sein dürften.

Heute will ich es vorläufig noch als fraglich hinstellen, ob nicht auch meine Funde von Tonschiefern bei Zleber Chwalovic²⁾ im Gebiete des Kartenblattes Časlau und Chrudim in demselben Sinne Zeugenschaft ablegen werden. Diese Beobachtung wäre eventuell eine zweite Bestätigung unserer Deduktion.

Deuten wir in dieser Art die Genesis der Cordierit- und teilweise vielleicht auch mancher unserer Biotitgneise den Tatsachen entsprechend, so meine ich auch für das Phänomen der sogenannten „phyllitischen Fältelung“ (cf. pag. 194 und 299) sowie für die pag. 228 geschilderte Tatsache die natürlichste Erklärung gefunden zu haben. All diese Erscheinungen wären dann auf die lokale Ausbildung des ursprünglichen Substrates zurückführbar. Sie wären Relikttexturen.

Aus dem Vergleiche des Gesagten mit dem Zitate auf pag. 126 ergibt sich von selbst der Unterschied unserer Auffassung von der Deutung der Cordieritgneise seitens Dr. Fr. Katzers, der letztere als ursprünglich granitische Felsarten auffaßt.

Auf pag. 227 ff. wurde darauf aufmerksam gemacht, daß manche cordieritreiche, hornfelsartige Ausbildungen des Biotitgneises, die man eventuell auch in der Karte als hornfelsartige Cordieritgneise ausscheiden könnte, aufs Haar mit gewissen Handstücken und Vergleichspräparaten, die mir von dem Hornfelsgranulit aus der Gegend von Bobrau (vom Valiberge) aus dem Aufnahmegebiete des Herrn Prof. Franz E. Suess vorlagen, übereinstimmen.

Es ist nun gewiß sehr erfreulich, daß für gleiche Gesteine aus den beiden zumindest teilweise ohnedies gleichen und benachbarten Gebieten vom genannten Forscher und von mir, obschon mit teilweise verschiedenen Mitteln dieselbe ursprüngliche Natur

¹⁾ cf. die Angabe über den unveränderten Phyllit am Turmalingranite von Gottleuba auf pag. 331.

²⁾ Hinterlechner, „Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Ždírec-Licoměřic. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 408 ff.

der derzeitigen so hochkrystallinen Schiefer abgeleitet werden konnte, denn bekanntlich leitet ja auch Franz E. Suess die angeführten Gesteine von Phylliten ab. Dies wäre eventuell eine dritte Bestätigung unserer Ableitung.

Fassen wir nun die Biotitgneise (mit mäßigem oder ohne jeden Cordieritgehalt) ins Auge.

Bereits im zweiten Teile dieser Abhandlung wurde darauf verwiesen, daß die Abgrenzung der beiden Gruppen: Cordieritgneis und Biotitgneis (im allgemeinen) eine sehr schwierige ist, und der denkende Leser wird wohl auch schon gemerkt haben, daß die Scheidung eigentlich eine künstliche war, denn im Wesen beruht sie ja eigentlich zumeist auf der in einem Falle im Felde, also mit freiem Auge beobachteten oder andererseits nichtbeobachteten Cordieritführung, welche erstere eben wegen des allgemein größeren Kornes dieses Gesteines deutlich zum Ausdrucke kommt, sowie auf der verschieden deutlich schiefrigen Textur beider Felsarten, weshalb in den charakteristischen Ausbildungen mit Recht eine kartographische Scheidung beider Gesteine erfolgte.

Im Verlaufe der nachstehenden Diskussion dürfen wir also deshalb auch keinen Augenblick die Tatsache außer acht lassen, daß zwischen den genannten beiden Gruppen alle möglichen Übergänge existieren und daß fast in jedem Biotitgneise auch irgendwelche Cordieritspuren auffindbar sein dürften.

Daraus folgt vor allen, daß auch die Biotitgneise, vermutlich besonders die cordieritreichen Varietäten, wenigstens teilweise aus Phylliten oder den ihnen verwandten Sedimenten hervorgegangen sein mögen.

Ganz allgemein muß jedoch dies nicht gelten.

Cordieritreiche Gesteine können wir uns theoretisch in der Weise aus ursprünglichen Sedimenten entstanden denken, daß wir annehmen, letztere besäßen mit Bezug auf die obwaltenden physikalischen Verhältnisse und ihren Alkaliengehalt sowie auch mit Rücksicht auf ihre Führung von zweiwertigen Metallen, mit Ausschluß des Magnesiums, — also relativ — zuviel Al_2O_3 und auch zuviel SiO_2 , das heißt wir dürfen uns denken, daß bei der Überführung eines Tonschiefers oder Phyllites in gneisartigen Zustand (durch welche Kräfte immer ein Teil der Al_2O_3 und SiO_2 außer MgO keine oder zumindest keine den eben obwaltenden physikalischen Verhältnissen entsprechenden Mengen von Alkalien oder Kalk, beziehungsweise Eisen vorfinden, um irgendwelche andere Verbindungen zu liefern, als es eben der Cordierit ist.

Wenn deshalb umgekehrt irgendwo für die bei einer jeweiligen Gesteinsmetamorphose obwaltenden physikalischen Verhältnisse (relativ) viel Alkalien vorkommen, so muß, beziehungsweise kann es vielleicht gar nicht zur Ausbildung von viel Cordierit kommen.

Nun wissen wir auf Grund des mikroskopischen Studiums ganz sicher, daß unsere Biotitgneise oft relativ, manchmal sogar auch absolut viel Orthoklas, beziehungsweise im grauen Zweiglimmergneise Muskovit (cf. pag. 224 ff. oder pag. 273) enthalten und mit-

hin auch relativ, beziehungsweise absolut viel Kali oder allgemein viel Alkalien führen müssen.

Dies kann deshalb als ein Erklärungsgrund dafür angesehen werden, weshalb im Biotitgneise der Cordierit gar nicht, ganz untergeordnet oder weshalb davon relativ weniger vorkommt als im Cordieritgneise.

Wollen wir also die Natur des ursprünglichen Sedimentes im Biotitgneise wieder erkennen, dann müssen wir vor allem aus demselben Grunde (Feldspat- und Muskovitführung) damit rechnen, daß das ursprüngliche Gestein jedenfalls mehr Alkalien enthalten haben mag als die früher angenommenen Phyllite, aus denen die Cordieritgneise entstanden sein sollen.

Die größere Menge an Alkalien kann natürlich zumindest in zweierlei Weise dem Phyllite beigemischt gewesen sein: 1. in Form recht feiner Feldspatkörner, wie alle übrigen Phyllitelemente, oder 2. in Gestalt von gröberen Bruchstücken oder Geröllen von Feldspäten.

Im ersteren Falle hätte man es mit einem alkalireichen Phyllit, im letzteren mit einem grauackentartigen Sedimente oder mit einer Zwischenform zwischen beiden zu tun.

Was an den einzelnen Stellen einst vorgelegen und später metamorphosiert worden sein mag, ist klarerweise im speziellen Falle unmöglich zu sagen. Sicher ist es jedoch, wie oben pag. 328 gezeigt wurde, daß in der Gegend bei Chotěboř usw. die Biotitgneise Feldspatgerölle führen, dann, daß die Zone der Přibislauer Grauacke durch Übergänge mit dem Biotitgneise verbunden ist, und schließlich auch, daß in dieser Grauacke selbst Feldspatgerölle vorkommen. Ein Blick auf die Tafel VII belehrt uns darüber am besten. Diese Tatsachen legen nun zumindest scheinbar dafür Zeugnis ab, daß in diesem Distrikte der Biotitgneis mutmaßlich aus einer Grauacke hervorgegangen sein könnte.

Unsere theoretischen Betrachtungen bekämen in diesem Falle durch die allgemein möglichen Beobachtungen und demnach durch Tatsachen eine höchst erfreuliche Bestätigung infolge der noch derzeitigen Existenz von derartigen Gesteinen im Bereiche des Biotitgneises selbst.

Zu der oben pag. 333 angeführten Deutung der Einlagerungen in dem Gneise können wir mithin an dieser Stelle die weitere Schlußfolgerung hinzufügen, daß die als Cordierit- und Biotitgneise aufgefaßten Felsarten vermutlich teils aus Phylliten, teils aus Grauackent, beziehungsweise aus phyllitähnlichen Grauackent hervorgegangen sein dürften.

Wie früher bei den Cordieritgneisen, beziehungsweise den Phylliten, so finden wir auch für die Wechselbeziehungen zwischen den Biotitgneisen und den Grauackent erfreuliche Bestätigungen im Gebiete des Kartenblattes Iglau.

Wir werden gelegentlich der Schilderung der geologischen Verhältnisse im Gebiete dieses Blattes sehen, daß zwischen Iglau und Wiese Grauackent vorkommen, deren theoretische direkte Fort-

setzung im Terrain auch dort (zumindest scheinbar) als Biotitgneis zu deuten sein wird.

Die beobachtete mineralogische Zusammensetzung, die Struktur sowie auch die Übergänge zu normalen Biotitgneisen (mit oder ohne Cordierit) machen es erklärlich, weshalb dem Biotitgneis auch die als granulitartige, heller Biotitgneis (cf. pag. 210, 224*d*, 234*t*) bezeichnete Felsart beigezählt und als nur teilweise davon abweichende Abart desselben aufgefaßt wurde.

Im nachstehenden mögen nun noch einige Worte über den Quarzsillimanitknauern führenden Horizont des Biotitgneises Platz finden. Aus diesem wurden nämlich (pag. 238—248) gewisse linsenförmige Körper beschrieben, die in dieser Diskussion unmöglich übergangen werden können und dürfen.

Das Gestein mit den Quarzsillimanitknauern zeigt bekanntlich überall als wesentliche Gemengteile Quarz und Orthoklas, lokal tritt auch in größerer Menge ein recht saurer Plagioklas auf. Biotit kann sehr viel, allein auch sehr wenig vorkommen. Speziell Ausbildungen mit wenig Biotit (Chrast) sehen mit Rücksicht auf die manchmal recht mangelhaft ausgebildete Paralleltexur und den vielen Feldspat wie granitisch aus. Die Ansicht, daß man es hier mit Graniten zu tun hätte, wird übrigens von der Analyse pag. 240 nicht unbedeutend gestützt. Dies namentlich deshalb, weil man in der Umgebung von Deutschbrod eigentlich wirklich fast nirgends sicher ist, daß man durch einen zufällig irgendwo angelegten Steinbruch nicht auf einen Granit stoßen könnte. Dessenungeachtet meine ich jedoch, daß die in Rede stehende Felsart aus folgenden Gründen kein Granit ist.

Vor allem muß darauf verwiesen werden, daß die Knollen eigentlich in zwei ziemlich verschieden aussehenden Gesteinen auftreten. Trotz der Lagerungsverhältnisse kann man deshalb zumindest nur sehr schwer annehmen, die beiden Gesteine wären nur aus einem, und zwar ursprünglich magmatischen Stoffe hervorgegangen. Auch scheint mir mit Rücksicht auf die ganz verschiedene Gesteinsausbildung die Annahme, daß dieser Stoff mit dem Zweiglimmergranite im Zusammenhange stünde, gewagt. — Weiters muß jedoch auch schon jetzt auf die Tatsache hingewiesen werden, daß dieses knauernführende Gestein, wenn nicht alle Anzeichen trügen, einem ganz bestimmten Horizont angehört. Dafür sprechen deutlich meine Beobachtungen neuesten Datums aus dem Gebiete des Kartenblattes „Časlau-Chrudim“. Meine Erfahrungen aus dem Gebiete des Kartenblattes „Iglau“ dürften aber zumindest nicht gegen eine derartige Auffassung anführbar sein. Die Annahme eines eruptiven Lagers, eines derartigen Ganges oder von etwas ähnlichem, was im Gebiete von drei Kartenblättern in einem bestimmten Horizonte aufträte, ist dagegen nur dann glaubhaft, wenn eine derartige Erscheinung (wie Pfahlbildung) ganz sicher nachweisbar ist. Im übrigen spricht gegen eine solche These der mikroskopische Befund.

Wir sahen früher (pag. 239), daß sich das Gestein durch

typische Pflaster-, beziehungsweise Siebstruktur auszeichnet. Beide diese Erscheinungen werden allgemein als Kontaktstrukturen gedeutet und nicht zum geringsten Teile deshalb haben wir eben auch den Cordierit- und den Biotitgneis als Kontaktprodukte aufgefaßt. Ist nun die Interpretation der Pflaster- und Siebstruktur als Kontaktstruktur im allgemeinen so wie speziell bei den Cordierit- und Biotitgneisen unseres Gebietes gestattet, in dem Falle könnte man es nicht bereifen, weshalb dies bei dem Quarzsillimanitknauern führenden Gesteine nicht zutreffen sollte.

Was wir im ganzen übrigen Aufnahmegebiete als allgemein geltendes Gesetz aufgefaßt haben, das können wir doch in diesem speziellen Falle unmöglich verleugnen und als nicht berechtigt erklären.

Obige Inkonsequenz wäre namentlich deshalb nicht gestattet, weil biotitreichere Abarten dieses allgemein Quarzsillimanitknauern führenden Gesteines ohnedies in jeder Hinsicht den knauernfreien Biotit- und manchen Cordieritgneisen gleich sind, falls man die letzteren mit solchen (kleineren) Partien der knauernführenden Gesteine vergleicht, die lokal und zufällig knauernfrei sind.

Die große Menge der Alkalien muß dabei durchaus nicht befremden, denn alkalireiche Feldspäte wurden ja manchmal auch in den Cordierit-, beziehungsweise Biotitgneisen in ziemlich beträchtlichen Mengen sicher nachgewiesen. Diesbezüglich verweise ich kurz auf das biotitarmer Gestein von Jilem (pag. 224 ff.) und auf die Resultate der mikroskopischen Studien überhaupt.

Schließlich können wir jedoch an dieser Stelle noch auf die Tatsache hinweisen, daß ja auch in anderen, als Paragneisgebiete aufgefaßten Distrikten Gesteine vorkommen, die granitische Analysenresultate ¹⁾ liefern.

Hat man neben den sonst oben berücksichtigten Momenten speziell die Pflasterstruktur als Folgeerscheinung der kontaktmetamorphosierenden Einwirkung des Zweiglimmergranites zugegeben und hat man dann daraus die sedimentäre Natur der die Quarzsillimanitknauern beherbergenden Gesteinsmasse abgeleitet, so wird es weiterhin nicht mehr so schwer fallen, im allgemeinen die Natur der nun zu besprechenden Knauern selbst zu deuten. Da die Auffassung im speziellen eine geteilte sein könnte, beabsichtige ich, wie dies auch sonst in der vorliegenden Arbeit geschah, die diversen Deutungen in Diskussionsform zu bieten, denn es ist ja die Möglichkeit vorhanden, daß erst die Neuaufnahme irgendeines der noch nicht kartierten Nachbarblätter in die Sache in diesem oder in jenem Sinne definitiv Licht bringen könnte.

Ist die Pseudogrundmasse, so nenne ich die Masse, in der die

¹⁾ Die Berücksichtigung der Strukturform zeigt uns übrigens in diesem speziellen Falle auch, wie verfehlt es wäre, auf Grund einer chemischen Analyse allein, beziehungsweise auf Grund des Eindrucks, den man bei der Betrachtung des Gesteines mit freiem Auge gewinnt, eine Diagnose zu stellen.

Linsen eingebettet liegen, sedimentären Ursprunges, so könnte man im allgemeinen annehmen, die Knauern wären:

a) so entstanden wie etwa ein Granat der Pseudogrundmasse, das heißt also, wie irgendein beliebiges Mineralkorn;

b) man könnte annehmen, sie wären Konkretionen und

c) könnten sie auf analoge oder gleiche Weise wie die Pseudogrundmasse entstandene Gebilde (also Kontaktprodukte) repräsentieren. In diese Gruppe der Deutungen gehört auch die Auffassung, nach der die Knauern Geschiebe wären. —

a. Gegen die Annahme, die Knauern wären auf gleiche Weise entstanden wie irgendein anderes Mineralkorn, kann man die Tatsache anführen, daß die Knauern Gemenge repräsentieren und daß sie ebendeshalb, weil sie schiefrige Gemenge sind, eine anders, obschon auch gesetzmäßig gebaute Substanz vorstellen als es Individuen sind.

Mir wenigstens ist kein hier anwendbares Gesetz bekannt, welches sowohl die Bildung von Individuen und derartiger Gemenge gleichzeitig erklären könnte. Für die sub a angeführte Ansicht scheint mir übrigens gar nichts zu sprechen.

b. Für die konkretionäre Natur der Knauern spricht vielleicht ihre Form, dagegen aber folgende Überlegung, die übrigens zum Teile auch gegen die Ansicht sub a angeführt werden kann.

