

# Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges.

Von W. Petrascheck.

Mit einer Tafel (Nr. XIV) und fünf Zinkotypien im Text.

Die nachfolgenden Blätter sind der Mitteilung der Beobachtungen gewidmet, die ich in den Jahren 1903, 1904 und 1905 gelegentlich der Kartierung von Blatt Josefstadt—Nachod in den kristallinen Schiefen des Nordendes des Adlergebirges gemacht habe, sowie der Mitteilung der Beobachtungen, die sich in den folgenden Jahren bei der näheren Untersuchung der aufgesammelten Materialien ergeben haben. Meine Aufgabe beschränkte sich auf die geologische Neuaufnahme des genannten Kartenblattes. Ich schloß an dieselbe jedoch einige Exkursionen in die angrenzenden, auf die Meßtischblätter Lewin und Reinerz fallenden Anteile von Preußisch-Schlesien, sowie Exkursionen in das östlich angrenzende Kartenblatt Kronstadt an der Adler an.

Nach Süden zu gehen, hatte ich keine Ursache, denn über das hier anschließende Gebiet liegen bereits Mitteilungen über eine neue geologische Aufnahme von Hinterlechner<sup>1)</sup> vor, zum Teil sind solche zu erwarten, da der ganze übrige Teil des Adlergebirges von Rosival bereits begangen worden ist.

Die Literatur über die kristallinen Schiefer dieses Gebietes ist keine umfangreiche. Die wichtigsten Arbeiten sind diejenigen von H. Wolf<sup>2)</sup> und die von Roth verfaßten „Erläuterungen zur geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge“<sup>3)</sup>, welche für das uns interessierende Gebiet wesentlich auf den geologischen Aufnahmen Beyrichs beruhen. In diesem Buche findet man auch die ganze ältere das Gebiet betreffende Literatur aufgezählt. Die neuere Literatur ist von Gürich<sup>4)</sup> in den Erläuterungen zu seiner geologischen Übersichtskarte von Schlesien zusammengestellt worden. Von den neuesten Arbeiten ist vor allem die schon erwähnte Mitteilung Hinterlechners von Wichtigkeit. Was sonst noch in Betracht kommt, wird hier fallweise zitiert werden.

---

<sup>1)</sup> Beitr. z. Kenntnis d. geol. Verb. Ostböhmens. I. Das kristallinische Gebiet bei Reichenau a. d. Kn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 54 (1904), pag. 595.

<sup>2)</sup> Bericht über die geologische Aufnahme im östl. Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 14 (1864), pag. 463.

<sup>3)</sup> Berlin 1867.

<sup>4)</sup> Breslau 1890.

Wie ich schon im Titel dieser Arbeit hervorhebe, beschäftige ich mich hier bloß mit den kristallinen Schiefeln. Das Deckgebirge, das den Schiefeln in einigen Resten auflagert, wird in einer späteren Publikation eingehend behandelt werden. In derselben werde ich auch Gelegenheit nehmen, auf die isolierten Vorkommnisse kristalliner Schiefer zu sprechen zu kommen, die in dem Kartenblatte Josefstadt—Nachod da und dort zutage treten, oder die unter dem Deckgebirge konstatiert werden konnten.

Die geologische Karte, welche das Lesen der vorliegenden Arbeit sehr erleichtern kann, wird noch in diesem Jahre in Druck genommen werden. Es muß darum vorläufig auf die älteren geologischen Aufnahmen verwiesen werden, die von Wolf und von Beyrich bearbeitet wurden. Die erstere Karte ist in der Zahl der vorhandenen Ausscheidungen detaillierter, die letztere aber hinsichtlich der eingetragenen Grenzen verlässlicher gearbeitet. Zur Übersicht kann auch die Skizze Tafel XIV dienen.

## Topographische und tektonische Verhältnisse.

### Der Einfluß des Deckgebirges.

Wie soeben betont, sehe ich hier von einer näheren Besprechung der über das Gebiet verstreuten Erosions- und Denudationsreste permischer, kretazischer und diluvialer Bildungen ab. Ich erwähne nur, daß das Perm ausschließlich aus den kleinstückigen Konglomeraten des Oberrotliegenden besteht, die als Appendizes des bei Nachod in ansehnlicher Mächtigkeit und ausgedehnter Verbreitung anstehenden Oberrotliegenden zu betrachten sind. Dieses selbst ist das am weitesten nach Süd und Südwest übergreifende Randgebilde der jungpaläozoischen mittelsudetischen Mulde. Eine große Zahl der Grenzen, an denen die kristallinen Schiefer und die Oberrotliegendkonglomerate aneinanderstoßen, ist tektonischen Ursprunges. Auch das Vorhandensein der Lappen von Rotliegendem, die bei Dobřan und Rowney dem Phyllit auflagern, ist kein zufälliges oder nur durch die Erosion bedingtes, denn diese Depots liegen in der südlichen Verlängerung der aus der Gegend von Lewin südwärts streichenden, teils auf Brüchen eingesenkten, teils flache Einfaltungen darstellenden Rotliegensichten. Diese Lappen sind von NS verlaufenden Brüchen durchzogen oder begrenzt und darf man sich vorstellen, daß sie ihre Erhaltung der Einsenkung in die Zone kristalliner Schiefer verdanken und daß sie die Reste einer einst weiter verbreiteten permischen Decke sind. Wie weit gegen S und O sich einst das Rotliegende über das Gebiet verbreitet haben mag, ist aber heute nur mehr schwer zu sagen. Schichten, die vermutlich permischen Alters sind, treten nach Hinterlechner<sup>1)</sup> auch noch weiter im Süden auf. Der Umstand, daß in den Rotliegendkonglomeraten bei Rowney Gerölle von Muskovitgneis gefunden werden, die anscheinend aus

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 54 (1904), pag. 595.

dem Mensegebirge stammen, läßt die Vermutung aufkommen, daß dieses zur Rotliegendzeit unbedeckt von Sedimenten war.

Dahingegen ist es wahrscheinlich, daß das Kreidemeer das ganze Mense- und Adlergebirge überflutete. Nördlich von der Schnappe bei Gießhübel (Blatt Kronstadt a. d. Adler) liegen an der Reichsgrenze in einer Seehöhe von 805 *m* cenomane Plänersandsteine. Jenseits des böhmischen Kammes bildet die Kreide einen schmalen, fjordähnlichen Streifen, der an einem weithin streichenden Bruche abgesunken ist. Bemerkenswerterweise ist hier selbst die Fazies die gleiche wie im übrigen Glatz—Wekelsdorfer Gebiete. Freilich sind die heutigen Höhenlagen nur das Resultat mannigfaltiger postkretazischer Dislokationen, sodaß die Seehöhe, welche die Basis der Kreidesedimente heute erreicht, noch keinen Maßstab für die einstige Überflutung bildet.

Von Příbislau über Jestřeby, Blaschkov, Domaschin, Podbřezi verläuft die durch Erosionstäler mannigfach zerschnittene Kreidegrenze in südsüdöstlicher Richtung, um dann weit gegen Ost bis südlich Hlinei vorzuspringen und hierauf wieder südliche Richtung einzuschlagen. Östlich dieser Linie, die also die Westgrenze der kristallinen Schiefer bildet, lagern noch einzelne Erosionslappen von Kreide. Manche derselben sind an einem sie im Westen begrenzenden Bruche eingesunken. Außerdem sind schmale Grabeneinsenkungen von Pläner vorhanden.

Den deutlichsten Beweis dafür, daß die Kreide über die letzten Relikte gegen Ost hinausgriff, bietet die Oberflächenform des Gebietes. Unverkennbar schließt sich an die Kreidegrenze eine Einebnungsfläche an, die dem transgredierenden Kreidemeere ihren Ursprung verdankt. Gegen Ost ansteigend läßt sich diese alte Abrasionsfläche bis an eine Höhenstufe verfolgen, die überall dort, wo nicht Talungen stören, recht deutlich ist.

Zwischen Jestřeby und Sendrasch bei Neustadt a. d. Mett. erreicht diese Abrasionsfläche etwa 470 *m* Seehöhe, dann erhebt sich auf einmal das Gelände steiler und steigt auf 525 *m* im Orte Sendrasch an. Deutlich zieht diese bei zirka 500 *m* liegende Höhenstufe nach SO über Mezlesi hinüber. Bei Bidlo und Rokol ist sie weniger leicht zu erkennen. Sie hält sich hier an die Höhen, die das Olesnicatal begleiten, vielleicht sogar liegt sie erst östlich dieses Tales, woselbst sich das Gelände rasch auf 570 und 580 *m* erhebt. Rings um Bohdaschin ist die Einebnung unverkennbar. Erst östlich von Tys und östlich von Janov steigt das Terrain stärker an. Die Grenze verläuft also hier in mehr südlicher Richtung. Zwischen Janov und Ohnischov verliert die Landschaft den Charakter eines Plateaus; sie ist von drei parallelen Tälern zerschnitten. Auf den Rücken zwischen denselben liegen Reste von Cenomanquader in einer Seehöhe von 500 *m*. Es ist das die größte Höhe, welche die Kreide hier an der Westseite des nördlichen Adlergebirges erreicht. Wenig unter 700 *m* bleibt sie hingegen im südlichen Adlergebirge zwischen Roketnitz und Nesselleck. Daß sie auch hier im Norden noch weiter an den Hängen hinauf

reichte, beweisen alte Schotter, die in Bistrey in zirka 550 *m* anstehen, denn sie enthalten in einem dicht an der nach Gießhübel führenden Straße liegenden Aufschlusse Plänerfragmente.

Die Höhenstufe verläuft von Bistrey nach Süden auf Kounov. Sehr deutlich trägt westlich dieses Ortes zwischen Sudin, Bacetin und Ohnischov die Landschaft den Charakter der Abrasionsfläche zur Schau. Fast unmerklich verlaufen zwischen den beiden zuletzt genannten Orten die Denudationsrelikte des Plänersandsteines. Er liegt hier transgredierend, denn der Quader fehlt unter ihm und bildet anscheinend eine so dünne Haut, daß das Grundgebirge unter ihm mitunter zum Vorschein kommt. Nicht anders ist es wohl zu verstehen, daß man in den Feldern südlich Ohnischov so oft neben solchem des Plänersandsteines Lesesteine von Grünschiefern findet. Weithin sichtbar erhebt sich über die ausgedehnte Plateaulandschaft die Plänerscholle des Taborberges bei Horni Spalenischt.

Südlich von Kounov tritt die Höhenstufe auf das linke (östliche) Goldbachufer über. Sie erreicht hier eine Seehöhe von nahezu 500 *m* und ist wieder sehr schön und deutlich zu erkennen. Man passiert sie auf den Wegen von Kamenitz nach Rowney etwa 1 *km* nordöstlich Kamenitz. Ungefähr 1 *km* östlich von Dobrey steigt die Deschneyer Straße über die Stufe empor. Von dort aus verfolgt man dieselbe in südöstlicher Richtung, östlich von Hlinei vorüber auf Proloch, südlich Woschetnitz, zu. Hier endeten meine Begehungen, es setzt das Arbeitsgebiet des Herrn Hinterlechner und dann dasjenige des Herrn Rosiwal ein.

Es fragt sich nun, welche Bedeutung dieser eigentümlichen und oft so deutlich ausgesprochenen Höhenstufe innewohnt. Bis an sie heran reicht die Abrasionsfläche des Kreidemeeres. Östlich davon ist das Terrain bergig und zeigt nicht mehr die Spuren einer solchen Abrasion. Es liegt darum nahe, in dieser Linie ein Kliff zu suchen. Dies würde aber zu der weiteren Annahme führen, daß sich die höheren Teile des Adlergebirges als Insel aus dem Kreidemeere erhoben haben, eine Annahme, die durch andere Wahrnehmungen nicht gestützt werden kann.

Der Verlauf dieser Linie, insbesondere sein Umbiegen aus der Südost- in die Südrichtung, läßt auch noch eine andere Erklärung diskutabel erscheinen. Man könnte in dieser Linie eine postkretazische Verwerfung vermuten, für welchen Fall aber das Fehlen von Abrasionserscheinungen im Osten schwerer verständlich ist. Es müßte für diesen Fall angenommen werden, daß auf dem östlichen, also höher liegenden Teile die Kreidedecke sehr viel früher abgetragen worden ist, so daß die Abrasionsfläche derart zertalt wurde, daß sie ihren Charakter eingebüßt hat.

### Das Phyllitgebiet zwischen Nachod und Neustadt.

Den westlichsten und sonach hangendsten Teil der Serie kristalliner Schiefergesteine des Adlergebirges nehmen Serizitphyllite ein. Im Westen tauchen sie in der Gegend von Neustadt a. d. Mettau und Nachod unter die Decken von Rotliegendem und von

Pläner. Diese sind teils durch Brüche, teils durch tiefe Erosionstäler stark zerschnitten und infolgedessen vor dem Rande der geschlossenen Sedimentdecke in eine Anzahl von Lappen aufgelöst, welche auf den Höhen die Phyllite vielfach verdecken. Die Täler aber, namentlich das landschaftlich überaus reizvolle Mettautal zwischen Nachod und Neustadt, bergen in großer Zahl schöne Aufschlüsse und felsige Entblößungen in dem allerdings ziemlich monotonen Gesteine.

Gegen Osten folgen auf die Serizitphyllite dunkle Phyllite, der Biotitphyllit. Die Grenze ist unscharf, da der Übergang vom Serizitphyllit in den Biotitphyllit kein unvermittelter ist. Sie verläuft in der Richtung Nachod—Lippi—Jestřeby—Blaschkov—Zakravi. Aber auch innerhalb des Verbreitungsgebietes des Biotitphyllits findet man, allerdings der erwähnten Grenze genähert, noch einzelne Enklaven grauen Serizitphyllits. Solche Enklaven wurden nördlich und südlich von Slavonov und bei Lippi angetroffen. Auch das umgekehrte Verhältnis ist zu verzeichnen. Es sind Einschaltungen des dunklen Phyllits im Serizitphyllit zu vermerken, die namentlich im Klopotovtale solche Dimensionen erreichen, daß sie in der Karte Darstellung finden konnten.

Schon in den Eisenbahneinschnitten zwischen Nachod und Wysokov begegnet man dem an einer Verwerfung in das Niveau der Rotliegendkonglomerate emporgebrachten Phyllit. Seine grauen, nur feine Runzelung zeigenden Stücke glänzen lebhaft in der Sonne. Die sehr feinen Schüppchen des weißen Glimmers werden hie und da schon dem bloßen Auge erkennbar, und man könnte in Zweifel kommen, ob man die Gesteine noch als Phyllit oder schon als Glimmerschiefer bezeichnen soll. Würden sie nicht einem Gesteinszuge angehören, der an anderen Orten ganz das Gepräge des normalen Phyllits hat, so könnte man glauben Übergangsglieder vor sich zu haben, wie man sie beispielsweise im Erzgebirge an der Grenze von Glimmerschiefer und Phyllit des öfteren antrifft. Die Lagerung des Phyllits ist dort eine ziemlich ruhige mit unter 50° nordwärts gerichtetem Einfallen. Weiter im Süden, am Posdenú Kopec und unterhalb Bražetz, macht sich bereits eine Faltung des Phyllits bemerkbar. Überhaupt wechselt stärkere und schwächere Faltung im Phyllit wiederholt, wovon man sich sehr gut überzeugen kann, wenn man das Mettautal entlang wandert. Demzufolge ist auch das Einfallen der Bänke, wenn es auch meist gegen West gerichtet ist, nicht immer gleich.

Feinschuppigen, glimmerschieferähnlichen Phyllit trifft man auch an, wenn man vom Rande des Mettautales südlich Nachod durch die leichte Einsenkung zu den Rozkos genannten einzelnen Häusern hinaufsteigt. Er kommt hier unter dem Rotliegendkonglomerat hervor und hat bei N—S-Streichen ein Einfallen von 30° gegen West. Auf den Schichtflächen macht sich eine etwas gröbere gleichmäßige Runzelung bemerkbar. Diese Runzelung, die beim Anblick der Schichtflächen an die Streckung zum Beispiel mancher Gneise erinnert, verläuft N 20° O. Dem Phyllit eingelagert findet man quarzreichere Bänke, die nicht die Runzelung haben und ebenplattig brechen. Mitunter sind diese von rötlicher Farbe. Auch einen graubräunlichen, stark verwitterten

Grünschiefer bemerkt man hier. An der Wegkreuzung unter den Häusern ist das Streichen N 50° W bei einem Einfallen von 50° W. Etwas weiter den Weg verfolgend kommt man schon in die dunklen Phyllite. Grünschiefer, aber auch Quarzitschiefer sind wiederholt dem Serizitschiefer eingeschaltet. Die Grünschiefer gleichen durchaus denen, die im Biotitphyllit zahlreiche lentikuläre Einlagerungen bilden und sind auf Diabase zurückzuführen, was später des näheren ausgeführt werden wird.

Im Mettautale sowie in den vom Dobroschov und von Lippi zur Mettau hinabführenden Tälern steht der Phyllit oft in felsigen Klippen an. Namentlich oberhalb Bražetz stürzt er in steileren Felspartien zum Flusse ab. Überall ist hier das Einfallen unter zirka 30° westwärts gerichtet. Südlich Lippi dagegen bemerkt man am Mettaufer ein flaches Einfallen gegen Ost, das Streichen ist N 40° W. Eine sehr starke Zusammenstauchung und Fältelung der Phyllite ist in Neustadt a. d. Mettau nahe der eisernen Brücke am Beginn der Wege gegen Jestrěby und gegen Rezek zu beobachten. Kaum 1 km südöstlich davon an der Mündung des Klopotovbaches in die Mettau ist am äußersten Ende des nördlichen Gehängevorsprunges die Lagerung wieder eine ruhige mit südwestlichem Einfallen. Einige hundert Meter weiter östlich, an dem Hohlwege, welcher von der Kapelle oben auf dem erwähnten Vorsprunge im Bogen abwärts führt, liegt der Phyllit undulös mit nordöstlichem Einfallen (N 55° W, 45° N), das beim Verfolgen des Klopotovbaches talaufwärts bald einem östlichen, dann einem nördlichen weicht, um später, in dem Vochmanka genannten Waldrevier wieder dem regulären westlichen zu weichen. Das herrschende Gestein ist hier in der Umgebung von Neustadt überall der normale graue oder graugrüne Serizitphyllit, der seiner zarten Cleavage den Seidenglanz verdankt. Er ist dünnschiefrig und blättert leicht auf. Hier und da enthält er aber auch dickere, weniger leicht spaltbare Bänke. Zuweilen auch, wie im Kolopotovtale, unweit der Stelle wo der Fußweg von den Villen bei Rezek herunterkommt, bemerkt man, daß der dickschiefrige Phyllit undulös und maschenartig durchwoben ist von dem feinschiefrigen, normalen Serizitphyllit.

Schon oben wurde erwähnt, daß Blöcke von Diabasschiefer unterhalb der Rozkos genannten Häuser südlich von Nachod auf das Vorhandensein einer Einschaltung dieses Gesteins hindeuten. Solche Blöcke findet man auch im Tale unterhalb Lippi. Beide Vorkommnisse liegen dicht an der Region, wo der Serizitphyllit in den Biotitphyllit übergeht. In derselben Position stehen weiter südlich Diabasschiefer im Mettautale 700 m oberhalb der oberen Mühle zu Peklo an.

Innerhalb des Biotitphyllits liegen dortselbst noch einige Lager solcher Gesteine. Sie sind aufgeschlossen auf den Wegen nach Lippi, nach Pribislau und nach Sendrasch. Auch im Kolopotovtale sind Einlagerungen von Diabasschiefer zu bemerken. Hierselbst trifft man überdies in der Nähe der als „mertova dira“ bezeichneten Gegend einen schmalen Zug von Serizitquarzit an, wie er ganz

ähnlich auch zwischen Bražetz und Altstadt über das Mettautal hinwegstreicht, so daß er an diesen Hängen mehrfach anzutreffen ist.

Im großen ganzen halten die Serizitphyllite Nordstreich ein, mit geringer Abweichung gegen SSO, was sowohl der Gesamtverlauf dieser Gesteinsart, wie eine große Zahl einzelner Aufschlüsse erkennen lassen.

Dieses NS- bis NNW—SSO-Streichen wiederholt sich auch im östlich angrenzenden Biotitphyllit. Deutlich kommt es in den weithin verfolgbaren Einlagerungen von Diabasschiefer und Serizitquarzit zum Ausdruck, die zwischen Jestřeby, Lipichin, Sendrasch und Mezlesi aufsetzen. An Aufschlüssen, in denen man die Lagerung des Phyllits abnehmen könnte, fehlt es hier freilich sehr. Solche finden sich zahlreich im Mettautale, sowie im Tale der Olesnica, die in Peklo in die Mettau mündet. Im Mettautale nördlich Jestřeby zeigt auch der Biotitphyllit intensive Fältelung. Selbst südlich von Peklo ist die Lagerung noch keine ganz ruhige, denn wenn das Einfallen auch vorherrschend gegen West gerichtet ist, so geht es doch lokal noch gegen Ost. Oben am Talrande südlich Jizbitz beobachtete ich das Streichen N 10° O und N 10° W, bei einem unter 40° gegen W gerichteten Einfallen. Die Felsklippen, die auf der kahlen, aussichtsreichen Höhe des Dobroschov, sowie auf dem westlich gegen Nachod abfallenden Rücken anstehen und die Aufschlüsse im Dorfe Dobroschov zeigen ein Einfallen nach SW.

Dicht nördlich vom Dobroschov-Berge ist bei den Amerika genannten Häusern an der Straße Nachod-Dobroschov ein Steinbruch in einem Gange von Granitporphyr angesetzt. Das Eruptivgestein ist dem Phyllit konkordant eingelagert und dieser zeigt am Kontakt keinerlei Veränderung. Die Lagerung ist N 15° O, 30° W. Es hat also bereits ein Umbiegen in die NO-Richtung stattgefunden, die sich am Malinowa hora südlich Bielows, wenn auch noch nicht in allen Aufschlüssen, bemerkbar macht. Es liegt nahe, dieses Umbiegen mit der Granitmasse von Čerma in Zusammenhang zu bringen. Da der Phyllit im Norden von dem Granite nach allen Seiten wegfällt, könnte man glauben, daß hier eine Aufwölbung der Schichten bei der Intrusion des Granites stattgefunden hat.

Noch will ich hier hervorheben, daß die Schieferung der phyllitischen Gesteine überall in dem von mir begangenen Gebiete der ursprünglichen Schichtung entsprechen muß, denn überall bemerkt man, daß die mannigfachen Einschaltungen, seien sie nun eruptiven oder sedimentären Ursprunges, dem Phyllit völlig parallel eingelagert sind. Lediglich einzelne Porphy- und Aplitgänge machen hiervon eine Ausnahme.

### Die Granitmasse von Čerma und ihre Umrandung.

Ein ausgedehntes Waldgebiet bedeckt die Granitmasse von Čerma. Sie hat einen langgestreckt fünfeckigen Umriß von 7 km Länge und 2 km durchschnittlicher Breite. Der Granit ist meist tiefgründig zu Grus zersetzt. Steinbrüche sind in ihm nirgends angelegt. Man gräbt lediglich den Grus in Sandgruben. Solchen be-

gegnet man nordwestlich von Dobroschow, an der Straßenbiegung und in Neu-Hradek. In ersterer ist ein schmaler, etwa einen halben Meter breiter Streifen von steil gegen W fallenden biotitreichem Phyllit bemerkenswert. Er ist anscheinend infolge von Verwerfungen eingesunken. Der Granit besitzt hier gneisartige Parallelstruktur, bewirkt durch Pressung, die unter dem Mikroskope durch Kataklastenstruktur nachweisbar ist.

Infolge Abschlämmung des Kaolins aus dem verwitterten Granit und Ablagerung in flachen Mulden bilden sich für Wasser undurchlässige Bodenschichten, die südlich Čerma zur Moorbildung Veranlassung gaben. Die Schichte des Moores ist hier bis 1 m dick. Sie enthält oft Holzstrünke und findet zur Bereitung von Bädern in Cudowa und Bielowes Verwendung.

Mit teilweise sogar größeren Granitblöcken ist die Oberfläche westlich von Borowa und im Kapca-Walde ziemlich reichlich bedeckt.

Seiner Beschaffenheit nach ist der Granit der Cermaer Masse recht einheitlich. Gelegentlich zeigt er stärkere Pressungen, was später im petrographischen Teile dieser Arbeit noch erwähnt werden soll. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß eine etwas feinkörnigere und zugleich biotitreichere und faserige Abart inmitten der Masse an der Waldstraße zwischen den Koten 563 und 473 angetroffen wird.

Erwähnen muß ich auch, daß ich auf dem von Böhmisches Čerma nach Potoki führenden Wege bald nach dem Betreten des Waldes Quarzblöcke fand.

Der Westrand der Granitmasse vom Malinowa hora südwärts bis ins Olesnikatal südlich vom Ziegenkamm ist ein steil stehender Bruch. Hierauf deutet die starke Druckflaserung am Westrande ebensowohl, wie der vertikal über die Abhänge weggehende Verlauf der Granit-Phyllitgrenze hin. Zwischen Jizbitz und Potoki befindet sich in dem von Dobroschow herabkommenden Tälchen ein kleiner Aufschluß, in welchem man den Phyllit an dem stark zerklüfteten Granit abstoßen sieht. Der Phyllit unmittelbar am Verwurf zeigt in den Quarzkörnern undulöse Auslöschung. Proben, die 5—6 m vom Verwurfe entfernt entnommen wurden, ließen nur sehr geringe Beeinflussung durch Eruptivkontakt erkennen.