Die Knauern sind schiefrig struiert.

Die Schieferung in den Knauern ist Gesetz. Ferner ist auch die Lage der Knauern selbst sowie der Schieferungsebene in denselben gesetzmäßig, und zwar dies sowohl mit Bezug auf den Vergleich der einzelnen Knauern untereinander als auch dieser und der Pseudogrundmasse.

Nun kann aber von einer Schieferung, die gleichsam „in statu nascendi“ der Knauern entstanden wäre, sowie von einer Orientierung von Konkretionen wegen des Wesens einer Konkretion nicht gut die Rede sein.

Daraus folgt indirekt, daß die Knauern, falls sie Konkretionen wären, zumindest später und durch seitlichen Druck hätten schiefrig werden müssen. Und nun besehen wir uns diese Annahme etwas genauer.

Der für die Erzeugung der schiefrigen Struktur in einer Konkretion notwendig erachtete Druck müßte unbedingt zur selben Zeit gewirkt haben, als das einschließende Gestein schiefrig wurde, oder es müßte eine später, jedoch zumindest in demselben Sinne wirkend gewesene Kraft dieselbe Folgeerscheinung verursacht haben, denn jede Konkretion ist ja jünger als die Substanz des einschließenden Gesteines. Im Falle, daß man diese Auffassung als den Tatsachen entsprechend deuten wollte, müßte man fragen: Wie soll man sich die Schieferungen in jenen Fällen entstanden denken, wo sie, wie pag. 247 gesagt wurde, einen Winkel untereinander einschließen? — Man beachte diesbezüglich auch das Bild 6 auf Taf. V.

Soll denn ein und dieselbe Kraft oder zwei, allein in gleicher Richtung wirkende Kräfte Schieferungsflächen erzeugen können, die lokal, aber nebeneinander — und das ist die Hauptsache daran — verschiedene Lagen aufweisen sollten?

Wir sehen also, daß auch die Annahme einer konkretionären Natur der Knauern nicht einwandfrei ist, beziehungsweise daß man diese Erscheinung unter diesem Gesichtswinkel an der Hand der Theorie vom Dynamometamorphismus nicht zu deuten in der Lage ist.

Wenden wir uns also der Besprechung der sub *c* ins Auge gefaßten Möglichkeiten zu.

Nehmen wir an, daß die Knauern sowie die selbe einschließende Gesteinssubstanz sedimentärer Natur ist und ferner, daß diese beide auch Kontaktprodukte repräsentieren. In diesem Falle können wir die Knauern in zweifacher Weise deuten.

α) Die Knauern könnten vielleicht Geschiebe eines ursprünglich quarzitisches Gesteines sein, das etwas Tonerde (? kaoliuisierten Feldspat) führte, so daß durch die kontaktmetamorphosierende Einwirkung des Granites allein der Sillimanit und etwas Biotit und die sonstigen Mineralspuren entstanden wären. Dem Drucke fele in diesem Falle keine oder zumindest keine Minerale neuschaffende Kraft zu.

Für diese Auffassung spricht in ganz besonderer Weise bis auf eine Ausnahme ¹⁾, die ich bei einem Besuche der Stelle bei Chrast im Jahre 1906 beobachtete, die Form, dann die stets schiefrige Struktur, die Natur der Substanz und die gesetzmäßige Anordnung im einschließenden Gesteine.

Dagegen wird man jedoch, ganz abgesehen von obiger einer Ausnahme, vielleicht folgendes einwenden. 1. In diesen uralten, weil hochkrystallinen Gesteinen können keine Schotter mehr erhalten geblieben sein, denn die Gesteine haben schon zu viele oder zumindest zu tiefgreifende Umwandlungen ihrer Substanz erlitten. Als scheinbare Stütze dieser Ansicht wird man 2. die Tatsache anführen, daß neben dem fraglichen quarzitisches Schotter keine anderweitigen Geschiebe und Gerölle zu finden sind, obwohl die Schotter zumeist, wenn auch nicht absolut überall und immer eine verschiedene Natur ihrer Elemente zu verraten pflegen.

Ferner wird man 3. als Einwendung die Frage aufwerfen, wie man sich die Tatsache erklären soll, daß in den erwähnten Ausnahmefällen die Schieferungsebenen der Knauern und der einschließenden Substanz einen Winkel miteinander einschließen, beziehungsweise 4. wie an einem linsenförmigen Geschiebe eine ast- oder zapfenförmige Fortsetzung hätte erhalten bleiben können, beziehungsweise schließlich 5. wird man fragen, warum liegen denn auch die fast runden Knauern (Taf. IV, Fig. 2) so geordnet, daß die Schieferungsebene der Linsen untereinander sowie mit jener des einschließenden Gesteines zusammenfällt?

Alle vorgebrachten Einwendungen sind jedoch mit Ausschluß der fünften selbst, das heißt, entweder an und für sich oder mit Bezug auf unseren Gegenstand nicht einwandfrei.

Die erste der ins Feld geführten Einwendungen ist eine, ich möchte

¹⁾ Es war ein längliches, unregelmäßiges, nicht linsenförmiges Gebilde das eine Art ast- oder zapfenförmige Fortsetzung einer Linse zu bilden schien.

sagen, geologisch-dogmatische Behauptung, die für unser Gebiet¹⁾ bis heute noch absolut durch gar nichts bewiesen ist. Im Gegenteil! Wir haben im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod ganz unerwartet Grauwacken nachgewiesen, gleiche Gebilde wurden (späteren Publikationen vorgreifend) aus dem Gebiete des Kartenblattes Iglau angeführt und in letzterem fand man auch tonschieferartige Phyllite. Zudem muß es übrigens an dieser Stelle auch erlaubt sein, nochmals auf die Feldspatgerölle aus makroskopisch ganz unanfechtbaren Gneisen (cf. Taf. VI, Bild 2—6) hinzuweisen.

Bedenken wir ferner, daß unsere Gneise ein, wie schon mehrmals gesagt wurde, mehr oder weniger gleich östlich einfallendes Schichtpaket darstellten, so müssen wir, objektiv urteilend, gewiß zugeben, daß in einer derartigen Schichtserie doch die verschiedenalterigsten, also mithin auch nicht absolut sehr alte neben derartigen Bildungen vorkommen können.

Um jedoch allen Mißverständnissen vorzubeugen, erkläre ich bei dieser Gelegenheit bezüglich der Altersfrage unserer Schiefer, daß ich diese durchgehends als Gebilde von unbestimmbarem Alter auffasse. Mehr folgt darüber unten.

Ad 2. Betreffs der Meinung, daß die Linsen deshalb keine Schotterreste repräsentieren könnten, weil nicht Geschiebe und Gerölle von Gesteinen verschiedener Natur vorliegen, mag folgendes bemerkt werden. Wir haben gesehen, daß die besagten Schiefer aller Wahrscheinlichkeit nach Kontaktprodukte sind, sie sind also umgewandelte Gebilde. Wie das ursprüngliche Gestein, so können aber auch die diesem eventuell verwandten Schotter umgewandelt, das heißt, gleichsam vom einschließenden Gesteine assimiliert worden sein, während die quarzitischen, weil dieser Masse fremden Gebilde als polare Gegensätze noch erhalten blieben — wenn überhaupt überall verschiedener Schotter vorhanden sein müßte.

Ad 3. Wollte man die Tatsache, daß die Schieferungsebenen einzelner Linsen einerseits und des einschließenden Gesteines andererseits miteinander einen Winkel einschließen, als Beweis gegen die Schotternatur der Linsen anführen, so können wir kurz darauf verweisen, daß auch in den derzeitigen Gewässern die Schieferungsebenen der Gerölle und Geschiebe nicht absolut mit der Schichtung des eben in Bildung begriffenen Sedimentes zusammenfallen.

Im Gegensatze dazu wäre die sub 5 aufgeworfene Frage viel berechtigter: Warum fallen die Schieferungsebenen der mehr oder weniger runden, also nicht linsenförmigen Knauern (cf. Bild 2, Tafel IV) stets in dieselbe Ebene, und zwar ebenso untereinander wie mit Bezug auf das einschließende Gestein? Wenn man es nämlich in

¹⁾ Die benachbarten Gebiete beweisen für unseren Fall absolut nichts, denn erstens wissen wir ja noch gar nicht, was die Spezialaufnahme dort zutage fördern wird, und schließlich sind die Untersuchungsergebnisse anderer Gebiete aus noch zu besprechenden Gründen für uns ohnedies nicht bindend.

diesem speziellen Falle mit wirklichen Geröllen zu tun hätte, so müßte doch eben dies vielleicht nicht Regel sein!

Dieser Gedanke und die Beobachtung jener zapfenförmigen Fortsetzung einer Quarzsillimanitlinse, wie ich sie oben sub 4 erwähnte, sind auch die gewichtigsten Gründe, die gegen die Gerölle, beziehungsweise Geschiebenatur der Knauern zu sprechen scheinen und die eventuell in der unten sub β anzuführenden Auffassung ihre theoretische Begründung finden dürften.

Bevor wir jedoch zur Besprechung dieser Möglichkeit übergehen, möge nur noch folgende Bemerkung hier Raum finden.

Dem Drucke wird von den Verfechtern der Theorie vom Dynamometamorphismus bei der Erklärung der Bildungsweise der krystallinen Schiefer eine sehr große Bedeutung beigelegt. Der seitliche Druck könne, wie dies teilweise niemand leugnen kann, Gesteine „umprägen“ und jede Kraft erzeuge stets eine, allein wenn ich die verschiedenen Autoren, die sich damit beschäftigten, recht verstehe, auch nur eine Schieferungsebene.

Unter diesem Gesichtswinkel betrachtet, blieb es mir nun unverständlich, warum die Knauern nicht überall die Schieferungsebene derselben Richtung im einschließenden Gesteine parallel zeigen. Jeder Anhänger der Drucktheorie wird nämlich zugeben, daß zumindest die Knauern, deren Schieferungsebene jener der Pseudogrundmasse nicht parallel sind, früher schiefrig wurden, als das einschließende Gestein seine Schieferung erlangt hat. Daraus resultiert mithin für die Dynamometamorphiker von selbst die Annahme zweier zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Richtungen wirksam gewesenen Kräfte.

Man wende mir ja nicht ein, auf Grund der Lagerung der Sillimanitgebilde kann von keiner Schieferung gesprochen werden, denn in diesem Falle müßte ich kurz auf den Biotit hinweisen der im Bilde 2, Tafel IV, durch die dunklen Punkte dargestellt erscheint und der stets an und für sich auch deutlich genug (zumindest im Mikroskope) für eine Schiefrigkeit der Knollen in jenem Sinne spricht, wie es der Sillimanit zeigt!

Was wäre also unter Berücksichtigung obiger Momente ein naturnotwendigeres Petitum der Theorie von Dynamometamorphismus als die Forderung, daß alle Knauern die Schieferungsebene derselben Ebene, und zwar jener im einschließenden Gesteine parallel haben müßten, denn es ist ja klar, daß die zweite, das heißt jene Kraft, die das einschließende Gestein, also die Hauptmasse angeblich umwandelte, bedeutend größer gewesen sein muß als die zeitlich erste, die nur die Schieferung in den absolut wie relativ so kleinen Knollen hervorgerufen haben sollte. Dies namentlich dann, wenn man annehmen wollte, das Gestein wäre in der sogenannten „tiefsten Zone“, in der sich die Druckwirkung in chemischer Richtung äußert (Grubenmann, pag. 60), zur jetzigen Ausbildung gelangt.

Wendet man also die Lehren vom Dynamometamorphismus in unserem Falle an, so sehen wir, daß man auf Widersprüche oder zumindest auf unerklärbare Phänomene stößt.

Dem könnte vielleicht folgender Erklärungsversuch abhelfen.

β) Das die Knauern einschließende Gestein wurde als ein kontakt-metamorphes, im allgemeinen alkalireiches Gebilde aufgefaßt, welches ursprünglich ein ziemlich feinkörniges Sediment und mithin mehr oder weniger geschichtet gewesen sein mag.

Eine speziell den Sedimenten zukommende Eigentümlichkeit ist es nun, daß diese von Stelle zu Stelle sowohl strukturell als auch chemisch ganz gesetzlos verschieden beschaffen sein können.

So ist es zum Beispiel möglich in lockeren, erst in Bildung begriffenen, sandigen Sedimenten relativ so wie absolut tonerdereichere, sandkörnerführende, mehr oder weniger kugelförmige Knollen zu finden¹⁾, die gleichzeitig mit dem Sedimente entstehen.

Ein anderes Analogon könnten vielleicht die sogenannten Tongallen in Sandsteinen abgeben, bezüglich derer ich Joh. Walther²⁾ anführen will.

„Fast alle Vertiefungen im Sandmeer, die langgestreckten, talähnlichen Schori der Turkmenen, ebenso wie die breiten Flächen der Takyrböden sind mit einer Tonschicht überzogen, die, hart wie eine Tenne und in der Regel von Trockenrissen polygonal durchschnitten, ein völlig horizontales Parkett bildet. Ist die Tonschicht nur 1—2 cm mächtig, dann krümmen sich die eintrocknenden Platten wie Hobelspäne zusammen und werden leicht ein Spiel des Windes, der sie zwischen den Sanddünen dahintreibt und in den Sand einbettet. Wird dann im Winter der Sand feucht, dann sinkt die Tonrolle erweicht zusammen und erscheint als breitgedrückte Tongalle dem Sande eingeschaltet.“

Wer von uns hat übrigens an heißen Sommertagen nach einem Regen noch nie folgendes analoges Verhältnis auf flachen Feldwegen in lehmigen Gegenden gesehen? Das Wasser einer Pfütze verdunstet. Der Schlamm auf dem Boden derselben trocknet ein. Er bekommt unregelmäßige Sprünge. Die obersten Partien des trockenen Schlammes lösen sich vom Untergrunde ab. Sie krümmen sich etwas, also analog wie es Walther angibt. An der unteren Seite haftet daran vielleicht noch etwas Sand. Soll dieses Phänomen mit den von Walther angegebenen Begleiterscheinungen (Einbettung) in einem Dünengebiet unmöglich sein, wo die beiden Erscheinungen doch so verwandt sind, daß man sie beinahe identifizieren möchte?

Die Existenz derartiger Gebilde berechtigt uns nun zu der Annahme, daß auch die in Rede stehenden Knauern ursprünglich vielleicht substantiell gleiche oder analoge Gebilde gewesen seien. Nun ist es aber gewiß nicht unmöglich, daß derlei Knollen eine gewisse schichtenweise Verteilung von Ton und Sand, einen eventuell spurenhafte angedeuteten Schalenbau einst besessen hätten. Daraus folgt also

¹⁾ Ich erinnere mich aus meiner Jugendzeit, daß wir uns Knaben beim Baden im Freien gerne mit derartigen tonig (lehmig) sandigen Knollen bewarfen, die wegen ihrer Lockerheit beim Erreichen des Zieles ganz zerfielen und ohne einen Schaden angerichtet zu haben nur einen lehmigen Schmutzpfleck hinterließen.

²⁾ Joh. Walther, „Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit.“ Berlin 1900. pag. 126.

eine gewisse, wenn auch vielleicht undeutliche, allein im allgemeinen doch vorhanden gewesene Schichtung der Knollen oder in gewisser Hinsicht eine nicht ganz unregelmäßige und nicht vollkommen gesetzlose Zusammenballung ihrer Substanz.

Diese hypothetische Schichtung der Knollen dürfte ursprünglich allgemein der Schichtung der Pseudogrundmasse parallel oder nahezu parallel gewesen sein. Nur in Ausnahmefällen ist durch derzeit nicht mehr kontrollierbare einstige Geschehnisse dies verhindert worden, oder es sind einzelne Knollen bald nach oder während ihrer Bildungsperiode verschoben worden. Dadurch entstand vielleicht später, also sekundär ein Winkel zwischen der Schichtungsebene (? Einrollungsfläche; Joh. Walther) des Knollens und jener Ebene der derzeitigen Pseudogrundmasse.

Durch die spätere Auflagerung neuer Sedimente wurden die Knollen ganz in eine substantiell verschiedene, für sich und im Großen betrachtet aber zumindest relativ einheitliche Masse eingebettet. Anfangs erfolgte zudem vielleicht auch noch (lokal) eine Abplattung der Knollen. Waren aber die Knauern schließlich einmal ganz in dem sie umgebenden, fest gewordenen Gesteinsmateriale eingeschlossen, von dieser Zeit angefangen dürften sie dagegen für deformierende Druckkräfte mehr oder weniger unempfindlich gewesen sein.