Am Nordhange des Ziegenkammes sitzt auf dem Verwurfe ein mächtiger Quarzgang auf, dessen Blöcke den Abhang übersäen.

Die Schichten des Phyllits werden an dieser Westgrenze vom Verwurf in spitzem Winkel abgeschnitten oder sie streichen ihm parallel. Ich nahm folgendes Streichen und Fallen ab: Am Malinowa hora am Wege, der von Bielowes heraufkommt, ehe er die Höhe erreicht, N 20° W, 20° W, östlich vom Dorfe Dobroschow an den Klippen, die am Abhange dicht an der Granitgrenze anstehen, N 30° W, 40° W und N 20° W, 40° W, an den, in mächtigen Klippenzügen zu Tale steigenden Schichtenköpfen am NW-Hang des Ziegenkammes N 20° W, 45° W. Am Ziegenkamme beginnend, findet man im Olesnikatal viele und bequem zugängliche Aufschlüsse an der Granit-Phyllitgrenze vor. Diese nimmt eine fast genau nach

SW verlaufende Richtung an, während der Phyllit das NS-Streichen beibehält. Häufig bietet sich im Olesnikatale Gelegenheit, das Streichen des Phyllits als zwischen N—S und N 20° W, das westwärts gerichtete Einfallen als zwischen 40° und 60° liegend zu bestimmen. Der Phyllit, der an dem Granitkontakte auftritt, unterscheidet sich von dem sonst verbreiteten Biotitphyllit durch seine Dickschiefrigkeit und höheren Feldspatgehalt. Er wird später unter dem Namen Gneisphyllit eingehender besprochen werden.

War die Trennungsfläche zwischen Granit und Phyllit an dem bisher verfolgten Bruche eine sehr steile, so wird sie nunmehr, weiter südwärts, geneigt. Bei der Ortschaft Krahuletz nördlich von Neu-Hradek fällt der Granit-Phyllitkontakt unter ziemlich flachem Winkel nach SW ein. Oben bei Krahuletz findet man neben Gneisphyllit auf der Kammhöhe auch Lesesteine von einem Albitphyllit mit kleinen runden Feldspatknötchen. Die Grenze gegen den Granit ist im Gelände leicht zu erkennen. Auf der Straße talabwärts bewegt man sich erst über Phyllit, auf den unten der Granit folgt. Dieser ist faserig und stark gerötet, was auch schon oben auf der Höhe in den Feldern auffällig ist. Auf die Anhöhe östlich von Krahuletz und nördlich von Neu-Hradek greift eine Zunge von Phyllit in der, wie übrigens auch bei Krahuletz schmale Aplitgänge und Porphyroid in Lesesteinen nachzuweisen sind, weit hinauf, bis in die Felder hinaus. Im Tale rechts und links dagegen steht bis ans Ende des, diese Anhöhe bildenden, Rückens Granit an. Steigt man aus dem Tale südlich Krahuletz durch den Wald zu dem Rücken zwischen Neu-Hradek und der Frimburg auf, so findet man unten stark gepreßten Granit. An der nahe dem oberen Waldrande gelegenen Granitgrenze liegen Quarzblöcke umher. Nimmt man von den im Tale südöstlich von Krahuletz liegenden untersten Häusern von Neu-Hradek seinen Weg nach Osten über den Abhangsrücken hinauf, so trifft man auf Granit, der ganz schiefrig ist. Seine Schieferung verläuft unter N 20° W und fällt unter 20° nach W ein. Ein Teil von Neu-Hradek steht auf dem Granit. Er ist bei den letzten Häusern an der gegen Gießhübel führenden Straße in einer Sandgrube aufgeschlossen, zeigt hier starke Zersetzung und wird von einem zersetzten roten Gestein überlagert, bei dem es nicht ganz sicher ist, ob es ebenfalls aus Granit hervorgegangen ist. In Neu-Hradek spitzt sich die Eruptivmasse sehr rasch im Phyllite aus. In der Gegend der letzten Häuser an der Straße nach Sneznej findet man weißen, stark geschieferten Granit, die letzten Stücke der hier endenden Masse.

Der Phyllit, der dieses Südende der Granitmasse umgibt, zeigt durchwegs NW-Streichen und nach SW gerichtetes Einfallen, wie an zahlreichen Aufschlüssen zu erkennen ist. Er läßt bei dem Wäldehen nächst Krahuletz ein Einfallen von 35° erkennen, fällt also steiler ein als die Grenzfläche zum Granit. Auch an der Ostseite der Masse hat der Gneisphyllit, wie an den Aufschlüssen an und neben der Gießhübler Straße zu bemerken ist, ein Streichen von N 30 bis 40° W und ein Einfallen von 45° W. Er fällt also auf den Granit zu und wird schräg zum Streichen von ihm abgeschnitten,

denn die Granitgrenze verläuft, an der Geländeform<sup>1)</sup> leicht verfolgbar, in ungefähr nördlicher Richtung bis an die Bezirksgrenze. Hier biegt die Granitgrenze nach NW um und behält diese Richtung bis nach Břesovie bei. Dabei treten wiederholt Grünschiefer unmittelbar an den Granit heran. Die Aktinolithschiefer, flaserigen Zoisitamphibolschiefer, Hornblendeschiefer und Grünschiefer, die an der Granitgrenze angetroffen werden, unterscheiden sich aber in keiner Weise von den gleichen Gesteinsarten, die weit abseits von jedem Granitkontakte auftreten. Meist aber setzt zwischen den Grünschiefern und dem Granite ein schmaler Zug von Gneisphyllit auf, der ebenfalls nur schwache Andeutungen von Kontaktmetamorphose erkennen läßt, worauf später des näheren eingegangen werden wird. Im nördlichen Teile von Böhmischem Čerma legt sich zwischen diesen Phyllit und den Granit noch ein schmaler Zug von Graphitschiefer. Grünschiefer und Phyllit fallen hier nach Ost und Nordost, fallen also vom Granite ab.

Tiefere Taleinschnitte, die geeignet wären, Auskunft über das Einfallen der Granit-Phyllitgrenze zu geben, fehlen an der Ostseite der Masse. Nirgends konnten Beobachtungen gemacht werden, die auf das Vorhandensein eines Verwurfes auch an dieser Seite schließen lassen. Phänomene der Gesteinspressung treten am Granit hier stark zurück. Nur lokal wie unterhalb Borowa sind solche wahrzunehmen.

Schlägt man hier den an der Südseite des Ortes entlang führenden Weg waldeinwärts ein, so trifft man, bald nachdem man das Granitgebiet betreten hat, einen kleinen Steinbruch, der Phyllit aufschließt. Die Lagerung desselben ist N 70° W, 45° S. Es handelt sich hier um eine Scholle, die im Granite schwimmt.

Im Anschluß an die Besprechung des Granites ist noch der Eruptivgänge zu gedenken, die rings um den Čermaer Granit in den Schiefergesteinen auftreten und die zweifellos eine Begleiterscheinung der granitischen Intrusion sind. Es sind Gänge von Granitporphyr und Aplit. Schon oben erwähnte ich den Steinbruch, der in einem solchen Porphyrgänge nördlich von Dobroschov angelegt ist. Andere solche Gänge trifft man bei Jisbitz, namentlich aber bei Bielowes. Ihre Verbreitung hierselbst ergibt sich aus der Kartenskizze, die ich meiner Arbeit über die Sauerlinge bei Nachod beigelegt habe<sup>2)</sup>.

Als langen, schmalen, fast dem Schichtenstreichen folgenden Gang findet man den Granitporphyr östlich von Böhmischem Čerma.

Beachtenswert ist das Verhalten des Granitporphyrs am Galgenberge bei Neu-Hradek. An der von Borowa kommenden Straße ist er leicht an den Lesesteinen aufzufinden und deutlich am Hange abwärts bis an die Granitgrenze zu verfolgen. Unten in der Mulde, in der der Granit bloßgelegt ist, sind wohl vereinzelt, vom Hange herabgerollte Stücke des Porphyrs auffindbar, aber viel zu wenig, als daß man behaupten könne, daß der Gang auch hier im Granite durchstreiche.

<sup>1)</sup> Der Phyllit ist steiler geböschet als der Granit.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 53 (1903), pag. 465.

Dahingegen trifft man auf der anderen Seite, oben auf der Höhe, die den erodierten Phyllitlappen trägt, im Phyllitgebiet Brocken eines Porphyroides. Man kann also in den Porphyrgängen Granitporphyren vermuten.

### Das Gebiet zwischen dem Granit von Čerma und der Rotliegendmulde von Gießhübel.

Gelegentlich der vorangehenden Besprechung der Umrandung der Granitmasse von Čerma wurde schon erwähnt, daß an ihrer Ostseite Grünschiefer auftreten. Diese Grünschiefer bilden aber nicht Einlagerungen von geringer Mächtigkeit, wie wir solche in der Gegend zwischen Nachod und Neustadt kennen lernten, sondern einen mächtigen, geschlossenen Gesteinszug, von mehr als 1 km Breite.

Die Schiefer dieses Zuges, wie aller noch zu besprechenden Grünschieferzüge sind ungemein mannigfaltiger Art, sodaß es schwer fällt, sie anders als unter der einheitlichen Bezeichnung als Grünschiefer zu kartieren. Ich habe mich bemüht, auf Grund der Beobachtungen im Felde und auf Grund des mikroskopischen Studiums der Gesteine gewisse Typen herauszugreifen und detailliertere Unterscheidungen zu machen. Die Übergänge zwischen den einzelnen Typen, die man im Handstück leicht unterscheiden kann, sind aber derart häufig und verschiedenartig und die Gesteinsarten wechseln so rasch mit einander ab, daß es nicht anders möglich war, als einen Sammelbegriff „Grünschiefer“ auch in der Karte anzuwenden und innerhalb dieser Grünschiefer spezielle Ausscheidungen nur dort eintreten zu lassen, wo ein hinreichend zu charakterisierender Gesteinstypus in größerer Ausdehnung auftritt.

Die Umgebung des Dorfes Böh m i s c h - Č e r m a ist recht geeignet, sich ein Bild von einem solchen Grünschieferzuge zu machen, denn eine ganze Anzahl von Feldwegen laufen quer zum Streichen der Gesteine über die ganze Breite des Zuges weg und bieten eine Menge, wenn auch kleiner, Aufschlüsse dar. Es ist ziemlich gleichgültig, welchen dieser Feldwege man einschlägt, sie sind sich hinsichtlich der Qualität der Aufschlüsse alle annähernd gleichwertig.

Um ein Beispiel zu geben, sei das Profil am Wege von Čerma zum Waldreviere Šezawa (der Name steht auf der Karte 1:25000) kurz beschrieben. Der Weg beginnt direkt bei dem Bildstocke, der an der Ostlisière des Dorfes steht. Hier findet man den Graphitschiefer, der sich an den Granit anlegt. Wo sich der Weg in die Mulde senkt, steht Aktinolithschiefer an; er steht saiger und streicht N 50° W, auf ihn folgt ein ziemlich frischer, aber nur undeutlich flaseriger Zoisitamphibolschiefer in gleicher Schichtenstellung. Am jenseitigen Anstiege ist wieder Aktinolithschiefer anzutreffen. Er ist dickschieferiger und weist größere Amphibolkristalle auf. Sein Streichen ist N 55° O, das Fallen unter 40° gegen Nord gerichtet. Über den Rücken schreitend, passiert man einen dünnschieferigen Aktinolithschiefer, er streicht zirka N 80° W und fällt unter 40° gegen N. In der nun folgenden kleinen Mulde steht Graphitschiefer an. In ihm war zur Zeit meiner Anwesenheit ein Loch aufgedigelt.

Hierauf folgen wieder Aktinolithschiefer, die an der Krümmung des Weges schön aufgeschlossen sind, zum Teil haben sie lichte Farben, sind wohl auch durch Verwitterung gebleicht. Sie weisen starke Klüftung auf (Streichen N 60° O, Fallen 30° N). Es folgt eine Bank phyllitähnlichen, zersetzten Grünschiefers, dann am Talrande lichter, weißlicher Aktinolithschiefer, dann ein dunkler, tonschieferähnlicher Hornblendegrünschiefer und wiederum lichter Aktinolithschiefer. Am Gehänge des Tales findet man nochmals einen phyllitähnlichen Grünschiefer anstehend, hierauf zirka 2 m Aktinolithschiefer, dann steht man auf einem Gange von Granitporphyr.

Jenseits des Baches ansteigend, bemerken wir zuerst wieder den Aktinolithschiefer, bald aber steht (N 40° O, 40° W) ein feinkörniger, schwarzgrüner Schiefer an, an dem man schon mit bloßem Auge erkennt, daß er viel sehr kleine Chloritschüppchen enthält (Amphibol ist in diesem Grünschiefer gar nicht vorhanden, er besteht nur noch aus Quarz, Albit, Zoisit und Epidot). An der Wegkrümmung deuten zahlreiche Stücke von Granitporphyr darauf hin, daß hier wieder ein derartiger Gang aufsetzt. Über den Rücken schreitend, findet man Aktinolithschiefer, bis man am Waldrande auf einen phyllitähnlichen, chloritreichen Grünschiefer stößt. Das ganze hier besprochene Profil hat eine Länge von 1000 m. Es herrschen in demselben, wie überhaupt bei Böhmischem Čerma, die Aktinolithschiefer vor. Zufall ist es, daß auf diesem Wege nur wenig von den faserigen bis körnigen Amphibolziositgesteinen angetroffen wird. Schlägt man hingegen den von Čerma nach NO (in der Richtung auf Kote 462) führenden Feldweg ein, oder geht man längs der Gemeindegrenze zwischen Čerma und Borowa, von der beide Orte verbindenden Straße in der Richtung auf den Kohouti Kopec zu, so wird man eine reiche Auswahl solcher körniger und faseriger Typen finden. Namentlich auf der zuletzt genannten Gemeindegrenze fallen auch große gabbroide Blöcke auf, die sich durch bedeutende Zähigkeit auszeichnen, wenn man sie zu zerschlagen versucht. Hier fand ich auch einen Block, der lebhaft an ein Konglomerat aus Quarz und Grünschieferbrocken erinnerte, die durch Grünschiefer verkittet zu sein scheinen. Eine genauere Untersuchung, namentlich das Anschleifen des Handstückes, überzeugten mich, daß eine Breccie, das heißt ein stark zerklüfteter und wieder verheilter Grünschiefer, vorlag. Am Südrande des Kartenblattes zwischen Woschetnitz und Beranetz stieß ich ebenfalls auf ein ähnliches, ein Konglomerat vortäuschendes Gestein. Ich hebe das hervor, weil Wolf<sup>1)</sup> ein Konglomerat im Grünschiefer gefunden zu haben angibt, einen Fund, den Hinterlechner<sup>2)</sup> zu bestätigen nicht in der Lage war.

Im Osten grenzt an den Grünschiefer von Čerma das Rotliegende, dessen Grenze von Břesovie zum Kohouti Kopec streicht und dessen Konglomerate über die Reichsgrenze hinüber bis in die Niederungen von Lewin reichen. Am Stražnice kommt jedoch jenseits dieses Rotliegenden der Biotitphyllit wieder zum

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1864, pag. 481.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1904, pag. 606.

Vorschein. Dieses selbst bildet an seinem Hange nur mehr einen sehr schmalen Streifen, welcher sich bei Dlouhei nochmals verbreitert und dann endet.

Der Phyllit, der auf dem hohen Rücken des Stražnice eine Anzahl von Felsklippen bildet, fällt gegen West ein, hat also dieselbe Lagerung, wie der östliche Teil der Grünschiefer, die wir auf dem oben geschilderten Wege beobachten konnten. Da wir aber westlich von dem Grünschieferzuge am Granit ebenfalls Phyllit hervorkommen sahen, so scheint es, als ob die Schiefer an der Ostseite des Čermajer Granits eine Mulde bilden. Freilich sprechen nur die Lagerungsverhältnisse für einen solchen Muldenbau. Von einer symmetrischen Anordnung der einzelnen Gesteinstypen im Grünschieferzuge konnte ich nichts bemerken.

Verfolgen wir den Grünschieferzug weiter gegen Süden, so ist auch von solchen muldenförmigen Lagerungsverhältnissen nichts mehr zu sehen. Die Schichten fallen vielmehr gleichmäßig gegen W ein. Auch die Gesteinsführung ändert sich etwas. Schon unweit des geschilderten Profils treten Schiefer auf, die ich als Hornblendegrünschiefer bezeichne; zuweilen würden sie unbedenklich als Hornblendeschiefer kartiert werden können. Solche stehen beispielsweise in Borowa bei der Schule und bei dem ersten Kreuze an der Straße gegen Čerma oder an der Straße Gießhübel—Neu-Hradek östlich von der Höhe Dlouhei an. Auch treten immer häufiger an Stelle der linear texturierten Aktinolithschiefer phyllitähnliche Aktinolith-Chloritschiefer auf. Beim Baue der Straße von Gießhübel im Olesnicatale abwärts wurden zahlreiche Aufschlüsse in den Grünschiefern geschaffen. Das umstehende Profil Fig. 1 gibt ein Bild von dem Wechsel der verschiedenen Gesteinsarten. Die Straße schneidet das Schichtstreichen in schrägem Winkel. Das Bild der Aufschlüsse wurde in einen Profilschnitt projiziert, also verkürzt.

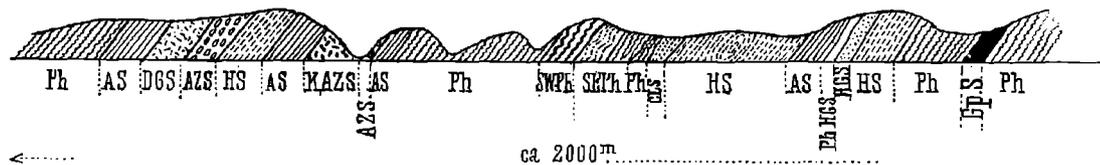
Die von dieser Straße angeschnittenen Gesteine lassen sich noch bis nach Sneznej verfolgen, wo der breite Grünschieferzug unvermittelt endet. Das gleiche plötzliche Abschneiden der Grünschieferzüge werden wir noch wiederholt zu erwähnen haben.

Östlich von dem Grünschieferzuge treffen wir bis zu der über Gießhübel streichenden Mulde von Rotliegendkonglomeraten nur Biotitphyllite, die öfters Einlagerungen von Grünschiefer, auch von geschieferten Diabasen und Granitporphyr zeigen. Bei der Tassauer Mühle ist ein Steinbruch in solchem Phyllit angesetzt. Die Schichten fallen überall nach SW.

### **Das südlich von Neu-Hradek liegende Gebiet zwischen der Kreide im Westen und dem Satteler Grünschieferzuge im Osten.**

Ich wende mich nun gleich der Besprechung des ganzen übrigen Schiefergebirges auf dem Kartenblatte Josefstadt—Nachod zu und lasse bloß den im Osten über Sattel streichenden Zug von Grünschiefern, in denen auch der Deschneyer Spitzberg liegt, außer Betracht.

Fig. 1.



Aufschlüsse an der Straße im Olesnicatale bei Rzy.

*Ph* = Biotitphyllit,  
*SEPh* = Serizitphyllit.  
*SWPh* = schwarzer Phyllit.  
*GpS* = Graphitschiefer.  
*CIS* = Chloritschiefer.

*AS* = phyllitähnlicher Aktinolithschiefer.  
*AZS* = faseriger, oder porphyroblastischer  
 Amphibolzoisitschiefer.  
*KAZS* = körniger Amphibolzoisitschiefer.  
*HS* = Hornblendegrünschiefer.

Einen sehr großen Teil des hier zu behandelnden Gebietes bildet die eingangs erwähnte Abrasionsfläche. Die weiten, eingeebneten Flächen sind vielfach dem Ackerbau nutzbar. Waldbestände erhält man vornehmlich nur an den Gehängen der zu geringer Tiefe eingeschnittenen Täler.

Große Flächen sind arm an Aufschüssen und man ist bei der Kartierung meist auf die in Feld und Wald umherliegenden Steine angewiesen.

Bei Besprechung der Umrandung des Čermaer Granites verließen wir im Olesnicatal Biotitphyllite und Gneisphyllite, die ein regelmäßiges N—S-Streichen (N—S bis N 10° W) und westliches Einfallen aufwiesen. In dem an Aufschlüssen reichen Gebiete zwischen Krahuletz, Neu-Hradek und der Frimburg bei Neu-Hradek weicht dieses Streichen einem solchen nach NW mit südwestlichem Einfallen, aber schon bei der Mühle Smalkowna stellt sich die vorher erwähnte Lagerung wieder ein. Steigt man von der Dupacka-Mühle unter Neu-Hradek auf der Straße gegen Bidlo hinauf, so bemerkt man bei der Biegung am Phyllit östliches Einfallen, ebenso am Grünschiefer, der daselbst deutliche Schichtung aufweist. Aber schon oben auf der Höhe ist das Fallen wieder gegen W gerichtet. Am Wege gegen Slawonow findet man dicht vor dem Meierhofs Bidlo erst Gneisphyllit, dann aber Graphitschiefer. Auch am Wege gegen Mezles steht solcher zweimal an, erst dort, wo der Weg noch ansteigt, etwa  $\frac{3}{4}$  m mächtig in Phyllit eingelagert, dann nochmals neben schwarzem Phyllit bei dem Kreuze östlich vom Dorfe.

Es fällt nicht schwer, diese beiden Graphitschiefer, so wenig mächtig sie auch sind, gegen SSO zu verfolgen. Auf der Höhe zwischen Bohdaschin und Mezles verdeckt sie wohl gelegentlich eine Ablagerung älterer Diluvialschotter, der westliche beider Graphitschiefer ist aber leicht wieder aufzufinden und nördlich der Einmündung der Hradeker Straße nach Bohdaschin in einem Feldwege wieder gut aufgeschlossen. Auch auf dem an der Südseite des zuletzt genannten Dorfes entlang führenden Wege ist der Graphitschiefer der Beobachtung gut zugänglich.

Der Schotter ist in Sandgruben 5 m mächtig aufgeschlossen. Er bildet Linsen und Schmitze in sehr feinen und groben schichtigen Sanden. Viel Čermaer Granit, außerdem aber auch große Brocken von Pläner, Glaukonitpläner und Cenomanquader sind in ihm enthalten. Die Sande ziehen sich hinunter nach Rokol, woselbst unter ihnen eine Quelle hervortritt.

Diese Schotter und Sande sind von größerem Interesse, denn sie sind Depots eines alten nach Süden gerichteten Flußlaufes, der älter als das tief eingeschnittene Olesnicatal ist, denn sonst könnte nicht der Čermaer Granit in dem Schotter enthalten sein. Am Wege nach Tys findet man noch zwei Depots dieser Schotter und Sande. Weitere sind in Bistrey und endlich bei Sudin vorhanden, woselbst darin eine große Sandgrube angelegt ist. Außer der völligen Unabhängigkeit von dem heutigen Talsystem deutet auch die Verwitterung dieser Schotter auf ihr hohes Alter hin.

Dicht bei Rokol sollen, wie ich erst nach Beendigung meiner Aufnahmen erfuhr, Spuren alter Bergbaue vorhanden sein. Von einem alten Stollen wurde mir ein Stück Minette gezeigt, wie ich sie selbst dort nicht auffand. Worauf diese Bergbauversuche umgegangen sind, das ist heute nicht mehr zu erfahren. Graphit oder Eisen kommen in Frage. Der Phyllit wie auch der Grünschiefer sind wohl gelegentlich eisenhaltig. Gerade zwischen Rokol und Bidlo bemerkt man an der Bezirksstraße wiederholt gerötete Phyllite. Hier und da begegnete ich auch an anderen Orten solchem roten Phyllit, so nahe am Rotliegenden auf der Nordseite des Dobroschov, an dem östlich der Kirche abzweigenden Feldwege von Ohnischov nach Bistrey dort, wo er sich durch den Wald in das Tälchen senkt, ferner im Tälchen nördlich na Zamky bei Hlinei und anderen Orten. Kleine Brocken quarzreicher Eisenerze (Hämatit und Limonit) las ich westlich Kote 564 am Westfuße des Kohouti Kopec bei Böhmisches-Cerna, ferner an der Waldecke östlich Dlouhei auf. Auch sei hier gleich auf dem ehemaligen Eisenerzbau von Dobrey hingewiesen.

Südlich von der Kapelle und Häusergruppe Rokol erhebt sich ein kleiner Hügel, auf dem Biotitphyllit in saigerer Stellung und mit dem ungewöhnlichen Streichen N 60° W ansteht.

Geht man von dem erwähnten östlich von Mezles stehenden Kreuze an der Südseite des Ortes entlang nach West, so bewegt man sich nur über Phyllit. Mit der gleichen Wahrnehmung kann man auch noch weiter südlich des Ortes die Felder verqueren. Aber schon in dem O—W verlaufenden Tälchen noch etwas weiter im Süden bemerkt man Grünschiefer und Aktinolithschiefer und verquert man das Streichen wiederum etwas südlicher, so überzeugt man sich, daß sich plötzlich ein 700 m breiter Zug von Grünschiefern eingestellt hat. Er reicht im Osten bis an Bohdaschin heran und kann gut auf den diesem Orte nach W führenden Wegen verquert werden. Besonders zu empfehlen ist der Feldweg, der an der Südseite des von Bohdaschin nach W gehenden Tälchens entlang führt, da man hier (nördlich von der kleinen Waldparzelle) kataklastische Grünschiefer von grobem Korn antrifft, die lebhaft an die Flasergabbros von Roßwein erinnern. Überhaupt herrschen in diesem Grünschieferzuge Aktinolithschiefer und flaserige Zoisitamphibolschiefer vor und man kann zwischen Bohdaschin und Slawonow, sowie zwischen Bohdaschin und Wanowka die verschiedensten Texturformen dieser Schiefer sammeln. Manche sind schön flaserig oder haben Augen von Hornblende. Auch liegen größere Blöcke mit großen schwarzen zerbrochenen Hornblenden umher. Vereinzelt begegnet man mittelkörnigen Grünsteinen, die sich durch auffallende Zähigkeit auszeichnen. Viele der Gesteine tragen eine weiße Verwitterungsrinde. Stellenweise verwittern sie wohl auch zu einem weißlichen Ton, der wegen seiner geringen Wasserdurchlässigkeit Drainagen notwendig macht.