Dieser ganze knauernführende Gesteinskomplex hat ja später durch orogenetische Kräfte eine gestörte Lagerung erlangt. Tiefgreifende, das Gestein umbildende Vorgänge müssen jedoch dadurch allein noch nicht eingetreten sein, denn die Umkrystallisation der ganzen Masse und die Erwerbung der derzeitigen Gesteinscharaktere hätten auch die Umkrystallisation und Umformung aller Linsensubstanz zur Folge haben müssen, und von einer Abweichung der Schieferungsebenen (cf. Bild 6, Taf. V) wäre schon deshalb dann auch keine Rede.

Diese Interpretation läßt nun die Annahme zu, daß jene zapfen- oder astartige Fortsetzung der oben erwähnten Linse einfach eine zufällige Ausbuchtung vorstellt wie etwas ähnliches auch in der Mitte des Bildes 4, Tafel V, zu sehen ist. Dagegen kann man die Schieferung kurz als ein infolge der Kontaktmetamorphose, welche das Gestein erlitt, sehr hoch potenziertes, bereits ursprünglich zumindest in seiner Anlage vorhanden gewesenes Schichtungsphänomen deuten. Eine Interpretation der Schieferung, die übrigens auch sonst in dem besprochenen Gebiete wahrscheinlich nicht verfehlt sein dürfte.

Im weiteren mögen einige diese Auffassung stützende und mit derlei Tatsachen in gewisser Beziehung verwandte Phänomene besprochen werden.

Wie mehr oder weniger in jedem Paragneise, so hatten wir auch in unseren Cordierit- und besonders in den Biotitgneisen vielfach Gelegenheit, unregelmäßige Fibrolithflecke¹⁾ be-

¹⁾ Fibrolith nach Rosenbusch (Physiographie, 4. Aufl., pag. 137) als Gemenge von Sillimanit und Quarz aufgefaßt.

ziehungsweise stratenartige Anreicherungen dieses Gemenges zu beobachten.

Zwischen den unregelmäßigen Flecken und Straten kann sicher nur ein gradueller Unterschied, und zwar nur in der Weise gemacht werden, daß man annimmt, es wäre die Sedimentation, das heißt, die Ansammlung jener Substanz(en), aus der (denen) der Sillimanit, beziehungsweise der Quarz entstanden ist, an den bezüglichen Stellen im Vergleiche zur Stratenbildung zu früh unterbrochen worden oder sie wäre überhaupt nicht ganz zur Ausbildung gelangt.

An der sedimentären Herkunft der stratenförmig auftretenden Sillimanitanreicherungen wird wohl kaum gezweifelt werden. Aus obigem Grunde wird man deshalb auch gegen die Annahme einer gleichen Natur der unregelmäßigen Flecke kaum etwas ernst einwenden können, widrigenfalls man die Frage aufwerfen müßte: Bei welcher Ausdehnung muß man eine Quarzsillimanitanreicherung noch als Fibrolithfleck und bei welcher schon als ein Stratum bezeichnen?

Nun entspricht weiter die mineralogische Natur der unregelmäßigen Fibrolithfleck ganz jener der besagten Knauern. Die Unterschiede bestehen daher (obzwar nicht immer) nur bezüglich der verschiedenen Größe, der verschieden regelmäßigen Form und der ungleich scharfen Abgrenzung gegen das einschließende Gestein, beziehungsweise, wie ich meine, in dem (zumindest scheinbaren) Fehlen jener Biotithäute bei den Flecken, die die Knauern so schön ausgebildet aufwiesen. Ich bemerke jedoch nochmals, daß diese Häute zwar ausnahmsweise aber doch auch lückenhaft ausgebildet sind, wie pag. 246 gesagt wurde.

Welche Bedeutung man daher diesen Unterschieden mit Bezug auf die Genesis der Knauern und der unregelmäßigen Flecke beimessen soll, das mag wohl Auffassungssache des Einzelnen sein. Ich wäre nicht abgeneigt, beiderlei Sillimanitanreicherungen nur als verschieden stark individualisierte im Wesen jedoch gleiche oder zumindest analoge Gebilde zu deuten.

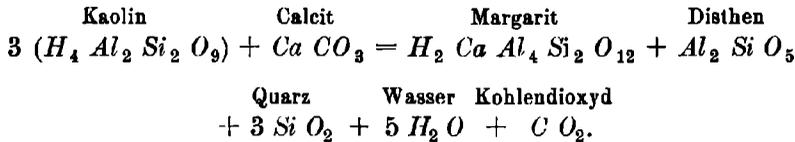
Auf diesem Umwege gelangen wir aber zu demselben Schlusse wie oben und voranstehende Überlegung spricht dafür, daß aller Sillimanit aus mehr oder weniger tonerdereichen Lagen, Flammen, Flecken, das heißt, unregelmäßigen Partien, beziehungsweise Knollen oder Knauern hervorgegangen sein dürfte. Solche Koalinanreicherungen wurden aber schließlich auch in den vorne beschriebenen Grauwacken und in denen verwandten Gesteinen (pag. 270—271, 272) tatsächlich konstatiert.

Meinem Dafürhalten nach fragt es sich deshalb vor allem, ob eine Umwandlung von Tonerde in Fibrolith, beziehungsweise in Sillimanit in diesem Sinne, wie hier gefordert wird, überhaupt möglich ist.

In dieser Hinsicht verweise ich in erster Linie auf ein Beispiel, welches U. Grubenmann¹⁾ angibt.

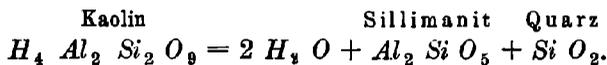
¹⁾ „Die kristallinen Schiefer“, I. Teil, pag. 36.

In dem zum Vergleiche angezogenen Falle soll (angeblich durch Druck) Kalktonschiefer in Kalkglimmerschiefer mit Disthen nach folgender Gleichung übergehen können. Von der metamorphosierenden Kraft sei hier speziell abgesehen, da es sich ja an dieser Stelle nur um die Möglichkeit des chemischen Prozesses und nicht um den Weg dessen Durchführbarkeit handelt.



Aus der vorstehenden chemischen Gleichung — vorausgesetzt ihre Berechtigung mit Rücksicht auf tatsächliche Verhältnisse — kann jedermann ersehen, daß die Quarz- und Disthensubstanz nur aus dem Kaolin stammen kann. Was aber aus dem Kaolin in dem Gemische Kaolin und Calcit hervorgehen kann, dasselbe könnte sich vielleicht unter gewissen Umständen auch aus dem reinen Kaolin bilden. Da ferner Disthen und Sillimanit bekanntlich nur verschiedene Formen für ein und dieselbe chemische Substanz repräsentieren, so können wir daraus wohl in der Theorie folgern, daß bei entsprechend geänderten physikalischen Verhältnissen $Al_2 Si O_5$ auch in Sillimanitform aus Kaolin hervorgehen könnte, wobei auch hier von dem Wege, auf dem dieses Ziel von der Natur erreicht wird, abgesehen werden soll.

Wir brauchen dabei nur an einen einfachen Zerfall der Kaolinsubstanz bei geänderten physikalischen Verhältnissen nach folgender Gleichung zu denken:



Diese Auffassung scheint mir auch aus folgenden Gründen erlaubt zu sein.

Betrachten wir vor allem das tatsächliche Verbandsverhältnis von Quarz und Sillimanit. Die Verwebung derselben läßt in vielen Fällen ganz sicher die Annahme eines gleichen Alters der beiden Elemente zu. Die Bildung beider ist also ganz allgemein auf dieselben äußeren Ursachen zurückführbar.

Ferner können wir darauf hinweisen, daß alle Sedimente relativ viel und mit Bezug auf die sonstigen Elemente sogar vielleicht zuviel Tonerde führen, beziehungsweise führen können. Speziell in Flammen, Flecken und sonstigen unregelmäßigen Formen wurde, wie gesagt, der Kaolin vorne mehrmals nachgewiesen (cf. pag. 270 ff.). Auf pag. 279 wurde außerdem auch gezeigt, daß der Sillimanit wie aus einem Kaolin herauszuwachsen scheint. Deshalb folgt daraus der nahezu an Tatsachen grenzende Wahrscheinlichkeitsschluß, daß bei einer allgemeinen Umwandlung eines Gesteines, wie sie bei der Kontaktmetamorphose erfolgt, ein gewisser Teil der vorhandenen Tonerde vielleicht in keine Verbindung mit anderen — weil nicht vorhandenen — Elementen treten kann. Als Tonerde kann aber die Sub-

stanz $H_4 Al_2 Si_2 O_9$ bei einer Gesteinstemperatur, wie sie ein Granit-magma bei seiner Eruption besitzt, auch nicht existieren. Dies ist schon deshalb undenkbar, da ja allgemein diese Substanz in frischen, das heißt, gut erhaltenen krystallinen Schiefen nicht vorkommt. Was ist also natürlicher, als daß besagter Stoff vor allem all sein Wasser verliert. Ist einmal dies geschehen, so liegt aber weiters ohne dies nur noch jene Substanz vor, welche die Knauern überhaupt im allgemeinen repräsentieren ($Al_2 O_3 \cdot 2 Si O_2$) oder, da wir diese Substanz in den Schiefen nicht kennen ($Al_2 O_3 \cdot Si O_2$) + $Si O_2$, das ist Sillimanitsubstanz + $Si O_2$, das ist Fibrolith.

Für diese theoretische Ableitung, nach welcher der Sillimanit und zumindest teilweise auch die gegenständlichen Knauern aus Kaolin (Lehm) bei höherer Temperatur entstanden sein sollten, liefern übrigens die bereits aus der Literatur bekannten diesbezüglichen experimentellen Versuche M. W. Vernadskys¹⁾ zumindest scheinbar eine sehr schöne Bestätigung.

Derselbe fand, daß „Kaolin bei sehr hoher Temperatur (1320° bis 1350°) in Sillimanit“ übergeht²⁾.

Dabei kann ferner auch darauf hingewiesen werden, daß sich nach den Erfahrungen desselben Autors Sillimanit oder sillimanitähnliche Substanzen künstlich einfach durch Zusammenschmelzen von $Al_2 O_3$ und $Si O_2$, so wie auch bei der Porzellanindustrie bilden können.

Diese Tatsache erfuhr bekanntlich eine weitere erfreuliche Bestätigung durch folgenden Zufall, betreffs dessen ich mir Doelter³⁾ zu zitieren erlaube.

„Bei einem Besuche des ungarischen Nationalmuseums zeigte mir dessen Direktor, Herr Hofrat Krenner, einen von Frémy künstlich erzeugten Sillimanit, der sich zufällig an den Rändern des Tiegels gebildet hatte, in welchem künstlich Rubine erzeugt worden waren; wo $Al_2 O_3$ und $Si O_2$ bei hohen Temperaturen zusammentreffen, ist Gelegenheit zur Bildung von Sillimanit gegeben.“

All die vorgebrachten Gedanken und Einwendungen berücksichtigend, glaube ich also an dieser Stelle die Quarzsillimanitknauern ebenso wie die Fibrolithflecke und -straten von lokalen, schon im ursprünglichen Sedimente vorhanden gewesenen, allein davon der Natur nach etwas verschieden beschaffenen Kaolin-(Ton-)anreicherungen mit verschiedenen Mengen von Quarz ableiten zu dürfen.

Zur Altersfrage unserer Schiefer übergehend, kann ich zwar hier auf meine bereits oben pag. 343 erfolgte Stellungnahme hinweisen. Wegen der Wichtigkeit, die diesem Gegenstande zukommt, sollen jedoch noch einige weitere Bemerkungen an dieser Stelle Aufnahme finden.

Aus jedem größeren Lehrbuche der Geologie ist zu entnehmen,

¹⁾ M. W. Vernadsky, „Sur la reproduction de la Sillimanite“. Bulletin de la société française de minéralogie, Paris 1890, pag. 256–271.

²⁾ Zitat nach Rosenbusch, Mikr. Phys., IV. Aufl., 2. Hälfte, pag. 187.

³⁾ „Petrogenesis“, Braunschweig 1906, pag. 202, Fußnote 1.

welche Rolle die sogenannte „böhmische Masse“ im Laufe der Zeiten gespielt haben soll.

Der Tenor aller diesbezüglichen Auseinandersetzungen ist, mit kurzen Worten gesagt, folgender. Die Granite sind uralte, die Schiefer wären zwar jünger als die Granite (oder vielleicht gleichalterig), allein auch archaisch. Aus dieser Auffassung folgt also implizite auch für unser Aufnahmegebiet der Schluß, daß das ganze Krystallinikum diesen archaischen Formationen angehören sollte. Mit der Stellungnahme in diesem Sinne wollen wir uns nun im folgenden kurz beschäftigen.

Wenn uns nicht alle im voranstehenden besprochenen Beobachtungen täuschen und deshalb in weiterer Folge bei den Deduktionen irreführten, so können wir wohl sagen, daß sich die Grundprinzipien für die Deutungsmöglichkeit unseres Gebietes durch die Neuaufnahme des Kartenblattes „Deutschbrod“ geändert haben.

Vor allem sehen wir doch, daß der Granit an einzelnen Stellen nachweisbar jünger als der dort auftretende „Gneis“ ist. Auf Grund der (zuerst als lokal hingestellten Eigentümlichkeiten der Gneise wurde sodann der Schluß abgeleitet, daß diese ihren Habitus der vom jüngeren Granite (lokal) ausgegangenen, metamorphosierenden Kraft zu verdanken haben. Von den einzelnen Stellen gingen wir auf die Weise, daß wir spezielle Beobachtungspunkte untereinander in Beziehung brachten, auf die Linie (Landstrich) über, die uns den Grenzverlauf zwischen Granit und Schieferhülle vorstellt. So kamen wir dazu, die Grenzpartien der Schieferhülle als Kontaktprodukt zu deuten. Schließlich wurden noch die übrigen abseits von diesem Distrikte gelegenen Beobachtungen in die Überlegungen einbezogen und als Schlußresultat ergab sich die Auffassung, daß die Biotit- und Cordieritgneise sowie ihre Einlagerungen zumindest zum allergrößten Teile Kontaktprodukte repräsentieren.

Auf diesem kurz skizzierten Gedankenwege gelangte ich also zu dem Schlusse, daß in dem von mir kartierten Gebiete des Blattes „Deutschbrod“ der krystalline Charakter der Schiefergesteine nicht als eine Funktion des Alters, sondern einzig und allein als eine Folgeerscheinung physiko-chemischer Prozesse aufzufassen ist, welche letztere in der Eruption des Granites ihre Ursache haben sollen. Solche Prozesse können nun ebensogut relativ jungen wie auch älteren Datums sein, sie können also sehr verschiedenalterige Gebilde betreffen haben. Dies namentlich deshalb, weil wir ja in unserem Gebiete eine Schichtserie vor uns haben, die alle möglichen älteren, allein auch jüngeren Gebilde umfassen könnte, da von einer nur halbwegs sicheren Tektonik der ursprünglichen Gesteine auch nicht einmal andeutungsweise die Rede sein kann.

Fassen wir das Archaikum in dem allgemein vertretenen Sinne auf, wie es zum Beispiel E. Kayser in seiner Geologie¹⁾ tut, dann kommen wir aber im Gegensatze zu der landläufigen Auffassung

¹⁾ 2. Aufl., 1906.

unserer Gneise sogar zu dem Schlusse, daß ein Archaikum in unserem Gebiete überhaupt gar nicht vorliegt.

Darf ich meinen Standpunkt, bevor ich mit diesem Abschnitte schließe, nochmals genau präzisieren, so möchte ich also sagen:

Ein nicht genug zu verurteilendes Unternehmen wäre es, auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse über das hier in Rede stehende Gebiet betreffs der Altersfrage der Schieferhülle in irgendeiner Weise im positiven Sinne Stellung zu nehmen. Wir wissen eben nichts über ihr Alter. Aus diesem Grunde muß aber auch die alte Auffassung, man habe es mit archaischen Gebilden zu tun, entschieden zurückgewiesen werden.

Die Hoffnung, über diese Frage jemals etwas Genaueres zu erfahren, ist natürlicherweise zumindest sehr gering, obschon ich sie für den Landstreifen am nördlichen Blattrande oder zumindest für einzelne Stellen desselben doch noch nicht ganz aufgeben. Der Schlüssel zur Deutung dieses Territoriums könnte nämlich möglicherweise im Gebiete des sogenannten Eisengebirges (Blatt Časlau und Chrudim) gefunden werden. Für diesen Umstand scheinen nämlich einige im Jahre 1906 im letzteren Terrain gegen Schluß des damaligen Ambulanzdienstes vom Autor gemachte Beobachtungen nicht wenig Zeugenschaft abzulegen.

Am Schlusse angelangt, fühle ich mich nur noch bemüßigt die Namenswahl „Gneis“ zu rechtfertigen, die vielleicht insofern nicht ganz berechtigt ist, als ich die Schiefer allgemein nur als Kontaktprodukte gedeutet habe.

Im wesentlichen entschloß ich mich dazu deshalb, weil von unserer Anstalt bereits Nachbarblätter veröffentlicht wurden, in denen vermutlich gleiche Gesteine, weil nicht als Kontaktprodukte gedeutet, die Bezeichnung Gneis erhielten. Ferner deshalb, weil es mir scheint, daß für uns bei dem jetzigen Stande unseres Wissens über krystalline Schiefer aus Böhmen und Mähren überhaupt die Erkenntnis der Verhältnisse sowie das Sammeln diesbezüglicher Tatsachen und nicht die Schaffung eines neuen¹⁾ Namens die Hauptsache sein soll. Schließlich indes auch deshalb nicht, da eben infolgedessen bezüglich des Verhältnisses sicherer Kontaktprodukte zu den „Gneisen“ noch lange nicht das letzte Wort gesprochen sein wird.

Die Anwendung des Namens Hornfels macht bei der Benennung unserer Schiefer mit einem Sammelnamen (wie es der Ausdruck Biotitgneis beispielsweise ist) namentlich die (speziell beim Cordieritgneise) so allgemein grobkörnige Struktur unmöglich, welche auch im Biotitgneise kaum wo allgemein unter den Grad einer fein körnigen stark herabsinkt. Dies namentlich dann, soferne wir mit Zirkel (Petrographie, 2. Aufl., II. Bd., pag. 86 u. 87)

¹⁾ Von allen älteren, diesbezüglich bei verschiedenen Gelegenheiten (Kongressen etc.) in Vorschlag gebrachten Namen hat sich aber bis jetzt ohnedies noch keiner allgemeine Anerkennung verschafft, was ein Maßstab für die Bewertung ihrer Güte sein kann.

darunter „ein meist makroskopisch kryptomeres, recht festes und hartes Gestein von feinkörnigem bis splittrigem Bruch“ verstehen.

Auch glaube ich mit der Bezeichnung Cordierit-, beziehungsweise Biotitgneis der Nomenklatur, die vom mineralogischen Standpunkte ausgeht ohne theoretische Spekulationen schon in den Namen zu legen, am meisten gerecht zu werden. Dies namentlich deshalb, da beispielsweise Rosenbusch (Elemente, 1. Aufl., pag. 479) die Cordieritgneise ohnedies, mit einer ganz besonderen Einschränkung (l. c. pag. 480) kurzweg als Paragneise auffaßt, bis zu welchem Punkte ja die Ergebnisse meiner Arbeiten mit der Auffassung Rosenbusch's sich decken.

2. Altersfrage der Diorite und der Gabbrogesteine.

Im Reviere Ransko fanden wir im Verbreitungsgebiete des Olivingabbro mehrere Peridotit vorkommen, die jenen durchbrochen oder sich zumindest später gebildet zu haben scheinen als der erstere und mithin deshalb mit Bezug auf den Olivingabbro jünger sein sollten. Das basischere Gestein wäre hier das Jüngere, die Bildungen des relativ saureren Magmas das Ältere.

Nun hatten wir mitten drinnen im Peridotite nochmals Olivingabbro und sogar noch saurere Gebilde zu verzeichnen, da ja der anorthositartige Forellenstein fast nur aus Feldspat mit einzelnen Olivinkörnern besteht. Also gerade das umgekehrte Säureverhältnis.

Im Gebiete des Olivingabbro hatten wir ferner Hornblendegabbro konstatieren können. Dasselbe Gestein, das hier jünger sein müßte, als der Olivingabbro es ist, kommt nun auch außerhalb des Territoriums vor, das dem Olivingabbro zufällt. Mit diesem kann man sein Alter also zwar nicht vergleichen. Nach Ansicht des Autors ist jedoch die Tatsache, daß im Gebiete dieses Hornblendegabbro keine Funde von Olivingabbro gemacht wurden, nur auf den Mangel von Aufschlüssen zurückzuführen.

Betrachten wir nun weiters die Natur des Feldspates und die Konstanz seines Auftretens. Im Peridotite fehlt er ganz. In den Modifikationen, die zum Gabbro hinüberführen, ist er in verschiedenen kleinen Mengen vorhanden. Weiters kann er im Gabbro selbst einerseits nur in ganz geringen Mengen auftreten oder er wird andererseits sogar ein relativ ziemlich reichlich vorhandener Gemengteil, und zwar dies selbst dann, falls wir vom anorthositartigen Forellensteine ganz absehen, da er in diesem auch absolut herrscht.

Seiner Natur nach ist der Feldspat im Olivingabbro Vertreter des basischesten Poles der Plagioklasreihe; er ist ein reiner Anorthit. In den hornblendereichen dioritischen Gesteinen wird er ein Andesin und in dem Diorite nördlich von K. 560 wurde gar auch ein Orthoklas erkannt.

Schließlich sei noch bemerkt, daß auch im dioritischen Gesteine südöstlich von Huti lokal Orthoklas und andernorts fraglicher Quarz nachgewiesen wurde. Hier nimmt also der Diorit die aller-

sauersten Formen an, Modifikationen, die schon unmittelbar an Granite angrenzen.

Vergleichen wir ferner die Feldspatnatur mit dem Auftreten, beziehungsweise Verschwinden der einzelnen gefärbten Gemengteile. Wo der Olivin ohne Pyroxen vorkommt, beobachteten wir keine Plagioklase. Der Plagioklas erscheint in der Regel erst gleichzeitig mit dem Pyroxen und ist da ein Anorthit. Verdrängt die Hornblende den Olivin und auch den Pyroxen, so wird Hand in Hand damit der Plagioklas saurer, denn er wird ein Andesin. Tritt schließlich zur Hornblende noch Biotit hinzu, so sehen wir, wie bemerkt, gar einen Orthoklas zur Ausbildung gelangen.

Die Gruppierung der Minerale neben- und nacheinander ist nach all dem eine derartige, daß wir sagen dürften, die Gesteine, welche erstere aufbauen, bilden von den sauersten bis zu den basischesten eine kontinuierliche Reihe.

Betrachtet man nun die eben vorgebrachten Tatsachen im Lichte der Erfahrungen, die man andernorts an Gabbrogesteinen gemacht hat, so dürften wir kaum fehlgehen, falls wir uns alle basischen Gesteine des Ransker und Sopotter Revieres als aus einem Magma durch Magmaspaltung entstanden denken.

Genauere Angaben zur Begründung dieser Deutung hoffe ich in der pag. 176 angekündigten selbständigen Arbeit auf Grund genauer mikroskopischer Studien und mit Berücksichtigung von Analysen später liefern zu können.

Im selben Maße, wie in den Revieren Ransko und Sopot keine genau fixierbare Eruptionsfolge beobachtet werden kann, gilt dies, wie wir sahen, von dem Granit-Dioritgebiete nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov. Bald scheint, wie oben (pag. 171) gezeigt wurde, das eine, bald das andere Gestein das jüngere, beziehungsweise das ältere Gebilde zu sein.

Einen analogen Mineralwechsel wie im Ransko-Sopotter Waldgebiete können wir nun auch in den Dioriten und Graniten der Nordostecke unseres Kartenblattes verfolgen, nur scheint mir hier die Änderung im Mineralbestande der sauersten im Vergleiche zu den basischesten Modifikationen verhältnismäßig geringer als in den ersteren Bildungen zu sein, obschon hier ein zumindest gleich deutlicher Gegensatz im Habitus der Gesteine zu beobachten ist.

Die Variationen der gefärbten Bestandteile sind nämlich hier geringer. Stets tritt mit wenigen Ausnahmen ein Vertreter der Amphibol-, beziehungsweise Biotitgruppe, mag man die Diorite oder die amphibolführenden roten Granite in Betracht ziehen, auf. Einem verhältnismäßig größeren Wechsel ist nämlich hier eigentlich die Glimmer- und Amphibolmenge unterworfen.

Dabei muß besonders bemerkt werden, daß die Glimmermenge überhaupt nie groß wird, während das Amphibolmineral zwar ganz ausbleiben kann, wie wir sahen, allein auch in den mineralogisch sauersten Modifikationen vorkommt. In den Dioriten fand ich den braunen Glimmer nur sehr untergeordnet und lokal aus-

gebildet. (Er scheint da an Quarz gebunden zu sein.) Der Hornblende steht er mit Bezug auf die Quantität sehr weit nach. In den roten Graniten wird dagegen das Verhältnis ein gleiches oder es kann auch der Biotit lokal ganz allein zur Entwicklung gelangen. Hand in Hand mit dieser Quantitätsänderung von Hornblende und Biotit ist ein allgemeiner Rückgang in der Führung von gefärbten Gemengteilen überhaupt vor sich gegangen. Deshalb der deutlichere Gegensatz im Habitus der Gesteine. Nur in den quarzreichsten und mithin allersauersten Modifikationen des roten Granites kann schließlich der braune Glimmer durch einen hellen — Muskovit — verdrängt werden.

Das Wesentliche an obigen Angaben scheint mir also die Tatsache zu sein, daß nicht so sehr die Natur des gefärbten Bestandteiles als vielmehr und vor allem die Menge desselben wechselt.

Wir wollen nun noch die Feldspäte in unsere Betrachtung einbeziehen.

In dem rein dioritischen Gesteine aus der Gegend südlich von Slavikov war der Plagioklas ein Labrador, der sich an den Andesin anschließt (pag. 169) und in jenem südlich von Stikova (pag. 168), beziehungsweise in einer Probe südwestlich von „Nakopcich“ (pag. 169) ein Andesin. Dasselbe gilt auch von dem Diorite südöstlich von „Na Vychnalově“ (pag. 169). Schon der Diorit südöstlich von Stikova läßt dagegen neben Andesin auch einen Albit erkennen (pag. 168). Eine Dioritprobe ost-südöstlich von Stikova (pag. 168), die dünne lagenförmige Spuren eines roten Feldspates verriet, ließ weiters überhaupt nur Albit erkennen, obschon vorläufig noch zugegeben werden soll, daß es möglich ist, daß hier noch ein basischerer Feldspat außer dem bestimmten vorkommen könnte. Sicher ist dagegen die Tatsache, daß in dieser Probe neben dem roten Feldspate und neben Albit ein gewisser Prozentsatz der Kieselsäure als Quarz zur Ausscheidung gelangt ist.

Tatsache ist es also, daß in den bezüglichen Dioriten der Feldspat vom basischen Labrador bis zum Albit wechseln kann, und daß mit diesem sauersten Plagioklas gleichzeitig außer rotem Feldspat auch Quarz in den Gesteinsverband eintritt.

Es wird kaum bezweifelt werden, daß die Diorite nördlich und südlich von der Linie Studeneč-Stěpanov verwandt sind. Ihre Trennung erfolgte doch nur aus arbeitstechnischen Gründen in obiger Weise, denn unter der Kreidedecke können ja unzählige kleinere oder wenige große hiehergehörige Gesteine auch noch vorkommen. In mineralogischer Hinsicht bindet sie überdies, abgesehen vom Habitus und Struktur die gleiche grüne Hornblende und der immer wieder vorkommende Andesin. Nun wurde ferner bei Huti im Diorite sogar Orthoklas sicher bestimmt. In den dioritischen Gesteinen aus der Umgebung von Ždivec kommt weiters als Plagioklas zumeist ein Andesin zur Ausbildung. Der Feldspat kann jedoch alle Formen bis zum Orthoklas annehmen. Mithin ist in den Dioriten neben *Ca* und *Na* auch *K* in einem gewissen Prozentsatze vorhanden.

Diese Dioritmodifikationen, die Kalium in so beträchtlicher Menge enthalten, daß (bei gleichzeitiger Anwesenheit von Quarz) Orthoklas zur Ausbildung gelangen konnte, und jene Dioritabarten, die neben Quarz roten Feldspat führen, könnten nun eventuell Bindeglieder zwischen den dunklen, basischen, respektive dioritischen und den hellroten, sauren, beziehungsweise granitischen amphibolführenden Gesteinen (pag. 159) vorstellen.

Betrachten wir wie oben das mineralogische Bild der eruptiven Bildungen nördlich von der Linie Studeneč—Odranec—Stěpanov gleichzeitig mit demjenigen der basischen Gesteine südlich von Ždírec, so können wir also (vorläufig zwar noch mit Vorbehalt) die Ansicht zum Ausdruck bringen, daß auch erstere analog wie letztere durch Spaltungsvorgänge aus einem Magma hervorgegangen sein dürften, ja es ist sogar möglich, daß alle oben besprochenen Gebilde aus ein und demselben Magma abzuleiten wären. Daraus folgt nun für die Frage betreffs des Altersverhältnisses der Diorite zu dem roten Granite nördlich von der Linie Studeneč—Odranec—Stěpanov der Wahrscheinlichkeitsschluß, daß beiderlei Gesteine zwar vielleicht nicht ganz gleichalterig sind, daß jedoch beiderlei Bildungen in zwei beiläufig knapp aufeinanderfolgend aufzufassende Zeitepochen fallen dürften. So schiene das Ineinandergreifen der beiderlei Gebilde unter dem Gesichtswinkel der derzeit geltenden Theorien wahrscheinlich am besten erklärt zu sein.

Wo wir die Grenze zwischen Diorit und rotem Granit aufgeschlossen angetroffen haben, sahen wir keines der beiden Gesteine wesentlich andere Strukturformen annehmen als abseits von der beobachteten Grenze. Die Verfestigung der Diorite und Granite dürfte also in beiden Fällen beiläufig unter denselben physikalischen oder zumindest unter physikalisch äquivalenten Verhältnissen stattgefunden haben. —

Man mag nun über die Berechtigung der Abtrennung einer besonderen Ganggesteinsabteilung in der Petrographie denken, wie man wolle, sicher ist es, daß ein Gestein mit ausgesprochener porphyrischer Struktur unmöglich unter denselben physikalischen Verhältnissen zur Ausbildung gelangt ist, wie ein rein körniges.

Aus diesem Grunde lassen unmöglich eine derartige, wenn auch nur beiläufig mit den benachbarten Felsarten gleichzeitige Bildungsweise jene porphyrischen Gebilde zu, die ich oben pag. 185 bis 187 als Ganggesteine von dioritischem Habitus beschrieb und die man mit Rosenbusch als Malchite oder mit Weinschenk als porphyrische Diorite, beziehungsweise Porphyrite bezeichnen mag. Diese Gesteine von dioritischem Habitus müssen, zumindest sofern sie porphyrisches Gefüge aufweisen, in einer bereits nicht mehr hinreichend warmen Umgebung erstarrt sein, um ein körniges Gefüge annehmen zu können. Daraus folgert ich einerseits eine Epoche, in der ältere Eruptionen in dieser Gegend bereits einen Abschluß gefunden haben und andererseits eine

Epoche, in der die von dem früheren Zeitabschnitte durch eine Pause getrennten Magmanachschiebe erfolgten und aus denen diese Malchite sich gebildet haben.

Auf Grund all der vorausgeschickten Überlegungen können wir also den Bau der Gegend und die Geschichte der Eruptionen in der Umgebung von Ždírec, letzteres natürlich mit Reserve, folgendermaßen interpretieren.

Die eruptiven Gebilde in der Nordostecke unseres Kartenblattes fallen so gut wie sicher in zwei voneinander durch eine Pause getrennte Perioden.

Im ersten Zeitabschnitte entstanden die roten Granite, die verschiedenen Diorite und alle ihre basischeren Verwandten, im zweiten dagegen die Malchite. In welchem Verhältnisse die Gebilde des ersten Zeitabschnittes zueinander stehen, ist nicht ganz sicher. Wahrscheinlich sind die zeitlichen Verhältnisse nicht für alle Vorkommen die gleichen.

Der Stikovadiorit dürfte etwas älter sein als der rote Granit, denn sonst wären die sicher beobachteten gangartigen Apophysen des letzteren im Gebiete des ersteren nicht leicht erklärlich. Falls man jedoch dieser Deutung den Gedanken entgegenstellt, daß ja nach den Einzeichnungen in der Karte auch der Diorit Arme in das Graniterritorium entsendet, so dürfen wir uns vor allem nicht verhehlen, daß der Dioritarm bei Rovně nur auf Grund von Lesesteinen eingezeichnet wurde, während die Granitapophysen anstehend gefunden werden, und dann sind erstere in einer bunten Gesellschaft angetroffen worden, welche aus rotem Granit, gneisartigen Gebilden und Dioritbrocken besteht.