Auffallend ist, daß am Westende von Bohdaschin, am Beginn der Straße von Slawonow, so viele große Quarzblöcke an den Gärten und Grasplätzen aufgeschichtet sind. Wohl sind Quarzlinsen

in dem Phyllit eine ganz gewöhnliche Erscheinung, auch im Grünschiefer fehlen sie nicht, wenngleich sie in ihm nicht in solcher Zahl wie im Phyllit auftreten. Diese Linsen bleiben in ihrer Größe aber meist weit unter derjenigen der erwähnten Quarzblöcke zurück. So ist es denn wohl wahrscheinlicher, daß hier in der Nähe ein Quarzgang aufgefunden worden war, dessen Blöcke zusammengetragen wurden.

Auffallend ist auch, daß bei dem generellen Südstreichen, das zu Bohdaschin noch zu bemerken ist, auf der von diesem Orte nach Ohnischov führenden Straße doch nur Phyllite angetroffen werden, Phyllite, die vor Ohnischov ein Einfallen nach NO erkennen lassen. Der Grünschiefer zieht sich mehr gegen West, er ist inmitten des Dorfes Wanovka anstehend zu beobachten. Auch am Spiebache südlich Wanovka steht er an und zeigt hier südwestliches Einfallen.

Zwischen Ohnischov und Janov zeigt sich wiederum das unvermittelt und mächtige Einsetzen der Grünschiefer: Geht man auf dem schmalen Rücken von Ohnischov nach Janov, so bewegt man sich nur über Phyllit, der zwei kleine Einlagerungen von Graphitschiefer aufweist. Unten beim Weiher südlich Janov streichen saiger stehende Serizitquarzite aus. Nordwestlich von diesem Orte, das ist in ihrem Streichen, tauchen sie nochmals in breiterer Masse empor und bilden eine kleine, sterile Kuppe. Im Tale südlich des erwähnten Rückens steht an der Nordlehne noch Phyllit an, in den nur gelegentlich Grünschiefer hinüberreicht. Oben auf der Höhe südlich des Tales aber bilden die Grünschiefer bereits einen 2 km breiten geschlossenen Zug. Man wäre geneigt, eine Verwerfung zu suchen, die den Grünschiefer abschneidet und in der Tat scheint mir eine solche Erklärung dieses plötzlichen Endes sehr diskutabel (vgl. pag. 513). Es ist dabei aber doch auffallend, daß man in dem Grünschiefer eine Einlagerung von Graphitschiefer findet, die ihrer Lage nach genau dem westlichen der beiden Graphitschiefer im Phyllit des vorerwähnten Rückens entspricht.

Flaserige Aktinolith-Zoisitschiefer und Aktinolithschiefer herrschen zwischen Bistrey und Ohnischov vor, daneben finden sich öfters auch phyllitähnliche Grünschiefer. Wohl sind noch einige Einschaltungen von Biotitphyllit vorhanden, sie haben aber nur unbedeutenden Umfang. Als Schotterstein bricht man in der bewaldeten Kuppe nordwestlich Bistrey einen feinkörnigen bis dichten lichtgraugrünen Aktinolithschiefer, der sich durch ansehnliche Festigkeit auszeichnet. Je weiter wir nach Süden gehen, um so mehr nehmen in den an Aufschlüssen überaus armen Gegenden die grauen Grünschiefer vom Typus des Dobreyer Grünschiefers an Menge zu. Aber auch dort, wo diese anstehen, sind die Aufschlüsse oft nicht gut genug, um festzustellen, ob eine bestimmte Schieferungsrichtung an den im Handstück oft nur versteckt schiefrig bis körnig erscheinenden Gesteinen wahrzunehmen ist. Wo aber solche Beobachtungen möglich sind, nimmt man immer ein nur wenig von der N—S-Richtung gegen Ost oder West abweichendes Streichen und ein gegen West gerichtetes Einfallen wahr. Um so auffallender ist es, zu bemerken, daß

von Bacetin an das Verbreitungsgebiet des Grünschiefers auf einmal ganz außerordentlich weit nach Ost übergreift (vgl. die Kartenskizze Tafel XIV).

Man kann die Grünschiefer von Bacetin nach Kounov verfolgen. Steigt man dort am Wege gegen Wolsin zur Höhe, so findet man sehr bald ungewöhnlich dickfaserige Amphibol-Zoisitschiefer, die außerordentlich viel saussuritisierte Feldspatknotten enthalten. Ähnliche Gesteine werden östlich von Domaschin zu Straßenschotter gebrochen. Unweit Kounov verschwindet die Phyllit-Grünschiefergrenze unter dem Rotliegenden. Die Grenze zu diesem Rotliegenden verläuft neben der Mulde, die beim Süden von Kounov vom Hange im Osten herabkommt, steil aufwärts. Sie ist durch einen Bruch bedingt. Die Schichten des Rotliegenden sind unterhalb Kounov neben dem Bache gut aufgeschlossen und zeigen leichte Neigung gegen S. Bei Rozkos liegen sie dem Grünschiefer auf, der hier zum Teil eine verwaschene, körnige oder faserige Textur hat und den Eindruck eines veränderten Diabasgesteines macht.

Die alte von H. Wolf herrührende geologische Aufnahme verzeichnet in einem Tälchen südlich Rozkos Granit. Es ist mir unverständlich worauf sich diese Ausscheidung stützt, denn ich fand ringsum nur Grünschiefer, der gerade an dem für den Granit angegebenen Orte die versteckt faserige Textur des Dobreyer Grünschiefers zeigt.

Noch eine andere Ausscheidung von Granit ist in der Wolf'schen Karte enthalten, die ich ebenfalls zu bestätigen nicht in der Lage war, nämlich bei Bistrey. Nahe am Weiher im Tale südlich Janov fand ich im Walde wohl einige Stücke von Aplit, die auf einen Gang hindeuten. Sonst aber steht in dem Verbreitungsgebiete des angeblichen Granites ausschließlich Grünschiefer an. Ich begegnete zwar in dem Tälchen, das beim Wirtshause Krahuletz, in der Straßengabelung zwischen Bistrey und Sneznej beginnt und südlich von Janov vorüberzieht, am Hange südlich 564 einem kopfgroßen, runden Blocke von mittelkörnigem Biotitgranit. Da es sich aber um ein einziges Stück handelt, zweifle ich nicht, daß dieses vielleicht aus dem Diluvialschotter verschleppt war.

Wandert man von Rozkos das Goldbachtal abwärts, so trifft man Aufschlüsse im Grünschiefer in großer Zahl, denn dieser steht häufig in Form kleiner Felsklippen beiderseits an. Näher auf die Gesteinsbeschaffenheit einzugehen, würde eine Menge ziemlich wertloser Detailangaben nötig machen. Es sei nur wiederholt, daß überall dort, wo ein deutliches Streichen und Fallen abzunehmen ist, das erstere annähernd nord-südlich verläuft, das letztere unter 30—55° gegen West gerichtet ist. Mitunter auch zeigen die Schichten noch flachere Lagerung. Das auffallendste ist, daß die Gesteine hier im Süden, also im Verbreitungsgebiete des Dobreyer Grünschiefers, im Handstücke den Eindruck geringerer Umwandlung machen als die Grünschiefer der breiten Grünschieferzüge.

Sehr viel seltener trifft man faserige Zoisitamphibolschiefer. Lediglich zwischen Woschetnitz und Lom, sowie bei Rowney sind diese noch etwas reichlicher vorhanden. Der gestreckte Akti-

nlithschiefer fehlt ganz. Häufig dagegen begegnet man dem phyllit-ähnlichen Chloritaktinolithschiefer, vor allem aber immer noch verschiedenartigen Formen des Dobreyer Grünschiefers. Gar häufig machen diese ganz den Eindruck diabasischer Gesteine, wengleich das Mikroskop zeigt, daß der Mineralbestand trotzdem bedeutende Veränderungen erfahren hat. Einzelne Täler, wie das nördlich an Dobrey vorbeiziehende Quertal, machen mit ihren Felsklippen, Schutthalden, Hutweiden und ihrer braunen Ackerkrume ganz den Eindruck der Täler im Diabasgebiete des mittelböhmisches Paläozoikum, des Frankenwaldes etc.

Es kommen übrigens auch Diabasporphyrite im Gebiete vor. Solcher steht im Goldbachtale zu Polom bei Masti an. Dort, wo das Tal am südlichen Kartenrande aus der Nord-Süd- in die Ost-Westrichtung umbiegt, ist das Gestein zur Schottergewinnung in einem Steinbruch aufgeschlossen, dessen Besuch zum Studium der Grünschiefer sehr zu empfehlen ist. Als massiges Gestein liegt hier der als solcher noch leicht zu erkennende Diabasporphyrit. Überlagert wird er von schichtigem Dobreyer Grünschiefer und dichten Grünschiefern mit Kalzitaderen. Auf diesen folgt wieder massiges und körniges Gestein, das wiederum von Grünschiefer bedeckt wird.

Den Eindruck geringerer Metamorphose machen auch die tonschieferähnlichen Phyllite, die südöstlich von Hlinei auftreten und die dort am Talrande in einem Steinbruche aufgeschlossen sind. Am Wege gegen Woschetnitz setzt in ihnen eine kleine Linse silikatreichen Kalkes oder kalkreichen Grünschiefers auf.

Da und dort finden sich im Grünschiefer Einlagerungen eines schwarzen oder dunkelgrauen Tonschiefers, der durchaus nicht immer den Eindruck eines kristallinen Schiefers macht. Bei ihm würde man viel eher an ein Schichtenglied des Paläozoikums glauben. Ich habe zwar eifrig, aber doch vergeblich in derartigen Gesteinen nach Fossilien Umschau gehalten. Solche Schiefer stehen im südlichen Teile von Dobrey an. Gut aufgeschlossen sind sie am Wege von der Panskymühle (westlich Hlinei) bergauf nach Masti. Bei der oberhalb der Panskymühle im Goldbachtale liegenden Beckmühle sind ähnliche schwarze Schiefer beiderseits am Gehänge nachweisbar. Die am östlichen Hange anstehenden, mit leichtem Seidenglanz versehenen Schiefer sind leicht auf einige hundert Meter Entfernung zu verfolgen. Eine kleine Einlagerung solcher Schiefer steht auch am Nordende von Lhota bei Podbrezi dicht neben der Straße in einem Feldwege an.

Hier am Nordende von Lhota bildet die Straße noch einen anderen bemerkenswerten, wenn auch nur kleinen Aufschluß. Der Straßengraben entblößt zwischen anstehenden Grünschiefern auf etwa 20—30 m Länge einen roten Ton, in dem zersetzte Grünschieferbrocken stecken. In dem roten Ton liegt ein ebenfalls stark zersetzter Melaphyrmandelstein. Auf ein zweites räumlich überaus beschränktes Vorkommen von Melaphyrmandelstein gelangt man, wenn man den von Skutina nach Masti führenden Feldweg verläßt und den diesem Wege zugekehrten Rand des Waldchens südlich vom Wege absucht. Auch hier findet man den Ausstrich von rotem Ton

und zugleich Brocken des Mandelsteines. Ob man in diesen Resten von Melaphyr und rotem Ton etwa Spuren des Rotliegenden erblicken soll, darüber kann man kaum diskutieren, denn es fehlt an den nötigen Anhaltspunkten. Es sei nur bemerkt, daß sich auf 4 Meilen Entfernung im Norden im Rotliegenden keine Tone vorfinden und daß nirgends im ganzen Kartenblatte im Rotliegenden ein Melaphyr gefunden wurde. Die nächsten Melaphyrvorkommnisse liegen alle im Karbon. Erst im Braunauer Lande und bei Trautenau gibt es permische Melaphyre. Der zuletzt genannte Melaphyr bei Masi kommt hart am Rande eines Kreidelappens hervor. Dicht neben dem Melaphyr streicht der Cenomanquader aus.