Im übrigen sei jedoch auch darauf hingewiesen, daß die Grenzlinie Slavikov—Zálesí—Rovně nicht unbedingt der Ausdruck einer Gebirgsgrenze sein muß, die auf der heutigen Terrainoberfläche normal steht. Diese Gebirgsgrenze kann ja hier eventuell eine gegen Nord einfallende schiefe Ebene sein. Diese Ausläufer des Diorites sind also in keiner Weise beweiskräftig.

Im Gegensatz zum StikovaDiorite dürften die Diorite von Ober-Studenec, „Na Vychňalově“, südwestlich und ferner nordwestlich Oudavy sowie das Gabbrogestein südlich von der letztgenannten Ortschaft bei ihrer Eruption den roten Granit bereits vorgefunden haben, und zwar dürften sie so ziemlich unter denselben physikalischen Verhältnissen erstarrt sein wie jener selbst, was übrigens auch vom Granite im StikovaDiorite gelten mag.

Erst als die Diorite, roten Granite und das Gabbrovorkommen südlich von Oudavy ein gewisses Erstarrungs- und gleichzeitig Abkühlungsstadium erreicht haben, mag es infolge der dabei eingetretenen Kontraktion obiger eruptiven Körper zur Ausbildung von Sprüngen gekommen sein, auf denen die Malchiteruptionen stattgefunden haben. Lokal müssen sich dabei natürlich die physikalischen Verhältnisse (Temperatur) schon so wesentlich geändert haben, daß es zur Ausbildung der porphyrischen Struktur kommen konnte.

Um zur Frage, in welchem Verhältnisse die grauen Gneise von Věstec zu den gegenständlichen Felsarten stehen, Stellung zu

nehmen, dafür haben wir keine Anhaltspunkte. Vielleicht folgt darüber eine Erklärung in der Arbeit über das Gebiet des Kartenblattes Časlau—Chrudim.

3. Altersfrage der Lehme und Schotter nebst den sandigen Ablagerungen auf dem Wartberge bei Frauental.

Einer späteren Publikation vorgreifend, sei schon hier bemerkt, daß ich ganz gleiche Schotter, wie sie oben pag. 317—318 geschildert wurden, auch im Bereiche des südlich anstoßenden Kartenblattes Iglau (Zone 8, Kol. XIII) beobachtet habe. Dasselbe scheint ferner im Gebiete des Blattes Groß-Meseritsch (Zone 8, Kol. XIV) der Fall gewesen zu sein. Franz E. Suess scheidet nämlich dort miocäne Quarzschotter aus, die lokal, wie bei mir, an eluviale grenzen.

Dies sei deshalb vorausgeschickt, weil wir dadurch zur Kenntnis gelangen, daß unmittelbar an (und im Iglauer Blatte auf) der großen mitteleuropäischen Wasserscheide in unserem Gebiete analoge Schottermassen vorkommen, wie sie E. Tietze aus dem Bereiche des Kartenblattes „Landskron—Mährisch-Trübau“ beschrieb¹⁾. E. Tietze nimmt (l. c. pag. 580) an, daß die bezüglichen Schotter des Blattes „Landskron—Mährisch-Trübau“ nicht von weither in die dortselbst in Rede stehenden Gegenden gebracht worden wären. Den Beweis dafür erblickt er in enorm großen Kalkgeröllen, die zwischen den Quarzkieseln angetroffen wurden. Diesbezüglich fehlen mir aus meinem Arbeitsgebiete leider jegliche Beobachtungen, die für, aber auch jegliche, die gegen eine solche Annahme sprechen könnten.

Da jedoch die schotterführenden Lehme wie im Landskroner Blatte auch in unserem Aufnahmegebiete auf das innigste mit (allem Anscheine nach) diluvialen (eluvialen) Lehmen verbunden sind, so glaube ich erstere, Tietzes Beispiele folgend, „wenigstens provisorisch ebenfalls dem Diluvium“ beizählen zu sollen.

Die besagten Schotter unseres Aufnahmegebietes reichen jedoch nicht nur, wie gesagt, über die südliche Blattgrenze und über die große mitteleuropäische Wasserscheide (auf dem Blatte „Iglau“) hinweg. Man findet sie sogar noch im Bereiche des Blattes „Datschitz—Mährisch-Budwitz“, das südlich an das Blatt „Iglau“ anschließt. Umgekehrt finden wir sie aber auch noch jenseits des nördlichen Randes des Kartenblattes „Deutschbrod“ im Gebiete des Blattes „Časlau—Chrudim“.

Auf diese Weise erkennen wir also, daß ehemals die Gegend nördlich mit jener südlich von der mitteleuropäischen Wasserscheide durch Gewässer verbunden gewesen sein mußte.

Nun haben wir im Časlau—Chrudimer Blatte Kreidesedimente, die sich durch die Nordostsektion unseres Kartenblattes noch in den Bereich des Blattes „Polička—Neustadt“ erstrecken.

¹⁾ „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Jahrg. 1901, Bd. LI, pag. 579 und 580.

Wegen der eigentlich minimalen Entfernungen unserer Schotter von den Sedimenten des Kreidemeeres liegt ganz allgemein der Gedanke nahe, obige im Lehm konstatierte Schotter als zerfallene Perutzer oder allgemein Kreideschichten zu deuten.

Nach einer vielleicht etwas davon abweichenden Erklärung wären unsere Schotter eventuell die „Umrandung“ der böhmischen Kreide. Man vergleiche diesbezüglich Katzers Angaben in seiner „Geologie von Böhmen“, pag. 1259 und 1497.

Gegen irgendeine derartige Deutung ergeben sich jedoch folgende Bedenken.

Wie die Kreide in unserem Gebiete entwickelt ist, das kann aus dem vorausgehenden III. Abschnitte ersehen werden. Über die Ausbildung dieser Sedimente im nördlich angrenzenden Landstriche lehren indes die vorläufigen Bemerkungen des Autors¹⁾ „über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Zdirec — Licoměřic“.

Ganz abgesehen davon, daß zwecks einer definitivsten diesbezüglichen Stellungnahme unbedingt die fertigen, genauen Karten vom Rande des Kreidegebietes vorliegen müßten, sind die tiefsten Kreidebildungen unseres Kartenblattes viel feinerkörnige Sandsteine. Konglomerate habe ich bisher nirgends konstatiert. Nun möchte ich geneigt sein anzunehmen, daß wenigstens in den tiefsten Partien unserer als „Perutzer und Koritzaner Schichten“ bezeichneten, den „Schottern“ zunächstgelegenen Gebilden doch etwas, wenn noch so wenig von diesen Quarzgeröllen vorhanden und konstatierbar sein müßte, wenn ein derartiger Zerfall oder eine derartige Umrandung plausibel erscheinen sollte.

Ferner müssen wir speziell gegenüber einer eventuellen Annahme, die Schotter wären an Ort und Stelle zerfallene Kreidekonglomerate, die Tatsache in Erinnerung rufen, daß die runden Quarzkiesel in einem Lehme eingebettet liegen, der mit dem eluvialen und hypothetisch auch diluvialen, wie schon gesagt, aufs innigste verquickt ist. Wenn jedoch ein Kreideschotter auf krystallinem Untergrunde aus einem Konglomerate entstanden wäre, so müßte er wohl oder übel auf dem Zersetzungsprodukte des Untergrundes, in unserem Falle also auf dem Lehme, liegengeblieben sein. Nur in einem solchen Falle zumindest wären wir berechtigt, beziehungsweise vielleicht bemüßigt, eine (zerfallene) Kreidebildung als solche zu kartieren. Bei meinem bezüglichen Studium beschäftigte ich mich mit dem Gedanken, ob vielleicht ein nicht nur zerfallenes, sondern gleichzeitig auch umgeschwemmtes Kreidegebilde vorliege.

Sollte man sich für diese Deutung entscheiden, so möchte ich auf die eventuelle Behandlung einer Arkose in einem analogen Falle hinweisen. Im allgemeinen wird diese als „regenerierter Granit“ aufgefaßt. Niemandem fällt es jedoch ein, selbe in einem konkreten Falle als Granit in einer Karte auszuschneiden. Dies wohl selbst dann nicht, wenn wirklicher Granit in der Nähe vorkommt. Dasselbe Prinzip muß nun auch hier zur Geltung kommen.

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 399—414.

So gelangen wir also auch auf einem Umwege zum Endresultate, daß eine Ausscheidung unserer „Schotter“ als Diluvium kaum absolut als unrichtig bezeichnet wird werden können, was übrigens auch unseren oben erfolgten Anschluß an die Deutung der bezüglichen Schotter von Landskron durch E. Tietze vollkommen rechtfertigt.

Gegen die Annahme, man hätte es mit zerfallenen Kreidesedimenten zu tun, scheint mir jedoch auch folgender Umstand zu sprechen. Bei der Betrachtung der Hauptverbreitungsgebiete unserer „Schotter“ fällt es auf, daß diese im Kartenblatte „Deutschbrod“ vornehmlich am Schlapankabache, am linken Ufer der Sazawa bis Swětla und dann nordwärts an beiden Ufern der Kleinen Sazawa auftreten.

Es sei an dieser Stelle ganz unumwunden zugegeben, daß möglicherweise ein derartiger Schotter im Bereiche unseres Kartenblattes untergeordnet noch wo gefunden werden könnte. Die Wald- und Feldkulturen verdecken vieles. Als diesbezüglich verdächtig erscheint mir zum Beispiel das ganze rechte Sazawaufer von der Stadt Deutschbrod bis Swětla. Jeglicher Mangel an dafür geeigneten Aufschlüssen hindert mich jedoch, dem Schotter ein größeres Verbreitungsgebiet einzuräumen.

Mit Rücksicht auf die oben angegebene Verteilung unserer Schotter möchte ich nun meinen, daß es naheliegend wäre, diese als eine Art Flußterrassen zu deuten, wobei wir annehmen, daß uns der Schotter einen alten Flußlauf markiert, der eventuell von Süden kommend unser Blatt in nördlicher Richtung durchquerte. Wie es sich zeigen wird, kommen nämlich in südlichen Distrikten zumindest scheinbar mehr kanteurunde Formen vor als im Norden. Das Entgegengesetzte gilt für die schön runden Gebilde.

Die dabei in Betracht kommenden jetzigen Wasserläufe könnten im Falle, daß diese Annahme den Tatsachen entspräche, fast ganz die derzeitigen Richtungen im großen und ganzen schon einst gehabt haben. Ausnahmen, beziehungsweise Richtungsänderungen der Wasserläufe wären bei angenommen nördlichem Abflusse demnach eigentlich in diesem Falle nur von Swětla nordwärts (Kleine Sazawa) und, wie wir sehen werden, vielleicht einmal bei Wiese (Blatt Iglau), also auf, beziehungsweise unmittelbar südlich von der derzeitigen Wasserscheide zu verzeichnen.

Würde diese Hypothese den gewesenen wirklichen Verhältnissen entsprechen, so müßten wir uns die derzeitige große mitteleuropäische Wasserscheide überhaupt oder wenigstens für einen gewissen Zeitabschnitt zwischen der Tertiärzeit und dem Diluvium, beziehungsweise richtiger am Ende des Tertiärs oder am Anfange des Diluviums als nicht an der jetzigen Stelle bestanden denken und die Schotter könnten wir dann eventuell von zerfallenen tertiären Konglomeraten (vom Belvederschotter) ableiten.

Als eine derartige Phase kann man sich möglicherweise vielleicht jenen Zeitabschnitt des Tertiärs vorstellen, in welchem es in Großbritannien, Belgien, Frankreich, Italien, zum Teile auch in Deutschland und noch in anderen Ländern zur Ablagerung der Sedi-

mente des Astien, beziehungsweise des Sizilien kommen konnte, denn in Österreich-Ungarn (zum Teile schon auch in Deutschland) fehlen bekanntlich die Analoga für diese Gebilde¹⁾.

Stillschweigend nahmen wir dabei an, daß das pliocäne Meer, denn um ein solches kann es sich da handeln, mit seinen Gewässern überhaupt nur noch an die derzeitige Wasserscheide reichte.

Welche Wechselbeziehungen wir uns zwischen den derzeitigen Schottern unseres Gebietes und den tertiären Gebilden, von welchen wir diese ableiten, vorstellen können und dürfen, darauf komme ich später zurück.

Der oben skizzierte Ideengang führt uns aber auf diese Weise auch wieder an dasselbe Ziel, das ist zur Annahme, die Schotter auf und unmittelbar an der mitteleuropäischen Wasserscheide wären mutmaßlich altdiluvial. Ein Gedanke, den wir eventuell insoferne ergänzen könnten, als wir, wie oben gesagt, annehmen, daß der Übergang vom Tertiär zum Diluvium nicht katastrophal, das heißt plötzlich, sondern langsam erfolgte, und daß infolgedessen die Schotter eventuell in dieser Übergangszeit vom Tertiär zum Diluvium in der Epoche des Astien, beziehungsweise Sizilien anderer Gebiete als zu einer Zeit, wo die derzeitige Wasserscheide noch nicht existierte, auf fluviatilem Wege in die jetzigen Distrikte, die heute zum Teile die Wasserscheide repräsentieren, gelangt wären. Natürlich reicht dieser „Umlagerungsprozeß“ seit damals eigentlich auch noch in die Jetztzeit.

Die beste Stütze dieser Hypothese wäre gewiß

a) die Beobachtung unanfechtbaren Tertiärs im Gebiete der in Rede stehenden Schotter im Bereiche des Kartenblattes „Deutschbrod“ selbst, oder wenigstens

b) das Auftreten derartigen Schotters nahe bei unanfechtbaren tertiären (konglomeratischen oder Schotter-) Sedimenten.

Der ersteren Eventualität beabsichtige ich später unten besonders näherzutreten. Fassen wir hier vor allem die zweite Möglichkeit ins Auge.

Es wurde bereits gesagt, daß derzeit absolut gleich auftretende Quarzschotter nicht nur im Bereiche des Kartenblattes „Deutschbrod“, sondern auch in dem in südlicher Richtung angrenzenden Blatte „Iglau“ und schließlich auch noch in dem ans Iglauer Blatt südlich anschließenden Blatte „Datschitz und Mährisch-Budwitz“ vom Autor beobachtet wurden.

Mit Bezug auf das Blatt „Datschitz und Mährisch-Budwitz“ sei nun erwähnt, daß K. J. Maška in unseren „Verhandlungen“ (1904, pag. 304) über den Fund eines Mastodonstoßzahnes aus der Gegend südlich von Telč, beziehungsweise genauer aus dem Distrikte „zwischen den Dörfern Slejboř und Černič, südlich von der gegenwärtigen Haltestelle Slejboř“ berichtete.

Das Material, in welches der Zahn eingebettet lag, wurde von

¹⁾ cf. Toulou, Lehrb. d. Geologie. Gliederung des Neogens, pag. 308 und 309.

Maška als „neogene Sandschichten“¹⁾ ausgesprochen. An beiden Enden ist der Zahn frisch abgebrochen. „Trotz eifrigster Nachforschungen an Ort und Stelle konnten“, wie Maška sagt, „weder die fehlenden Stücke noch sonstige Reste dieses Tieres gefunden werden.“

In unmittelbarer Nähe dieser Lokalität beobachtete ich nun im Jahre 1904, der zukünftigen Publikation über das Blatt „Datschitz und Mährisch-Budwitz“ nochmals vorgreifend, Quarzschotter, die ganz gleich auftraten wie im Gebiete des Kartenblattes „Deutschbrod“.

An beiden Ufern des Thayaflusses konstatierte ich nämlich südlich, beziehungsweise südöstlich von Telč verschieden mächtige Lehmlager, die am rechten Ufer zwischen dem M. H. bei Radkov und Slejšoř, beziehungsweise am linken Ufer östlich von Černič weißen Quarzschotter führen. Die Quarzkiesel waren hier teils ganz abgerollt, teils nur kantenrund. Diese letzteren, an den Kanten abgeschliffenen Quarze scheinen mir nun ein Verbindungsglied zwischen den erwähnten sich allem Anscheine nach auf relativ primärer Lagerstätte befindlichen und so gut wie sicheren neogenen Bildungen und diesen Schottern aus der Umgebung von Telč herzustellen.

Die Entfernung dieser Schotter von den nördlichen gleichen Gebilden hat meinem Dafürhalten nach nichts zur Sache, denn erstens hängen ja alle in Rede stehenden Schotter auch im Gebiete des Blattes „Deutschbrod“ an und für sich nicht zusammen, dann ist es aber ferner auch noch gar nicht so absolut sicher, ob nicht auch manche jener Lehmlager Schotter führen, in denen die derzeitigen Verhältnisse dies nicht beobachten ließen.

Bedeutend berechtigter wäre man vielleicht die Stichhaltigkeit dieser Theorie auf Grund folgender Überlegung zu bezweifeln.

Allen bisherigen Erfahrungen gemäß dürfen wir annehmen, daß das tertiäre Meer von meinem Aufnahmegebiete aus betrachtet (fast) sicher in südöstlicher Richtung hin tiefer und tiefer wurde. Je weiter wir also aus dem Blatte Datschitz — Mähr.-Budwitz, durch das Kartenblatt Iglau und durch jenes von Deutschbrod in beiläufig umgekehrter Richtung, also gegen Norden gehen, in um so höhere Gebiete mit Bezug auf das damalige Meer dürften wir gelangen. Dies namentlich dann, wenn wir annehmen, daß das tertiäre Meer überhaupt nur bis zur Gegend der jetzigen Wasserscheide gereicht hätte. Das Meer muß indes doch auch ein Gebiet hinter sich gehabt haben, aus dem es seine Gewässer bezog!

Ohne neuerlicher Annahmen von Gebietssenkungen, beziehungsweise Hebungen oder einer Art „Aufblähung“ in unserem Gebiete kann demnach diese Hypothese nicht erklären, wie es zu einem Abflusse der Gewässer aus dem einst absolut tieferen Gebiete des gewesenen tertiären Meeres gegen Norden kommen konnte. — Wann soll aber dies geschehen sein? Die „böhmische Masse“ soll doch

¹⁾ Diese „enthalten feinen, gelblich gefärbten Sand, untermischt mit kleinen, an den Kanten abgerollten Quarzstücken; in den tieferen Partien kam grünlich grauer Mergel zum Vorscheine. Foraminiferen oder andere tierische Reste konnten nicht festgestellt werden“.

einen alten, starren Horst vorstellen, der zumindest zur Zeit der Schlußphase der Alpenfaltung angeblich eine passive Rolle gespielt habe.

Es wurde schon oben auf pag. 360 gesagt, daß als beste Stütze für die Ansicht, unsere Schotter wären ein umgeschwemmtes Tertiär (also mithin ein Diluvium), Funde von tertiären Bildungen unmittelbar aus dem Gebiete der in Rede stehenden Schotter, also im Bereiche des Kartenblattes „Deutschbrod“ selbst anzusehen wären. Um die Angelegenheit unter diesem Gesichtswinkel zu betrachten, wollen wir nun wieder das Gebiet des Kartenblattes „Deutschbrod“ allein und speziell den sogenannten Wartberg südlich Frauental und seine Umgebung ins Auge fassen.

Dabei sehe ich von jeder Hypothese, die marine, brakische bezw. Süßwasser-Bildungen begrenzen will, von vornherein ab.

Mit lokalen Unterbrechungen finden wir von Termeshof fast östlich Deutschbrod eine Lehmdecke bei Pattersdorf, Pfaffendorf und nun von Schachersdorf gegen Südost entwickelt. Bei Termeshof, Julienhof, südlich Pfaffendorf und Schachersdorf beobachtete ich in diesem Lehme mehr oder weniger von dem besagten Quarzschotter. Wie es für alle sonstigen für den Schotter in Betracht kommenden Distrikte unseres Kartenblattes gesagt sein mag, so ist auch hier die Grenze gegen den Lehm ohne Schotterbildungen nicht als eine bestimmte scharfe Linie aufzufassen. Mit der Ausscheidung des Schotters will ich nur sagen, daß ich ihn in den bezüglichen Gegenden im allgemeinen beobachtete, während er in dem Lehme daneben zwar ebenso vorkommen kann, nur ist er von mir aus irgendeinem Grunde nicht absolut sicher im allgemeinen beobachtet worden. Meine Ausscheidung des Lehmes ohne Schotter wird demnach wie noch an manchen anderen Orten, so auch in der ganzen Umgebung von Pfaffendorf bis hin zum Wartberge auf Grund glücklicher Funde in späterer Zeit einmal vielleicht korrigiert werden können oder müssen. Der Lehm zumindest ist im Gebiete des oben angegebenen Landstreifens durch denselben Werdeprozeß entstanden oder an seine jetzige Fundstelle gelangt und der Mangel des Schotters (unmittelbar) am Wartberge ist entweder nur ein scheinbarer oder zufälliger. Beides braucht für unsere weitere Betrachtung keine Bedeutung zu haben, da die Entfernung vom Wartberge bis zum nächstgelegenen Schotter ohnedies nur eine ganz minimale ist, (weil sie nur etwa 1 km beträgt).

Geht man von Frauental (in südlicher Richtung bei der Häusergruppe Postjusel vorüber) auf die in der Karte mit 508 m Höhe bezeichnete Anhöhe Wartberg, so beobachtet man, bevor man noch zum „Postjusel“ kommt, ein paarmal unmittelbar anstehenden grauen Gneis. Erst bei dem genannten Hause selbst hat man es mit einem Muskovitgranite zu tun. Auf dem Wege entlang der Waldgrenze und im Walde hat man dann überhaupt keine Gelegenheit Aufschlüsse zu Gesicht zu bekommen. Lesesteine beweisen hier nichts. Der Weg dürfte nämlich ursprünglich stark benutzt und der infolgedessen gebrauchte Schotter eventuell von irgendwo zugeführt worden sein.

Östlich vom Wege am Waldrande ist in diesem selbst einmal vielleicht geschürft worden.

An der südlichen Waldgrenze, nicht genau östlich von K. 502, treffen wir linker Hand vom Wege auf einzelne limonitisch gefärbte bis faustgroße Sandsteinbrocken. Außer diesen beobachtete ich hier einen Muskovitgneis in Form von Lesesteinen.

Der Sandstein ist ziemlich grobkörnig. Er besteht aus lauter milchweißen, bald eckigen, bald rundlichen Quarzkörnern. So viel ich sehen konnte, werden die einzelnen Fragmente dieses Minerals (höchstens) so groß wie eine Haselnuß. Als Zement tritt ein limonitisch gefärbtes Bindemittel auf. In diesem erkennt man mit der Lupe manchmal winzig kleine helle Glimmerschüppchen eingelagert.

Wir wenden uns nun zur Besprechung der Verhältnisse an den in der Karte als „Eisenerzgruben“ bezeichneten Lokalitäten. Dabei halten wir uns an die Terraindarstellung der großen Karte (1 : 25.000).

a) Die Gruben genau südlich K. 536 oder nördlich vom „s“ in der Bezeichnung „Eisenerzgruben“.

Unmittelbar unter der Vegetationsschichte fand ich hier eine hellgelbliche, braungelbliche, braune oder auch ganz weißliche, an feinsten Quarzkörnern reiche, lehmige Masse. Die Quarzkörner waren manchmal bis bohngroß und kantenrund. Neben diesen fand ich darin noch dunkel- bis schwarzbraune Körner, die ich für *Psilomelan* hielt. An einzelnen Stellen beobachtete ich auch eigentümliche Konkretionen von Kugel- oder unregelmäßiger Knollenform. Ihre Größe erreicht kaum die Dimensionen einer Kinderfaust. Äußerlich wäre man vielleicht geneigt anzunehmen, daß man es nur mit einem sandreichen Lehmknollen zu tun hat. Zerschlägt man sie jedoch, so wird man in erster Linie gewahr, daß sie innerlich hohl sind. Die Wand besteht aus lauter kaum stecknadelkopfgroßen Quarzkörnern. Das verbindende Zement ist auch hier eine braune, für Limonit gehaltene Substanz. Die innere Fläche der Hohlkugeln (Knollen) ist (fast) dunkel ziegelrot gefärbt und ganz unregelmäßig wulstig ausgebildet. Einschlüsse fand ich in diesen Konkretionen keine.

Außer den eben erwähnten Gebilden fand ich in der besagten lehmig-sandigen Masse nur noch unregelmäßige Bruchstücke eines Gesteines, das aus feinen Quarzkörnern bestand, welche von einer durch Limonit braungefärbten, kaolinischen Substanz verkittet waren, welche letzterer vermutlich noch zersetzte Feldspatfragmente beigemischt sind. Lokal war an den Bruchstücken eine Spur von Muskovit zu beobachten. Manchmal glaubt man daran auch eine sehr undeutliche Spur einer Schichtung auf Grund einer verschwommen streifenförmigen Farbenverteilung (schwer zu unterscheidende Nuancen von Braun) annehmen zu dürfen. Da sich die Dimensionen der Quarzkörner dieser Fragmente von jenen der lockeren Masse nicht oder kaum etwas unterscheiden, deshalb glaube ich diese Fragmente als die letzten Reste jenes Gesteines annehmen zu dürfen, aus dem die lehmig-sandige Masse unter dem Einflusse der Atmosphärien entstanden sein mag.

Die Mächtigkeit der in Rede stehenden lehmig-sandigen Gebilde wurde in der besagten Grube je nach der Güte der Aufschlüsse auf 1—3 m geschätzt, das Liegende war dabei noch nicht aufgeschlossen.

b) Gruben südlich von „Eis“ in der Bezeichnung „Eisenerzgruben“.

An dieser Stelle befindet sich derzeit ein so gut wie undurchdringlicher Waldbestand. Dies zumindest insofern als man ja beim Begehen der Lokalität die Orientierung nicht verlieren darf.

Was man hier sah und sicher lokalisieren konnte, das waren (abermals) limonitreiche, feinkörnige Sandsteine und wie im ersteren Falle ein limonit- und sandreicher Lehm.

c) Grube nordwestlich von K. 508, auf dem Felde östlich vom Walde.

Auch hier fand ich nur einen sehr feinkörnigen, limonitreichen Quarzsandstein.

Für die Beobachtung bedeutend günstigere Verhältnisse fand seinerzeit R. Helmhacker in diesem Distrikte vor. Mit Rücksicht auf die Bedeutung seiner Angaben über diesen Gegenstand wolle man mir gestatten ein etwas längeres Zitat aus seiner bezüglichen Arbeit¹⁾ hier reproduzieren zu dürfen²⁾.

„Südlich von Pohled (Frauental) etwa 2 km und nordwestlich von Langendorf (Dlouhá ves) etwa 1³/₄ km, ist ein Wald³⁾, unter dem horizontal gelagerte Schichten, wahrscheinlich neogenen Alters, auf nicht bedeutende Entfernungen nur als Insel auf dem Gneisgebiete aufruh.“

„Das Liegende dieser wenig ausgedehnten, kaum 1/2 Stunde im Diameter messenden Neogenablagerung dürften Geschiebe und Gerölle von lichthem Quarz sein, welche stellenweise zu einem wenig festen Konglomerat verkittet erscheinen. Unter diesen Schichten dürfte sogleich der Gneis folgen.“

„Das Konglomerat wird etwas feinkörniger gegen das Hangende zu, teils einen losen weißen Quarzsand, teils einen sehr locker verbundenen grobkörnigen Sandstein bildend; sowohl Sand als auch der lockere Sandstein erscheinen durch dünne Psilomelanüberzüge der einzelnen Quarzkörnchen schwarz oder schwarzgrau gefleckt oder gefärbt.“

„Ober diesem Sandsteine erscheint eine nur wenige Zentimeter bis 2 dm, wohl auch, aber in selteneren Fällen, darüber bis 2/3 m mächtige Sandsteinschicht oder Bank, in welcher die Sandkörner entweder durch ochriges, bräunlichgelbes, abfärbendes Eisenerz zu einem bröckligen wenig festen Sandstein oder durch braunen, am Bruche glänzenden Stilpnosiderit zu festen Bänken oder Platten verbunden erscheinen. In diesem Sandsteine, in welchem Stilpnosiderit als Zement auftritt, bildet das Eisenerz stellen-

¹⁾ „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen.“ Zeitschrift des berg- und hüttenmännischen Vereines f. Steiermark und Kärnten, 1876, pag. 266.

²⁾ l. c. pag. 271 und 272 (Anhang).

³⁾ Gemeint ist der Wald der hier als Wartberg bezeichneten Anhöhe.

weise gegen die Sandkörner den vorherrschenden Bestandteil, ja auch ganz reine derbe Stilpnosideritpartien bis zu faustgroßen und horizontalen Schnüren finden sich ausgeschieden. Da das ochrige Eisenerz durch Übergänge mit dem Stilpnosiderit verbunden erscheint, ist es also nur eine erdige Varietät desselben.“

„Ober dieser Eisensandsteinbank folgen graue Töpfertone; über diesen gelbliche feinkörnige tonige Sandsteine, die mit langgezogenen Nestern und Bänken und horizontalen Streifen von grauem und auch rotbraunem Ton gebändert erscheinen. Gegen das Liegende zu ist der Tongehalt bedeutender als in der Richtung des Hangenden. Ober dem gelblichen tonigen Sandstein folgt dann die Vegetationshumusschicht. Bis auf den Eisensandstein sind von Tag aus nur 10 bis 13 m Tiefe; die Mächtigkeit des ganzen wahrscheinlich neogenen Gebildes dürfte nur wenig darüber betragen.“

„Der Eisensandstein war Erz für die in Ransko befindlichen (fürstlich Dittrichsteinischen, jetzt Clam-Gallaschen) Hochöfen ¹⁾ und ist im Walde Pinge an Pinge, vom Abbaue desselben herrührend, zu sehen. Der Abbau geschah durch Niederteufen eines Saigerschächchens, Verhauen des Erzlagers vom Schachte aus und nachheriges Zubruchegehenlassen desselben.“

Dieses Zitat dürfte, da heute kein Abbau des Erzes mehr erfolgt, außer anderen auch als Erklärung genügen, weshalb die derzeitigen Verhältnisse soviel weniger Beobachtungen zuließen.

Wir dürften kaum fehlgehen, wenn wir obige Funde in Übereinstimmung mit Helmhacker als tertiäre Bildungen auch weiterhin deuten. In der Karte beabsichtige ich sie indes wegen ihrer hypothetischen Natur nicht als solche auszuscheiden. Täten wir nämlich dies, so möchte vor allem die Karte eine Theorie an der bezüglichen Stelle darstellen, dann müßten wir aber auch vielleicht die Mitverantwortlichkeit für diese Altersbestimmung übernehmen. Nun sah aber ich nur das oben Geschilderte, was mich zu keiner Stellungnahme berechtigt.

Kollege Dr. R. J. Schubert untersuchte die Sande, welche ich an den oben angegebenen Stellen sammelte, allein auch der Genannte glaubt nicht sich für die Annahme eines bestimmten Alters der Sande entschließen zu dürfen. Die Sandkörner waren nämlich nicht einmal rund. Von Fossilien war aber schon gar keine Rede. Vielleicht sind die zuoberst konstatierten Sande einst zusammengeschwemmter Quarzsand, der mit den Graniten und Gneisen in ursächlichem Zusammenhange stehen könnte.

Durch den Fund dieser, zwar, wie gesagt, nur mutmaßlichen tertiären Sedimente können wir uns nun hypothetisch das Vorhandensein der von mir in der Karte im Lehmgebiete als diluviale Schotter (weil nicht mehr an der ursprünglichen Stelle ihrer Ablagerung und nicht mehr im ursprünglichen Verbands des Tertiärs) ausgeschiedenen Gebilde erklären. Freilich entstehen dadurch neue Schwierigkeiten, da wir infolgedessen gezwungen wären anzunehmen, daß die der-

¹⁾ Existieren heute nicht mehr. (Autor.)

zeitige große mitteleuropäische Wasserscheide kaum als das Gestade des tertiären Meeres angesehen werden könnte. Wären dies vielleicht Süßwasserbildungen?

Die Beobachtungen Helmhackers und des Autors dürften nebenbei auch als hinreichende Belege dafür angesehen werden, daß gegenständliche Schotter auch als glaziale Ablagerungen nicht zu deuten sind. Ich bemerke nur noch, daß ich nirgends „gekritzte“ Bildungen beobachten konnte.