In der Gegend von Chmelist, Sekyrka und Hinter-Lom gibt es außerordentlich wenig Aufschlüsse, die über die Lagerung der Grünschiefer Auskunft geben. Nur bei Chmelist fand ich solche vor. Sie ließen ein Streichen nach N 20° W und ein Einfallen von 15° nach W erkennen. Aber trotz dieses Streichens stehen nur wenig weiter nördlich phyllitische Gesteine mit gleichem Streichen aber etwas steilerem Einfallen an.

Wie schon die Karte Wolfs andeutete, verläuft hier die Grenze zwischen Phyllit und Grünschiefer quer auf das Streichen in NNW-bis SSO-Richtung.

Zahlreiche Aufschlüsse enthält jedoch der äußerste Südosten des begangenen Gebietes in dem tief eingeschnittenen, landschaftlich überaus anziehenden, leider aber sehr abgelegenen Albatale. Hier kommt unter den Grünschiefern der Biotitphyllit wieder zum Vorschein. Man kann die Grenze zwischen beiden, die wiederholt vom Tale verquert wird, deutlich in ungefähr nord-südlicher Richtung verfolgen. Um dieselbe Richtung schwankt das Streichen der kristallinen Schiefer. Etwa 500 m oberhalb der oberen Kleckamühle ist die Grenze zwischen Phyllit und Grünschiefer gut entblößt.

Zwei breitere und ein ganz schmaler Aplitgang setzen hier im Phyllit auf. An den Grünschiefer grenzt Gneisphyllit von steilerer Schichtenstellung als sie der erstere hat. Dieser schneidet den Gneisphyllit schräge ab. Es liegt hier ein Verwurf vor. Im Grünschiefer setzt nahe an dieser Grenze noch eine Einlagerung von Phyllit auf. Wie weit der erwähnte Bruch reichen mag, war nicht festzustellen, da auf der Höhe sowie im Seitentale südlich dieses Punktes Aufschlüsse an der Phyllitgrenze fehlen. Dort, wo weiter talaufwärts die Straße die Grenze unterhalb Antonital wieder passiert, ist sie ebenfalls nicht entblößt. Es streicht aber hierselbst der Biotitphyllit quer zu der Richtung, welche diese Grenze haben muß.

Von Antonital aus greifen die Grünschiefer in einem ursprünglich etwa 800 m breiten, sich aber allmählich verschmälernden Zuge gegen NNO in das Gebiet des Biotitphyllits ein. Dieser Zug endet auf Blatt Kronstadt kurz vor der Dobrej — Deschneyer Straße. Es ist bemerkenswert, daß die Schieferung in diesem Grünschieferzuge wesentlich steiler steht, als weiter im Süden und im Westen, wo der Grünschiefer in großer Breite auftritt. Unter den Grünschiefern treten solche mit phyllitähnlichem Habitus häufiger auf.

In das ausgedehnte Grünschiefergebiet, das wir besprochen haben, greift von Norden her der Biotitphyllit ein. Sein Areal bietet nur zu wenigen Bemerkungen Anlaß. Dem Phyllit lagern bei Dobřan, auf der Zlatenka Höhe und bei Lom einige Lappen von Rotliegendkonglomerat auf. Als Einschaltungen im Phyllit sind einige schmale Züge von diversen Grünschiefern und von Biotitquarzit zu nennen. An ihnen kann man verfolgen, daß das Streichen des Phyllites von NNW nach SSO gerichtet ist. Dasselbe nimmt man verschiedenen Orts an den Aufschlüssen wahr, die zu gleicher Zeit ein mittleres Einfallen gegen WSW erkennen lassen. Diese regelmäßige Lagerung bemerkten wir schon unterhalb Gießhübel und läßt sich von dort aus in einem mehrere Kilometer breiten, an den Osten liegenden Satteler Grünschieferzug angrenzenden, Phyllitstreifen verfolgen. Zwischen Pollom und Sneznej zeigt sich lokal eine bald näher zu besprechende Abweichung, aber schon an den beiderseitigen Hängen des Tales unterhalb Sattel bemerken wir wieder dasselbe Einfallen. Ununterbrochen bleibt die Richtung bestehen bis nach Michovy, woselbst in den Phyllit der zuletzt erwähnte Grünschieferzug eingreift.

Westlich dieses Streifens liegt aber ein Gebiet, in dem der Biotitphyllit wesentlich andere Lagerungsverhältnisse aufweist. Wenn man von Schedivy das Tal des Hlukyaches abwärts verfolgt, so passiert man viele Entblößungen, in denen die Schieferung des Phyllites zu erkennen ist und die erst ein steiles südöstliches Einfallen, dann aber auf eine längere Strecke intensive Fältelungen erkennen lassen.

Unterhalb der Hlukymühle tritt der Bach in den Graben von Rotliegendkonglomerat ein, woselbst sich das Tal beträchtlich verbreitert. Steigt man nach N über die aus Rotliegendem bestehenden Hänge in die Höhe, so bietet ein über Volsin führender Weg verschiedene Aufschlüsse in den kristallinen Schiefern dar. Der Biotitphyllit läßt zwei Einlagerungen von Grünschiefern erkennen. Die Schichten zeigen steiles, nach OSO gerichtetes Einfallen.

Ein zwischen Süd und Südost schwankendes Einfallen zeigen auch alle Aufschlüsse bei Kounov und Nedwez, woselbst sich namentlich im Goldbachtale gute Entblößungen vorfinden. Bemerkenswert ist daselbst auch eine große Einlagerung von Grünschiefern, die im untersten Teile von Nedwez aufgeschlossen sind. Steigt man im Dorfe Nedwez oder auf dem Rücken südlich desselben in die Höhe, so wird man nahe an der Grenze zum Phyllit Blöcke von amphibolitisiertem Diabas bemerken, die sich durch außerordentliche Zähigkeit auszeichnen. Einen Graphitschiefer, wie er an der Nordseite der Grünschieferlinse zu sehen ist, konnte ich hier nicht auffinden. Es ist also auch hier nicht möglich nachzuweisen, daß der Grünschiefer eine in den Phyllit eingesenkte muldenförmige Einlagerung bildet. Der erwähnte Graphitschiefer ist auf dem von Bistrey nach Nedwez herabkommenden Wege gut zu beobachten. Auf ihn folgt ein chloritischer Serizitschiefer, der im Wege schön aufgeschlossen ist.

Im Goldbachtale oberhalb von Nedwez und nördlich von

Dobřan findet man am Phyllit wieder westliches bis südwestliches Einfallen. Gute und frische Anbrüche liegen namentlich an der Sattler-Straße dicht westlich vom Wirtshause Krahulec. Es setzt hier, dem Phyllit gleichförmig eingelagert, ein Aplitgang auf. Aber schon auf der Anhöhe dicht nördlich der Straße Krahulec—Sneznei steht Biotitphyllit an, der N 40° O streicht und unter 45° nach NW fällt. Und genau dieselbe Lagerung weisen die Phyllitklippen bei Hinter-Pollom, seitlich derselben nach Gießhübel führenden Straße auf. Da in diese Streichungsrichtung das Abbrechen des Grünschiefers bei Sneznei und das Ansetzen des Grünschiefers zwischen Ohnischov und Janov fällt, liegt es nahe, hier auf eine Störung zu schließen, welche durch dieses plötzlich geänderte Streichen markiert wird. Es soll später (pag. 513) noch hiervon gesprochen werden.

### Die Gegend zwischen Gießhübel, Sattel und Deschney.

Zur Besprechung der kristallinen Schiefer des Kartenblattes Josefstadt—Nachod fehlt nunmehr nur noch eine Schilderung des östlichsten Teiles, der aus Amphiboliten und Grünschiefern besteht, die unmittelbar an den Glimmerschiefer anschließen. Dem generellen SSO-Streichen der Gebirgsformationen zufolge treten sie nördlich von Gießhübel in das zu untersuchende Gebiet ein und verlassen es bei dem Deschneyer Spitzberge. Um die Umgebung dieses durch seinen Gabbro bekannten Spitzberges genügend kennen zu lernen, dehnte ich meine Begehungen bis nach dem Orte Deschney auf Blatt Kronstadt an der Adler aus.

Die Gegend von Gießhübel und Sattel gewinnt besonderes Interesse durch den dort aufsetzenden Cudowaer Granit und seine Injektionen in die ihn umgebenden Schiefer.

Der Cudowaer Granit bildet östlich von Cudowa eine ausgedehnte Masse, die nördlich dieses Ortes auf österreichischem Gebiete nicht mehr anstehend zu finden ist, sondern unter dem transgredierenden Cenoman verborgen bleibt. Nur an einem etliche Meter diesseits der Reichsgrenze bei Kote 556 (1:25.000) nächst Mokriný gelegenen Punkte kommen unter dem Quader die roten Verwitterungsprodukte des Granits zum Vorschein. Ganz nahe an der Reichsgrenze aber ist der Granit in dem nach Tscherbenei gehenden Tale entblößt.

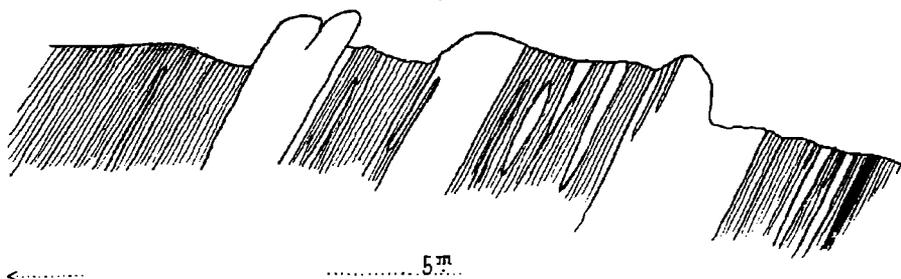
Er grenzt im Nordosten an den Glimmerschiefer, der auch bei Mokriný zwischen Karbon und Kreide ausstreicht. Die Heuscheuer-Straße zwischen Cudowa und Karlsberg durchschneidet die Granitmasse, die hier große Breite besitzt.

Wie schon die Beyrichsche Karte zeigt, verschmälert sich die Eruptivmasse bei Hallatsch unweit Lewin beträchtlich. Sie greift, eine Breite von 500—1000 m besitzend, südwärts weit in die Schiefer ein und reicht fast bis nach Sattel, wobei sie sich immer mehr an die Grenze des Glimmerschiefers hält.

In Gießhübel ist der Granit wiederholt anstehend zu finden. Östlich vom Stenkaberge und am Steinberge bei Pollom bildet er ausgedehnte Blockbestreuungen. Wenn auch der Granit in-

folge der Verwitterungsformen überall deutlich von den ihn umgebenden Schiefen abgegrenzt ist, so ist er doch durch zahlreiche Injektionen mit diesen verknüpft. Massenhaft treten diese in dem westlich angrenzenden Amphibolit auf. Von Gießhübel über Pollom, Sattel bis nach Dörfel nördlich Deschney verfolgt man schwarze kristalline Amphibolite, mit denen zusammen man in Feld und Wald immer wieder und in großer Menge Brocken granitischer und gneisähnlicher Gesteine findet. Alle nur denkbaren Übergänge von mehr körnigen zu porphyrischen, flaserigen Typen, zu feinschichtigen, an Lagergneise erinnernden, zu aplitischen und granulitähnlichen Typen sind vorhanden. Es ist ganz undenkbar nach der relativen Häufigkeit von Amphibolit und von granitischen Derivaten unter den Lesesteinen der Felder Sonderungen in der Karte vorzunehmen. Es mußte für diese Zone eine einheitliche Bezeichnung: Amphibolit mit Granit-injektionen, gewählt werden und nur zwei kleinere Partien, in denen diese Injektionen nicht gefunden werden konnten, wurden getrennt

Fig. 2.



Granitinjektionen (weiß) im Amphibolit (schraffiert).

Steinbruch in Pollom bei Sattel.

zur Darstellung gebracht. Wie notwendig es ist, den Amphibolit mit seinen Injektionen als eine Einheit zu behandeln, lehrt aufs beste ein kleiner Steinbruch in Pollom.

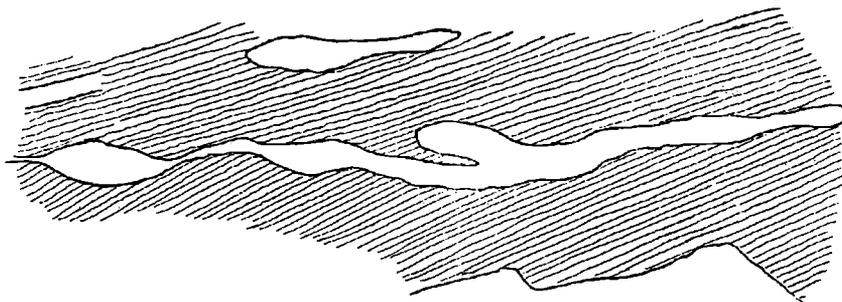
Er befindet sich noch innerhalb der verstreut stehenden Häuser bei dem kleinen Wäldchen östlich von dem Wege, der von Pollom, westlich vom Stenkaberger vorüber, nach Gießhübel führt. Hier ist ein vielfacher und rascher Wechsel von Amphibolit und granitischen Gesteinen aufgeschlossen (Fig. 2). An den mächtigeren Gängen ist deutlich zu erkennen, wie sich das Gefüge von der Mitte des Ganges gegen das Salband zu ändert. Die Schichten fallen unter  $55^{\circ}$  nach Nord.