Durch die Besprechung und den Hinweis auf die verschiedenen Erklärungsmöglichkeiten der angeführten Beobachtungen glaube ich hinreichend die Berechtigung der Ausscheidung von diluvialen Lehmen und Schottern und ihre hypothetische Abstammung von einer Tertiärdecke gezeigt zu haben. Was dagegen die eben voranstehend bezeichnete Wasserscheidefrage betrifft, meine ich, daß die definitive Lösung derselben, falls eine solche überhaupt möglich sein wird, nicht in den Rahmen dieser Arbeit fallen kann. Dazu benötigen wir gewiß der Beobachtungen aus viel größeren Gebieten.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.	Seite
Begrenzung des Terrains	115
Entwässerung desselben	115
Herrschende Gesteinsarten und Terrainkonfiguration im Gebiete des ganzen Kartenblattes mit Ausschluß der nordöstlichen Ecke	116
Herrschende Gesteinsarten und Terrainkonfiguration in der nordöst- lichen Ecke	116
Talbildungen	117
Quellen	117
Spuren bergmännischer Tätigkeit .	118

I. Teil.

Eruptivgesteine	118—187
I. Granite	118—163
A. Zweiglimmergranit	118—130
Schilderung der makroskopisch wahrnehmbaren Verhältnisse 118 bis 119.	
Verhältnisse an der Grenze zwischen Zweiglimmergranit und Cordieritgneis 120.	
Mikroskopische Untersuchungsergebnisse 121—122.	
Erscheinungsform des Zweiglimmergranites mit Bezug auf den mährisch-böhmischen Granitrücken 122.	
Deckenartige Überlagerung des Granites auf relativ weite Strecken durch den Cordieritgneis 123.	
Cordieritgneis „schleier“ auf dem Granite; daraus resultierende unsichere Grenzlinien zwischen beiden 123.	
Umgrenzung der größten Zweiglimmergranitausscheidung im Be- reiche des Kartenblattes 123.	
Gneis „schleier“ auf den kleineren Granitvorkommen 124—125.	
Das Verhältnis der Schieferhülle zum Granite an ihrer Grenze 125—129.	
Die Granite sind an den speziell angeführten Stellen jünger als die durchbrochene oder wenigstens teilweise zerstörte Schiefer- hülle 120.	
Daraus wird die Möglichkeit einer kontaktmetamorphosieren- den Einwirkung des Granitmagmas mit Bezug auf die Schiefer der betreffenden Lokalitäten abgeleitet 130.	
Verwendung des Zweiglimmergranites 130.	
Einige Angaben über den Zweiglimmergranit folgen im II. und IV. Teile.	
B. Zweiglimmergranit mit vorherrschendem Muskovit (zum Teile mutmaßlich aplitische Gänge und Randbildungen)	130

	Seite
C. Turmalingranit	130—131
Mutmaßliche Beziehung zu den Pegmatiten und Apliten 131.	
D. Zweiglimmergranitgneis (gneisähnliche Varietät des Zweiglimmergranites, lokal ganz körniger Zweiglimmergranit) .	131—132
Auch dieser Granit ist jünger als dessen Schieferhülle 131.	
Vielleicht ist er nur die randliche Partie eines tieferliegenden Granites 132.	
E. Mittelkörniger Biotitgranitgneis (gneisähnliche Varietät eines Biotitgranites, eventuell randliche Partie desselben)	132—133
F. Amphibolgranitit	133—139
Im ganzen drei sichere Fundstellen dieses Gesteines 133.	
1. Das Slávětiner Vorkommen (Erscheinungsweise im Terrain; makroskopischer Befund) 133—134.	
2. Das Vorkommen bei Pořezin 134.	
3. Das Vorkommen bei Hrbov 134.	
Mikroskopische Befunde 134—135.	
Verhältnis des Amphibolgranitites zum Biotitgneise, zu den Amphiboliten, beziehungsweise zu gewissen Biotitgraniten 135—139.	
Feldspatführender Biotitfels 139.	
G. Roter Zweiglimmer(granit)gneis mit lokal herrschendem Biotit	139—158
Allgemeine Begrenzung des Vorkommens 139—140.	
Keine Einlagerungen wie im grauen Biotit- (beziehungsweise) Zweiglimmergneise 140:	
Makroskopische Merkmale des Gesteines 140—150:	
a) in der Gegend (unmittelbar) östlich von Chotěboř 141,	
b) im Doubravatale zwischen Lhotka und Bilek 142—144,	
c) in der Umgebung von Bilek, linkes Doubravaufer 144 bis 145,	
d) in der Umgebung von Přijemek 145—146,	
e) die Verhältnisse im Sopotter Reviere 146—147,	
f) das Waldgebiet zwischen Sokolovec dolní und Bilek 147,	
g) in der Gegend nördlich von Bilek 147—148,	
h) in der Gegend bei Sopoty 148,	
i) vom linken Ufer des Čerhovkabaches oberhalb Sokolovec dolní 148—149,	
j) aus der Gegend von Ober- und Unter-Věstec 149—150.	
Die mikroskopischen Eigentümlichkeiten des Gesteines aus dem ganzen Gebiete 150—153:	
a) die körnige Gesteinsausbildung 150—151,	
b) die körnig-schiefrige Ausbildung (mit vorherrschend schiefrigem Habitus) 151—152,	
c) schiefrige, teilweise phyllitähnliche Modifikationen 152—153.	
Lagerungsverhältnisse 153—158.	
Eine sichere Störungslinie im Gebiete östlich, beziehungsweise südöstlich von Chotěboř 153—154.	
Ein (sehr) fraglicher Parallelbruch zu dieser Verschiebungslinie in der Richtung und im Gebiete des Čerhovkatales 154.	
Das Alter dieser tektonischen Linien 154—158:	
a) jener östlich, respektive südöstlich von Chotěboř 155,	
b) der hypothetischen zweiten Störungslinie 155—158.	
α) Verhältnisse zwischen Sopoty und M. H. Brančov 155—156,	
β) Verhältnisse am rechten Čerhovkaufser 156.	

- Das Kreidemeer hat bereits zur Zeit der Überflutung der Gebiete zwischen Sopoty und Věstec dortselbst eine Depression angetroffen 156.
- Falls zwischen der Sopoter und Věstecer Zone ein Bruch angenommen werden sollte, so müßte derselbe nur vorcretacischen Alters sein. Für die Annahme eines bezüglichen jüngeren Bruches fehlen jegliche Beweise 157.
- Existenz zumindest cretacischer Brüche 157.
- Scheinbar berechnigte Einwendungen gegen die Annahme eines vorcretacischen Alters des angeführten (zweiten), hypothetischen Bruches 157.
- Scheinbar berechnigte Annahme eines Bruches am nördlichen Kreiderande 157.
- Beobachtungen, die dagegen sprechen 157—158.
- Der Plänermergel liegt auf beiden Gehängen des Čerhovákales in der gleichen Seehöhe 158.
- Postcretacische Dislokationen, die den Verlauf der Hauptbrüche im Eisengebirge haben dürften 158.

H. Roter amphibolführender Biotitgranitgneis mit wechselnden Mengen von Muskovit 159—163

- Vorkommen und Gebietsbegrenzung 159—160.
1. Ausbildung der Slavětiner Partie 160—161.
Ihre mikroskopischen Eigentümlichkeiten 161.
 2. Ausbildung der Kohoutau-Wscheradover Partie 161 bis 162.
Ihre mikroskopischen Eigentümlichkeiten 162.
 3. Ausbildung des Vorkommens nördlich von Studenec 162 bis 163.
Ihre mikroskopischen Eigentümlichkeiten 163.

II. Diorite 168—171

- Historischer Rückblick 163—164.
- Der Diorit des Ransker Revieres 164.
- Die Diorite aus der Umgebung von Hutí, westsüdwestlich von Ždírec 164—165.
- Die Diorite südlich, beziehungsweise südwestlich von Ždírec 165—166:
- a) (Glimmer-) Diorit fast nördlich von Jitkau 165,
 - b) Diorit aus der Gegend nördlich von Borau und südsüdöstlich von Peršikov 165,
 - c) Diorite aus der nördlichen Umgebung von Klein-Lossewitz 166.
- Schwierigkeit der Unterscheidung mancher Diorite von Amphiboliten 166.
- Diorite aus der Gegend nördlich und nordwestlich von Ždírec 166—171.
1. Diorit vom M. H. Brančov 166.
 2. Diorite aus dem Gebiete nördlich von der Linie Ober-Studenec—Odranec—Stěpanov 167—171:
 - a) in Ober-Studenec,
 - b) nördlich Ober-Studenec und südwestlich von Oudavy,
 - c) westlich und nordwestlich von Oudavy,
 - d) der Stikovádiort,
 - e) ein Vorkommen südöstlich von „Na vychňalově“.
- Ihr petrographischer Charakter 167.
- Mikroskopische Merkmale mit besonderer Berücksichtigung der Feldspäte 168—169.

Seite

Grenzverhältnisse zwischen dem Stikova diorite und dem amphibol-
führenden Granitite 169—171.

Altersverhältnisse zwischen denselben Felsarten 171.

III. Gabbro	171—177
1. Gabbro aus dem Reviere Ransko 172—176:	
Allgemeines 172,	
Abgrenzung 172—173,	
Schilderung der verschiedenen Varietäten 173,	
Olivingabbro 174,	
Anorthositartiger Forellenstein 174, 175,	
Norit (Olivin N.) 175,	
Hornblendegabbro 175, 176,	
Pyroxenit 175.	
2. Gabbro von Oudavy 176—177.	
3. Gabbro westsüdwestlich von Borau 177.	
IV. Perldott	177—179
Lokalisierung und Begrenzung 177—178.	
Makroskopischer Befund 178.	
Umwandlungserscheinungen 178.	
Limonitbildung 178—179.	
Analysen 180.	
V. Serpentin	179—181
Lokalisierung 179, 181.	
VI. Ganggesteine	181—187
1. Pegmatite 181.	
2. Aplite 181.	
Gangquarzbildungen 181—182.	
3. Granitporpyre 182—184.	
Lokalisierung 182.	
Makroskopischer Befund 182—183:	
a) Ausbildung der Einsprenglinge 182,	
b) Ausbildung der Grundmasse 182—183.	
Mikroskopische Eigentümlichkeiten 183—184:	
a) der Einsprenglinge 183,	
b) der Grundmasse 184.	
4. Quarzporphyre 184.	
5. Minette 184—185.	
6. Ganggesteine von dioritischem Habitus (Malchit) 185—187.	
Lokalisierung 185.	
Makroskopischer Befund 185.	
Mikroskopische Diagnose 185—186.	
Systematische Stellung 186—187.	

II. Teil.

Kristalline Schiefer	187—304
Historischer Rückblick 187—189.	
Allgemeiner Überblick über die neuere Einteilung 189—190.	

	Seite
I. Cordieritgneis	190—199
Begrenzung (im allgemeinen 190), genauer 190—192.	
Makroskopischer Befund 192—195.	
Das mikroskopische Bild 195—199.	
Mikroskopische Struktur 198—199.	
II. Biotitgneis im allgemeinen	199—238
Die Bezeichnung „Biotitgneis im allgemeinen“ ist ein Sammelname 199.	
Grauer Zweiglimmergneis und Muskovitgneis 199.	
Erscheinungsweise des Biotitgneises im Terrain und Aufschlußverhältnisse 200.	
Wechselbeziehungen zwischen dem Biotitgneise und dem Zweiglimmergranite (eine teilweise Ergänzung der Angaben über das Auftreten des Granites) 200—204.	
Art der graphischen Darstellung mancher der geschilderten Gebiete 204.	
Makroskopischer Befund 205:	
a) Gneise von der östlichen Blattgrenze 205—206,	
b) Gneise aus dem Gebiete des Schlapankabaches 206 bis 208,	
c) Gneise aus dem Sazawatale 208—209.	
Granulitartige Gneise 210—211.	
Grauer Zweiglimmergneis aus der Gegend um Chotěbor 211 bis 213.	
Graphische Darstellung derselben 213—215.	
Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse der verschiedenen Ausbildungen der Biotitgneise 215—236.	
Untergeordnet granatführender Biotitgneis von Věstec 236—238.	
III. Quarz-Sillimanitknollen führender Horizont des Biotitgneises östlich von Deutschbrod .	238—248
a) Gesteine aus der Gegend von Chrast 238—248,	
b) aus dem Sazawatale 244,	
c) aus dem Schlapankatale 244—248.	
IV. Amphibolite nebst einem Anhang, umfassend einen Bronzitfels und einen Teil der Serpentinvorkommen	248—255
Das Verhältnis der Amphibolite zu den Kalksilikatfelsen; ihre Vereinigung in der graphischen Darstellung 253.	
Versuch einer Klassifikation der Amphibolite auf Grund der mikroskopischen Studien 256—255.	
Anhang 255.	
V. Kalksilikatfelse .	256—260
Umgrenzung des Begriffes Kalksilikatfels 256—257.	
Mikroskopischer Befund 258—259.	
Versuch einer Klassifikation der bezüglichen Felsarten 260.	
VI. Krystallinische Kalke .	261—262

VII. Grauwackenhorizont von PřebislauSeite
262—298

Seine Begrenzung 262—263.

Makroskopischer Befund 263—284:

- a) Gesteine vom rechten Sazawaufer (teilweise auch ihre mikroskopischen Eigenschaften) 263—266,
- b) vom linken Sazawaufer 266—267,
- c) südlich Přebislau; auf der Strecke bis Brskau 267—268,
- d) nördlich Přebislau bis Cibotín 269—274,
- e) Verhältnisse im Distrikte Běla, Jitkau, Střížov, Mariendorf und Počátek 274—275,
- f) südlich von der Bahnstation Chotěboř 275,
- g) bei der Stadt Chotěboř 276—277,
- h) westnordwestlich von Libic (nördliches Kartenblatt); mikroskopische Beobachtungen 277—280,
- i) Gegend bei Brskau 280,
- k) südlicher Kartenrand 280—284,
- l) den Grauwacken verwandte Gebilde aus der Gegend zwischen Přebislau und Rouv 284.

Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse in den verschiedenen Modifikationen 284—298.

VIII. Graphitische, beziehungsweise graphitführende Schiefer

298—302

IX. Quarzite

302—304

III. Teil.**Sedimente .**

305—318

I. Kreide

305—317

Landschaftlicher Charakter und Begrenzung 305.

Historischer Rückblick 306—307:

- a) Kreideausbildung auf der Strecke: Bilek, Sobiňov, Bahnstation Ždírec—Kreuzberg, respektive zwischen Hutí und dem Eisenwerke Ransko, die sogenannte Bilek-Studenecer Kreidepartie 307—310;
- b) Kreideausbildung im Čerhovkatale zwischen Studenec und Libic 310—315.

Kurze Zusammenfassung 315—317.

II. Lehm, Schotter; Sande vom Wartberge bei Frauental

317—318

IV. Teil.**Zusammenfassender Rückblick und Diskussion einiger in den vorausgeschickten Abschnitten besprochenen Beobachtungen .**

318—366

I. Alter des Zweiglimmergranites und seine Relationen zur Schieferhülle

318—352

Zusammenstellung jener Lokalitäten, an denen die Schiefer sicher älter sind als die angrenzenden Granite; ihre Wechselbeziehungen 318—319.

I. Form der Beweisführung für die Berechtigung der Annahme, daß die Schiefer Kontaktprodukte vorstellen 319—323.

Minerale, die als Kontaktprodukte aufgefaßt werden; besondere Berücksichtigung eines Fluoritfundes westlich vom Petzky m. 320—321.

Homologie der Schiefer mit sächsischen und anderen sicheren Kontaktprodukten 321.

II. Form der Beweisführung.

Von sicheren Sedimenten ausgehend wird

- a) auf Grund der überall gleichen Struktur eine überall gleiche Gesteinsentwicklung abgeleitet 323—325,
- b) auf Grund des Verbandes sicherer Sedimente mit den Gneisen wird auf den gleichen Ursprung zumindest eines Teiles der Gneise geschlossen 325.

III. Form der Beweisführung. Berücksichtigung des Auftretens von Ganggesteinen 325—327:

- a) Auftreten der Pegmatite und Aplite mit Bezug auf den Granit und die Schieferhülle 325—326,
- b) die Ganggesteine zeigen keine Folgeerscheinungen eines seitlichen Druckes 326.

Unterschied zwischen dem Zweiglimmergranite und dem roten Zweiglimmer(granit)gneise, beziehungsweise dem Amphibolgranitite 326—327.

IV. Form der Beweisführung.

Zusammenfassung jener Erscheinungen, die gegen die Annahme einer dynamometamorphen Umwandlung der Gneise sprechen 327—332:

- a) Querstellung der Glimmerblättchen mit Bezug auf die Schieferungsebene 327,
- b) Integrität des Granites und der Ganggesteine 327,
- c) Berücksichtigung der Erscheinungsweise der Grauwacken 327 bis 332.

Feldspatgerölle etc. in sogenannten Gneisen 328.

Natur des ursprünglichen, der Umwandlung anheimgefallenen Gesteinsmaterials 332—339.

Deutung des Quarz-Sillimanitknauern führenden Horizontes des Biotitgneises mit besonderer Berücksichtigung der Knauernsubstanz 349—351.

Rechtfertigung der Namenswahl („Gneis“bezeichnung) mit Rücksicht auf den Umstand, daß die Schiefer als Kontaktprodukte aufgefaßt wurden 351—352.