Gegenüber von dem Steinbruch ist hinter dem Hause mit dem roten Ziegelanbau ein anderer Aufschluß, der ebenfalls Granitinjektionen im Amphibolit zeigt. Hier sind jedoch die Schichten stark gestauch und die Intrusionen wiederholt verquetscht (Fig. 3).

Am Westhange des Pansker bildet der Granit mächtigere Gänge im Glimmerschiefer, die eine Darstellung in der Karte noch

ermöglichten. Weiter im Norden, auf preußischem Gebiete, kann man wiederholt auch deutliche Injektionen im Glimmerschiefer finden. Auf Tafel II, Fig. 1 und 2, in Roths Erläuterungen zur geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge, bildet Beyrich solche Injektionen aus der Umgebung von Lewin ab. Auffallend ist, daß der unmittelbar am Granitkontakt im Steinbruch an der Lewin—Reinerzer Straße entnommene dunkle, kleinschuppige Glimmerschiefer viel mehr Albit als Quarz enthält, also füglich als Gneis bezeichnet werden könnte. Ob hier eine Feldspatisierung vorliegt, möchte ich dahingestellt sein lassen. Ich will nur gleich bemerken, daß auch diese Schiefer recht wenig von einer Veränderung durch Eruptivkontakt zeigen. Typische Kontaktgesteine konnte ich nirgends auffinden. Wenn der Glimmerschiefer am Kontakt in diesem Steinbruche kleinschuppig ist, so ist das wohl auch nur eine lokale Abänderung. In den ausgezeichneten Aufschlüssen, die beim Eisenbahn-

Fig. 3.



Granitinjektionen (weiß) im Amphibolit (schraffiert).

Pollom bei Sattel.

bau zwischen Lewin und Reinerz geschaffen wurden, fand ich wiederholt im Bereich der Granitinjektionen Glimmerschiefer, die sich nicht von solchen weitab von jedem Eruptivkontakt unterschieden. Übrigens schuf dieser Eisenbahnbau eine Reihe vortrefflicher Aufschlüsse solcher Injektionen. In einem derselben überwiegt das Eruptivgestein bedeutend über den Schiefer, der in nur dünnen aufgerichteten und gestauchten Lagen in dem vergrusten Granit steckt.

Ungefähr südlich von der Färberei in Gießhübel findet man im Amphibolit eine kleine Einlagerung von Biotitplagioklasgneis. Sie ist in dem kleinen Gebüsch in einem kleinen Steinbruch abgeschlossen. Der Gneis ist unten quarzreich. Nach oben nimmt der Biotitgehalt zu. Es besteht keine scharfe Grenze gegen den hangenden Amphibolit. Ein weißer Aplitgang mit dunklem Salbande durchsetzt die Schichten quer. Östlich dieses Steinbruches befindet sich nördlich von dem dort stehenden Hause an der Steillehne eine kleine Klippe, die ebenfalls aus einem allerdings dunkleren und feinkörnigeren Biotitplagioklasgneis besteht.

Nördlich und südlich von Gießhübel grenzt westlich an den Amphibolit das Rotliegende. Unter diesem kommen bei Pollom Grünschiefer zum Vorschein, die in ruhigem Streichen weithin nach SO zu verfolgen sind. Den Westrand dieser Grünschiefer bilden Hornblendegrünschiefer und Hornblendeschiefer. Im breitesten Teil des Grünschieferzuges herrschen aber phyllitähnliche Schiefer (ich beschreibe sie unten als phyllitähnliche Aktinolith-Zoisitschiefer) vor. Da diese ein wenig widerstandsfähiges Gestein sind, bildet ihr Ausstrich eine breite, leichte Depression, die nahezu ausschließlich dem Ackerbau dient. Bei Sattel setzen darin grauwackenwähnliche Quarzite (Satteler Quarzit) auf, die über Plaßnitz hinaus verfolgt werden können. Sie würden sich für Straßenschotter eignen. Mit ihnen zusammen treten Grünschiefer auf, die bei der Untersuchung unter dem Mikroskop allenthalben Spuren der Kataklyse erkennen ließen.

Die von den phyllitähnlichen Aktinolith-Zoisitschiefern gebildete Depression reicht bis nach Deschney. Im Osten derselben erheben sich die Glimmerschiefer zu dem waldreichen, über 1000 m hohen Rücken der Hohen Mense. Im Westen überragt sie erst der aus Biotitphyllit bestehende langgestreckte Leichenbuschberg und dann, nach dem Quertale des von Plaßnitz kommenden Hlukybaches, ein aus Hornblendegrünschiefern bestehender Rücken, dem die waldige Kuppe des Deschneyer Spitzberges aufsitzt.

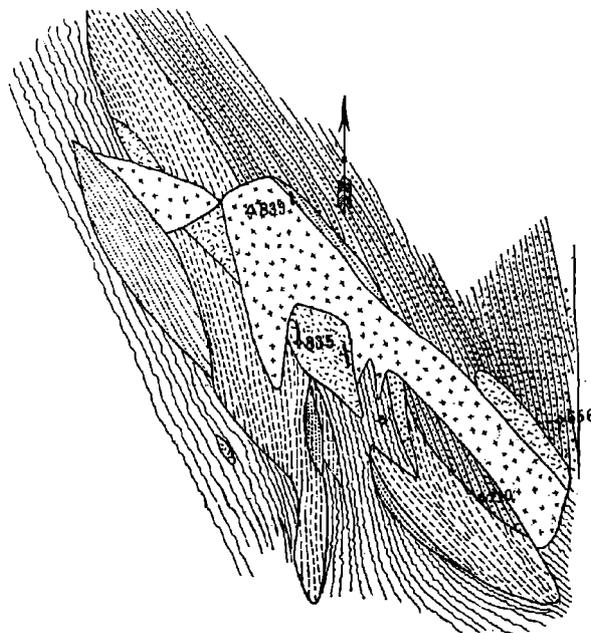
Die nachstehende Kartenskizze, Fig. 4, gibt ein Bild von der Verbreitung der Gesteinsarten am und um den Spitzberg.

Der Gabbro durchbricht die ihn umgebenden Schiefer als ein mächtiger Gangstock, der an seiner Südwestseite einige Apophysen in die angrenzenden Schiefer zu entsenden scheint. Ich muß „scheint“ sagen, denn es ist sehr schwer, auf Grund der an den steilen Lehnen umherliegenden Blöcke und Lesesteine ein immer verlässliches Urteil über die Gesteinsgrenzen zu fällen.

Anstehend trifft man den Gabbro im Walde an und gegenüber von der Straße Deschney—Skuhrov, ferner auf der Ostseite des Spitzberges und auf der Kuppe nordwestlich vom Hegerhause. Mächtige Blockhalden liegen am Nordabbruche des Spitzberges und an der Westseite der die Kote 833 (1:25.000) tragenden Südkuppe. Aber auch weit um das anstehende Gestein verbreitet findet man teilweise selbst große verrollte Blöcke. Daß solche Blöcke noch bei der Brandmühle und beim Orte Deschney liegen, ist nicht verwunderlich, denn wir stehen hier am Fuße des steilen Hanges. Auffallender ist, daß Gabbroblöcke an der viel sanfteren Westabdachung bis zur Kapelle an der Straße in Ober-Schedivy, ja sogar in den Wiesen südlich vom Walde zwischen Stiefwinkel und der Schedivy—Rowneyer Straße in großer Zahl verstreut liegen. Ich kann aber nicht glauben, daß hier Gabbrogänge austreichen, denn nirgends deutet die Geländeform auf die Anwesenheit eines solchen Ganges hin.

Einen Aufschluß, an dem der Gabbro in Kontakt mit dem Nebengestein zu beobachten wäre, konnte ich nirgends entdecken. Jedoch fand ich drei Blöcke von solchen Kontakten auf, die keinerlei

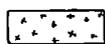
Fig. 4.



Geologische Skizze des Gebietes vom Deschneyer Spitzberg

Maßstab: 1:40.000.

Zeichenerklärung:



Gabbro.



Phyllit.



Hornblende-Grünschiefer.



Grünschiefer.



Phyllitähnliche Aktinolith-Chlorit-schiefer.



Körniger Amphibolit.



Quarzit.



Quarzglimmerdiorit.

Veränderung des Nebengesteines erkennen ließen. An einer Mauer in der Nähe der Deschneyer Kirche lag eine große Quarzknauer, wie sie im Phyllit vorzukommen pflegen. In ihr bemerkte ich eine dünne (4 cm) Gabbroapophyse. Beim Hegerhause Ober-Schedivy findet man den später noch zu besprechenden körnigen Amphibolit. Ein Block, Kontaktstück zwischen diesem Amphibolit und Gabbro, liegt dort am südlichen Waldraude. Am Hange zwischen dem Spitzberge und der Brandmühle hob ich ein Kontaktstück zwischen einem phyllitähnlichen Grünschiefer und Gabbro auf. Allerdings ist es möglich, daß dieser vermeintliche Grünschiefer nichts anderes als ein sehr feines Zerreibungsprodukt des mit ihm ein Handstück bildenden und ebenfalls Spuren der Kataklyse tragenden Gabbros ist.

Auch Spuren eines endogenen Kontakts konnte ich an diesen Blöcken nirgends bemerken und ebensowenig fand ich dergleichen durch Vergleich der aus der Mitte und am Rande des Gangstockes entnommenen Proben.

Ganz dünne, grobkörnige, gabbroide Gänge findet man im Gabbro beim Hegerhause. Sie zeichnen sich letzterem gegenüber durch höheren Gehalt an Plagioklas aus, dessen Individuen in der Größe weit hinter denen des Gabbros zurückbleiben.

Sehr auffallend ist, daß der Gabbro an der Nordseite des Spitzberges plötzlich endet und daß auf derselben Linie nördlich vom Hegerhause Gabbro aufsitzt, eine Bergkuppe bildet und sich dann nach Nord auskeilt. Die Vermutung, daß hier eine durch einen Bruch bedingte Verschiebung in dem Gangstocke vorliegt, wird noch dadurch bestärkt, daß sich in der Blockhalde an der Nordseite des Spitzberges, also dort, wo der Hauptteil des Gabbros abbricht, Gabbroblöcke mit Harnischen vorfinden. Wenn ich nichts von einer solchen Verwerfung in den angrenzenden Schiefen nachweisen konnte, so kann ich deshalb die Existenz des Bruches noch nicht in Abrede stellen, denn meine Kartierungen gingen hierfür nicht genügend ins Detail. In der Verlängerung des am Spitzberg zu vermutenden Bruches liegt eine analoge Verschiebung des Rotliegendgrabens zwischen Kounov und Rowney.

Auf der südlichen, die Höhenkote 833 tragenden Kuppe des Spitzberges findet man nicht Gabbro, sondern zahlreiche Blöcke eines mittel- bis feinkörnigen, jeder Schieferungsrichtung entbehrenden Amphibolits. Sie bleiben an der Ostseite das allein herrschende Gestein und sind bis in die Felder zu verfolgen, die bei dem einzeln stehenden Hause tief in den Wald nach Nord eingreifen. Oft bemerkt man in den Blöcken einschlußreiche Trümer von rötlichgrauem bis fleischrotem Quarzglimmerdiorit. Die dünnen Trümer lassen etwa einen Millimeter breite Salbänder, in denen dunkle Gemengteile ganz fehlen, erkennen.

Wenn ich im Gabbro wiederholt dünne rötliche Aplitgänge auffand, so kann kein Zweifel sein, daß diese mit dem Quarzglimmerdiorit in Beziehung zu bringen sind. Diesen selbst fasse ich, wie ich später (pag. 518) begründen werde, als eine Fazies des Cudowaer Granits auf. Er wäre sonach jünger als der Gabbro.

Dieselben Amphibolite werden auch beim Hegerhause und am Waldrande zwischen Pfitzendorf und dem Wirtshause zum Roß sichtbar. Es ist also evident, daß sie vom Gabbro durchbrochen werden und die Kartenskizze läßt keinen Zweifel darüber, daß auch die zusammen mit dem Amphibolit auftretenden Grünschiefer vom Gabbro durchsetzt werden.