II. Diskussion der Altersfrage der Diorite und der Gabbrogesteine in der Nordostecke des Blattes

352—357

- a) Die Verhältnisse der Gesteine südlich Ždírec untereinander 352—353,
- b) die eruptiven Bildungen nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov 353—354.

Verwandtschaftliche Beziehungen der Gesteine sub a und b 354 bis 355.

Deutung ihrer Altersverhältnisse 355—357.

III. Altersfrage der Lehme und Schotter nebst den sandigen Ablagerungen auf dem Wartberge bei Frauental

357—366

Auftreten der Lehme und Schotter mit spezieller Berücksichtigung der großen mitteleuropäischen Wasserscheide 357.

1. Nach einer Erklärung sollten die Schotter zerfallene Kreidesedimente oder eine Art „Umrandung“ derselben vorstellen 358. Bedenken dagegen 358—359.

2. Die Schotter wären Flußterrassen 359.

Diese Hypothese leitet das Schottermaterial von tertiären Sedimenten ab 359.

Die derzeitigen Gebilde wären demnach mutmaßlich (alt)diluvial 360.

Argumente, die für, beziehungsweise gegen diese Auffassung angeführt werden könnten 360—366:

a) Beobachtungen im Gebiete des Kartenblattes Iglau und Datschitz—Mähr.-Budwitz 360—361,

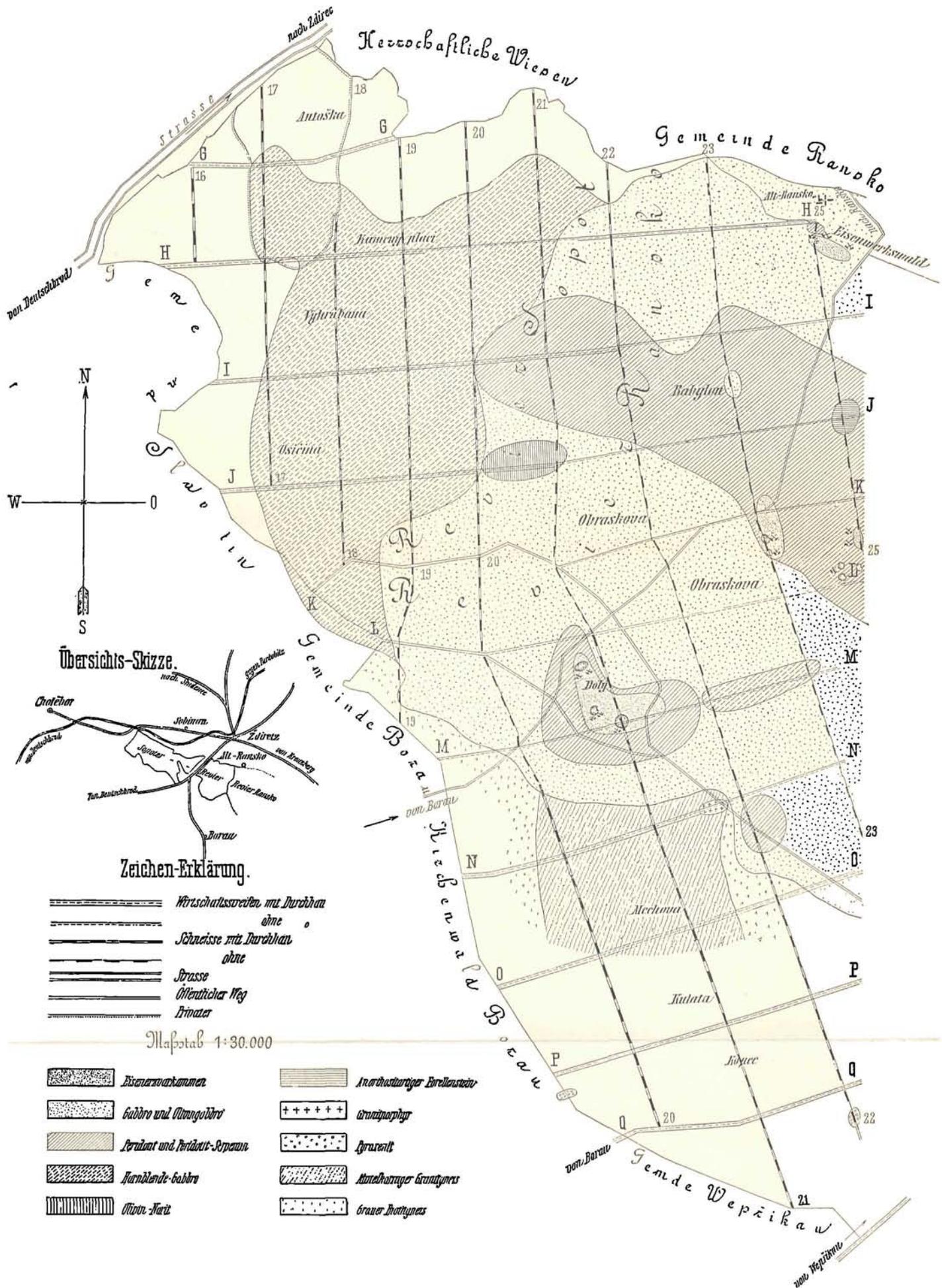
b) Argumente, die dagegen sprechen könnten 361,

c) hypothetische Sedimente tertiären Alters vom Wartberge bei Frauental 362—364.

Beobachtungen R. Helmhackers im bezeichneten Gebiete 364—365.

Die Schotter sind keine glazialen Bildungen 366.

Erklärungen zu den Tafeln IV bis VII.



- Zeichen-Erklärung.**
- Wirtschaftsscheiden mit Durchhan
 - Wirtschaftsscheiden ohne Durchhan
 - Schneise mit Durchhan
 - Schneise ohne Durchhan
 - Strasse
 - Öffentlicher Weg
 - Privatweg

- Maßstab 1:30.000
- Eisenerzadammen
 - Gabbro und Ultragabbro
 - Peridot und Peridot-Syenite
 - Hornblende-Gabbro
 - Olivin-Harz
 - Anorthositiger Basaltstein
 - Granitporphyre
 - Syenit
 - Almandiniger Granodiorit
 - brauner Diatrypsis

Tafel IV.

**Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes
Deutschbrod.**

Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1. Quarzsillimanitknauernführendes Gestein aus der Gegend westlich von Chrast. Ansicht im Hauptbruche. Das Gestein weist im Bilde 9 deutlich hervortretende Quarzsillimanitlinsen, und zwar vier am unteren Rande, vier in der Mitte, beziehungsweise etwas rechts oben und eine am äußersten linken, ganz geradlinig verlaufenden Rande. In Wirklichkeit lugen noch drei Linsen teilweise aus der sie umgebenden Masse heraus: eine in der Gegend des unteren, eine in jener des linken Eckes und eine rechts von der Mitte des Bildes. Etwas links unter der Mitte des Bildes erscheint in diesem eine etwas verschwommene Stelle; es ist dies eine infolge der Auswitterung einer Linse entstandene, flache Höhlung. — Vergrößerung 62:100 der natürlichen Größe (cf. pag. 238 ff).

Fig. 2. Quarzsillimanitknauernführendes Gestein von der Lokalität östlich Rosenmühle bei Deutschbrod. Ansicht im Querbruche (Schlifffläche). Die hellen Flecke sind Querschnitte durch Fibrolithknauern. An den dunklen Stellen sieht man darin den Biotit. (Besonders in den rechts liegenden Linsen deutlich zu sehen.) Der schwarze Rand der Linsen ist ihr Biotitmantel. Vergrößerung 62:100 der natürlichen Größe (cf. pag. 244 ff).

Fig. 3. Tonschiefer einschl. in einem gneisartigen Gesteine. Der Tonschiefer ist (trapezoidisch) weiß umrandet. Dimensionen desselben 12:16, beziehungsweise 15:20 mm. In den Dreiecken und an der Stelle der unregelmäßigen Figur (alles weiß umrandet) haftet am Tonschiefer noch die gneisartige Substanz der Unterlage (natürliche Größe) (cf. pag. 271).



1



3



2

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

Tafel V.

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod.

Erklärung zu Tafel V.

Fig. 1. Roter Zweiglimmergneis aus dem Doubravkatalc (Sokolovec). Quarz und Feldspat mit im Bilde nicht gut erkennbaren Muskovit (Sericit)spuren (Streifen in der linken Bildhälfte). Verzahnung der Elemente \times Nic. Verg. Fuess Ocul. 2. Zeiss Obj. A. A. (cf. pag. 152).

Fig. 2. Grauer Zweiglimmergneis westlich von Chotůboř. Mit Pflasterstruktur im Gegensatz zu Fig. 1. Optische Verhältnisse wie bei Fig. 1. Im Bilde erscheinen Quarz und Feldspat (cf. pag. 213).

Fig. 3. Biotitgneis, nordöstlich von Deutschbrod, südlich von Břevnic, östlich von der Straße zwischen diesen Orten, beziehungsweise westlich von der Bahnstrecke. Im Bilde erschienen Quarz, Feldspat, Biotit. Der Feldspat ist zum größten Teile ungestreift. Dies der Typus der Strukturverhältnisse im Biotitgneis (Pflasterstruktur). Optische Verhältnisse wie bei Fig. 1 (cf. pag. 246).

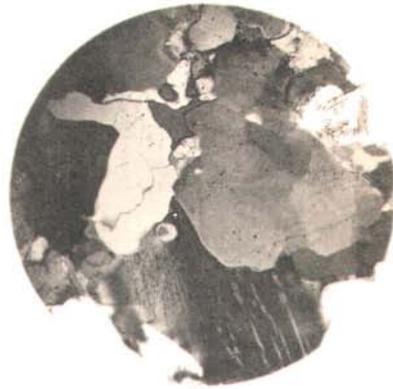
Fig. 4. Grenze zwischen einer Fibrolithknauer (rechte Bildhälfte) und dem einschließenden Gesteine (linke Hälfte). Der Biotitstreifen in der Mitte ist die „Biotit“haut (cf. Text pag. 242 und 246). Vergrößerung Ok. Fuess 2, Obj. Zeiss α_3 ; ohne Nic.

Fig. 5. Grenze zwischen einer Fibrolithknauer (linke untere Hälfte) und dem einschließenden Gesteine (rechte obere Hälfte). Die Grenze (Streifen in der Mitte des Bildes) wird von Muskovit (Sericit) gebildet (Text pag. 247). \times Nic.; sonstige optische Verhältnisse wie bei Fig. 4.

Fig. 6. Grenze zwischen einer Fibrolithknauer (untere Bildhälfte) und dem einschließenden Gesteine (obere Bildhälfte). Lage der Schieferungsebenen *a*) in der Knauer von oben nach unten, *b*) im einschließenden Gesteine von links oben nach rechts unten (cf. Text pag. 247). Optische Verhältnisse wie bei Fig. 4.



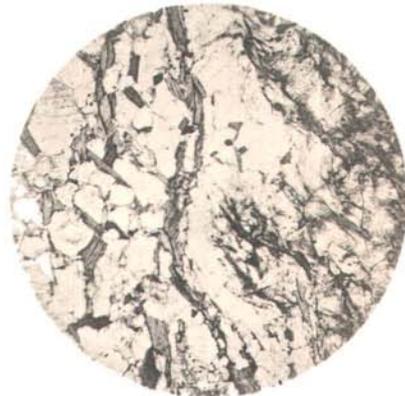
1



2



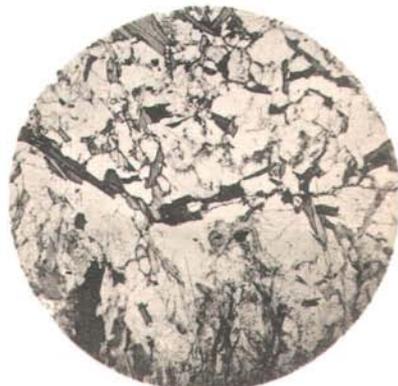
3



4



5



6

Autor phot.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel VI.

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod.

Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1. Weißer Gneis, granulitähnlich. Die grauen Stellen sind nur Feldspat; die schwarzen sind zum Teile Quarz (Text pag. 224 ff). \times Nic. Vergr. Obj. Fuess 2. Ocul. Zeiss A. A.

Fig. 2. Grauer Biotitgneis mit runden Feldspäten. In der Mitte eine scharfbegrenzte Feldspatlinse. Die großen, grauen Stellen rechts und links davon sind Teile von Feldspatkörnern (zum Teile auch rund). Die hellsten, großen Stellen sind Quarze (nur zum Teile Aggregate!). Zwischen den Feldspäten ziehen sich Stränge von Muskovit und Biotit durch (Text pag. 296). Vergr. Ok. Fuess 2, Obj. Zeiss A. A.

Fig. 3. Biotitgneis mit runden Feldspäten (die beiden großen grauen Stellen). Die dunklen Streifen sind Biotite, die zu Strängen angeordnet sind. Die sonstigen hellen Stellen sind noch Quarz (Text pag. 295). \times Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss A. A.

Fig. 4. Grauer Zweiglimmergneis südlich von der Schießstätte bei Chotěboř (Text pag. 296). Links (zum Teile oben), rechts oben und unten scharf begrenzte, kaolinisierte, runde Feldspäte. Sonst zum großen Teile ein Quarzaggregat. \times Nic. Vergr. Fuess Ok. 2. Zeiss Obj. A. A.

Fig. 5. Material wie für Fig. 4 nur von einer anderen Stelle des Schliffes (Text pag. 296). Drei große, infolge Kaolinisierung wolkig getrübbte, runde, scharf begrenzte Feldspäte. Links unten größere Muskovitschuppe; dunkle Stränge bestehen aus Biotitlamellen. Helle Stellen sind Quarzaggregate. Ohne Nic. Vergr. Fuess Ok. 2. Zeiss Obj. α_3 .

Fig. 6. Biotitgneis unter dem Friedhofe von Přebislav im Tale bei Dobra (Text pag. 293). Große, helle Stellen am rechten und linken Rande sind runde, scharfbegrenzte Feldspäte. Die dunklen Stellen sind Biotit. Die sonstigen hellen Punkte sind größtenteils Quarz. Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2, Obj. Zeiss A. A.



1



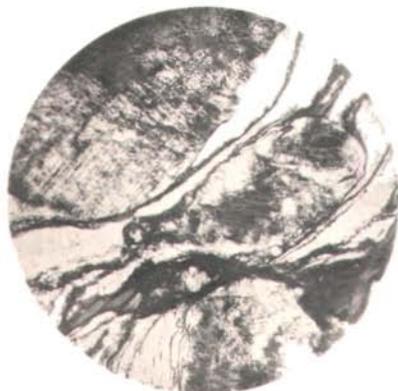
2



3



4



5



6

Autor phot.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel VII.

**Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes
Deutschbrod.**

Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1. In der Mitte ein runder, kaolinisierter Feldspat in einer „Grundmasse“, die aus einem Quarzaggregate und Biotit- sowie aus Muskovit Spuren besteht (cf. Text pag. 278). \times Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss C.

Fig. 2. Große runde Feldspäte in Quarz, Feldspat und Glimmer (Muskovit + Biotit)gemenge (Text pag. 282). Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss a_3 .

Fig. 3. Ein einzelner, runder Feldspat aus demselben Materiale. Man beachte die scharfe, schön gebogene Grenze und das Fehlen jeder Verdrückungserscheinung (Text pag. 282). \times Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss A. A.

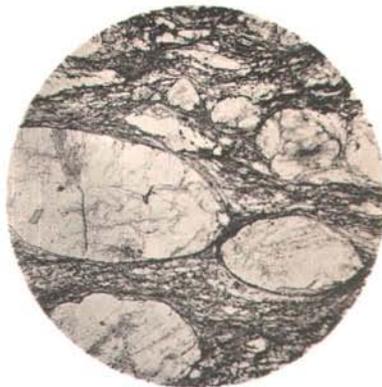
Fig. 4. Ein scharfbegrenztes, kaolinisiertes Feldspatgerölle in einer phyllitartigen Masse, die aus Quarz, Sericit, Kaolin und einer dunklen Substanz besteht (Text pag. 291). Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss C.

Fig. 5. Feldspatgerölle in einer „Grundmasse“, die aus Quarz, Feldspat und sehr feinen Biotit- und Chloritlamellen besteht (Text pag. 284). Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss A. A.

Fig. 6. Die rechte Hälfte im Bilde stellt eine Grenzpartie des (dunklen) Einschlusses, die linke des (hellen) einschließenden Gesteines vor. Die Grenze geht durch die Mitte (cf. Text pag. 292). Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss a_3 .



1



2



3



4



5



6

Autor phot.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.