## Die Gesteine.

### Serizitphyllit.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Serizitphyllite zusammengesetzt aus Quarz, Plagioklasen, Serizit und meist etwas Chlorit. Der Quarz bildet unregelmäßig, jedoch meist etwas eckig begrenzte Körner verschiedener Größe. Die Beeinflussung durch Gebirgsdruck ist an ihm oft deutlich zu erkennen und äußert sich nicht nur in undulöser Auslöschung, sondern auch in der Zerdrückung einzelner größerer Körner. Gelegentlich ist der Quarz zu Sand oder feinstem Staub zerrieben und liegen diese Zerreibsel als lentikuläre Massen in der Schichtung. Diese letztere wird hauptsächlich durch den farblosen bis lichtgrünlichen Glimmer hervorgerufen, wengleich die zu Linsen und Strähnen ausgewalzten Quarze auch zur Schieferigkeit des Gesteines beitragen. Der mit lichtgrüner Farbe durchsichtige Chlorit von schwacher anomaler Doppelbrechung ist nur in geringer Menge vorhanden. Er fehlt ganz in den glimmerschieferähnlichen Phylliten, wie sie aus der Nähe Nachods (pag. 431) erwähnt wurden. Die Plagioklasse bilden kleine oder größere Körner. Letztere sind meist nach dem Albitgesetz verzwillingt. Bei den ersteren hingegen fehlt die Lamellierung oft. Durch Vergleich ihrer Lichtbrechung mit der des Quarzes nach der von Becke angegebenen Methode lassen sich die Plagioklasse als zu den sauersten Typen ihrer Reihe gehörig erkennen. Schnitte, die senkrecht *M* und *P* getroffen waren, ergaben bei einem Gestein  $15^{\circ}$ , bei einem anderen  $16^{\circ}$  als mittlere Auslöschungsschiefe, immer im stumpfen Winkel gemessen. Es liegen also reine Albite vor. Auch an der Zerdrückung der meist rundlichen Feldspatkörner, an der Stauchung und Verbiegung ihrer Zwillinglamellen und an der Einpressung von feinstem Quarzmosaik in offene Klüfte der Plagioklasse kommt die Wirkung des Gebirgsdruckes zum Ausdruck. Vereinzelt nur sind Körner von Perthit wahrzunehmen. Die Menge des Plagioklasses ist in verschiedenen untersuchten Proben verschieden. Kleine Turmalinkörner sind ein seltener akzessorischer Bestandteil. Feine opake Erzpartikelchen und etwas Eisenglanz sind die färbenden Bestandteile. Auf letztere ist die schwache Rötung, die diese Serizitphyllite mitunter zeigen, zurückzuführen.

Ist die Struktur auch im wesentlichen eine kristalloblastische, so sind doch, wie bereits erwähnt, die Spuren der Kataklase unverkennbar. Die sehr feinschiefrigen Phyllite, wie sie bei Neustadt an der Mettau herrschen, lassen aber auch diese kaum mehr erkennen. Andere Vorkommnisse aber, namentlich die dickbankigen Ein-

lagerungen auch der feinschiefrigen Phyllite von Neustadt, verraten ihren sedimentären Ursprung auf das deutlichste an den klastischen Reliktstrukturen. Eine solche dickschiefrige Einlagerung, die in dem Hohlwege geschlagen wurde, der von der Kapelle südöstlich Neustadt hinunter ins untere Klopotovtal führt, sowie ein glimmerschieferähnlicher Phyllit, der am Mettaufer südöstlich Altstadt bei Nachod ansteht, zeigten diese Reliktstrukturen besonders deutlich.

### Biotitphyllit.

Wenn im Gegensatz zu der vorher erwähnten ersten Gruppe phyllitischer Gesteine die zweite als Biotitphyllit bezeichnet wird, so muß von vornherein hervorgehoben werden, daß nicht in allen unter diesem Namen zusammengefaßten Vorkommnissen der Biotit als Gemengteil nachweisbar ist. Von diesem Gesichtspunkte aus wäre es vielleicht zweckmäßiger, von dunklen oder von schwarzen Phylliten zu sprechen. Es ist in solchen Fällen der Chlorit das Mineral, das die dunkle Färbung dieser Gesteine bewirkt. Da es aber anderseits leicht möglich, ja sogar bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich ist, daß dieser Chlorit aus Biotit durch die bekannte und oft zu beobachtende Umwandlung hervorgegangen ist und da anderseits eben der Biotit ein sehr weit verbreiteter, in größeren Arealen nie fehlender charakteristischer Bestandteil der erwähnten Phyllite ist, wurde der Bezeichnung Biotitphyllit der Vorzug gegeben.

Der Biotitphyllit ist ein Gestein von schwarzer bis grauschwarzer Farbe, das durch den Glimmer- und Chloritgehalt sowohl wie durch die Cleavage den Seidenglanz phyllitischer Gesteine erhält. So wie man in jedem Handstück desselben dünne Quarzlinsen und Quarzlagen bemerkt, so beobachtet man auch in jedem Aufschluß Linsen und Knauern, die als Exsudate von Quarz zu betrachten sind. Durch die Quarzlinsen sowohl, wie durch eine feine Fältelung erhält das Gestein einen faserigen Querbruch und eine runzelige bis schulpige Beschaffenheit der Schichtflächen. Nirgends bemerkte ich ebene Schichtflächen und dünn-schichtige, leicht spaltbare Gesteine, wie sie der Phyllit doch so häufig liefert. Das Gestein ist vielmehr meist dickschiefrig oder aber es hat infolge der Stauchung und Faserung seine Schieferung überhaupt eingebüßt und bricht dann in dickeren oder flacheren Brocken und Schalen.

Der Hauptgemengteil des Biotitphyllits ist Quarz, der meist undulöse Auslöschung zeigt. Die Lagen dieses Minerals sind in der Richtung der Schieferung gestreckt. Die Begrenzung der einzelnen Individuen ist teils unregelmäßig mit aus- und eingebuchteten Konturen, teils aber auch diejenige annähernd isometrischer Körner, deren mehr oder weniger geradlinige Umgrenzung an die Pflasterstruktur der Kontaktgesteine erinnert, wenngleich (zum Beispiel dicht nördlich Mezles an der Straße gegen Sendrasch) Phänomene des Eruptivkontaktes ausgeschlossen sind. Häufig auch ist der Quarz zu einem feinen Staub zerrieben, der in einzelnen unregelmäßigen Massen auftritt, nicht in Streifen und Bändern wie in normalen Myloniten. Dieses Quarzzerreibsel findet man in den Gesteinen mit

lappig umgrenztem Quarz. Dort, wo dieser eine Art Pflasterstruktur zeigt, hat offenbar eine weitergehende Umkristallisierung stattgefunden, bei der sich das Mehl wieder zu Körnern aggregiert hat. Es ist namentlich die undulöse Auslöschung des Quarzes, an der die Spuren des Gebirgsdruckes, der bei der Gesteinsumbildung gewirkt hat, noch zur Erkennung kommen. Die Körner des Plagioklases lassen kaum deutliche Spuren einer Kataklyse erkennen. Feldspat ist immer, wenn auch in sehr wechselnden Mengen vorhanden. Er bildet sowohl einen Bestandteil des sehr feinkörnigen, wesentlich aus Quarz bestehenden Mosaiks, welches ja die Hauptmasse des Gesteins darstellt, als auch etwas größere Körner, die als solche allerdings erst bei stärkerer (etwa 100 facher) Vergrößerung deutlich hervortreten. An ihnen schneiden die Lagen von Chlorit und Biotit, ebenso wie die in der Schieferungsrichtung gestreckten Quarze ab, oder sie schmiegen sich denselben an. Diese Plagioklase liegen demnach oft wie kleine Fremdkörper in der kristalloblastischen Masse, sie sind klastische Reste in den meist stärker umkristallisierten Gesteinen. Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz sind an diesen größeren Körnern in der Regel zu beobachten, während der Plagioklas des Grundgewebes selten verzwillingt ist. Läßt bei dem letzteren nur der Grad der Lichtbrechung erkennen, daß die sauersten Typen der Plagioklasreihe vorliegen, so war an den erwähnten Relikten die Natur des Plagioklases mitunter genauer zu bestimmen. An Schnitten, die zu *M* und *P* senkrecht getroffen waren, wurden Auslöschungsschiefen von  $-15^{\circ}$ ,  $-12^{\circ}$ ,  $-15^{\circ}$  und  $-15^{\circ}$  an verschiedenen Handstücken konstatiert. Es liegen also meist reine Albite oder Albite mit sehr geringem ( $4\%$ ) Anorthitgehalt vor. In einem Falle, bei einem Phyllit, der im Olesnikatale östlich Neu-Hradek von der im Jahre 1905 erbauten Talstraße frisch angeschnitten war, wurde am Plagioklas gelegentlich eine leichte Zonarstruktur mit nach außen größer werdender Auslöschungsschiefe wahrgenommen, die nach Becke ein Kriterium für die Kristallisationsschieferung ist. Auffallend ist endlich, daß die Plagioklaskörner mitunter sehr reichlich feinsten schwarzen Erzstaub enthalten. Dieser Staub erinnert an die bestäubten Plagioklase verschiedener Gabbros, nur ist er etwas gröber. Da der Plagioklas ein Bestandteil des ursprünglichen Gesteines ist, fehlt er den oft dünnen und in großer Zahl eingeschalteten Quarzlinzen und Lamellen, deren sekundäre Natur meist außer Zweifel bleibt. Der Plagioklasgehalt des Biotitphyllits schwankt in weiten Grenzen, wodurch ein Übergang zu dem noch zu besprechenden Gneisphyllit geschaffen ist.

Minerale der Glimmergruppe und Chlorite sind die Komponenten, die den wesentlichsten Anteil an der Erzeugung schiefriger Textur nehmen. Nur in den frischesten Gesteinen ist der Biotit noch reichlich vorhanden. Sein Pleochroismus ist kräftig, wengleich keine sehr dunklen Farbentöne auftreten:  $c=b$  mahagonibraun oder grünlichbraun,  $a$  sehr lichtbräunlich oder sehr lichterhellgrün. Mit dem Babinetischen Kompensator wurde  $\gamma-\alpha = 0.045$  bestimmt. Meist zeigt der Biotit beginnende Chloritisierung, indem er lamellar vom Chlorit durchwachsen wird oder sich randlich in diesen umwandelt. Der Chlorit

besitzt keinen starken Pleochroismus und weist parallel wie senkrecht zur Basis lichtgrüne Farbentöne auf. Seine schwache anomale Doppelbrechung erzeugt nur graue, höchstens blaugraue Farben. Basale Schnitte geben ein nur undeutliches Achsenbild. Nach alledem dürfte ein Pennin vorliegen. Neben dem Chlorit trifft man in den meisten Schnitten noch Muskovit als ein Mineral ebenfalls sekundärer Entstehung. Auch er ist zusammen mit dem Chlorit lamellar mit dem Biotit verwachsen. Der Achsenwinkel konnte nicht mit Sicherheit gemessen werden, ist aber auf jeden Fall groß (über  $60^\circ$ ), so daß eine Verwechslung mit gebleichtem Biotit ausgeschlossen ist, für welchen letzteren Zschimmer 2 E bis zu  $30^\circ$  angibt. Die sekundäre Entstehung von Muskovit aus Biotit ist nichts Neues mehr, sie wurde von Milch aus den Graniten des Riesengebirges beschrieben. Chlorit aber ist ein sehr gewöhnliches Umwandlungsprodukt des Biotits. Auf jeden Fall ist die Entstehung des Muskovits beachtenswert, weil die sehr eingehenden Untersuchungen, die Zschimmer<sup>1)</sup> über die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers angestellt hat, ergeben haben, daß die beiden Komponenten, die nach der Annahme Tschermaks die Biotite bilden und deren einer Muskovit ist, untereinander inniger gebunden sind als in sich. Fast immer ist übrigens die Muskovitbildung von einer Abscheidung von  $Fe_2O_3$  in Gestalt kleiner Eisenglanzblättchen begleitet gewesen.

Apatit und Turmalin sind seltenere akzessorische Bestandteile. Nur vereinzelt wurde im Phyllit vom Zeinerloch Zoisit und im Phyllit von Stiefwinkel Epidot als seltener akzessorischer Gemengteil gefunden. Reichlich ist in vielen Vorkommnissen feiner, opaker Erzstaub vorhanden. Da er durch starkes Glühen nicht zu beseitigen ist, ist eine Verwechslung mit Kohle ausgeschlossen.

Im Handstück würde man gar leicht manche Varietäten des Biotitphyllits unterscheiden können, Varietäten, deren kartographische Darstellung selbst bei der auffälligsten Abart, dem Gneisphyllit, sich als nicht durchführbar erwies.

Schon eingangs wurde erwähnt, daß nicht überall der Biotit als Gemengteil zu beobachten ist. So wie es Gesteine gibt, in denen man infolge der erwähnten Zersetzung außer Chlorit und Muskovit nur noch minimale Reste des Magnesiaglimmers vorfindet, so gibt es auch Gesteine, in denen dieser gänzlich geschwunden ist. Sind diese Gesteine sehr reich an den beiden zuerst erwähnten Mineralen, so wird man im Zweifel sein können, ob man sie besser bei den Grünschiefern oder bei den Phylliten unterbringen soll. Ein derartiges Gestein trifft man in dem Bemles genannten Walde an, wenn man von Rozkos bei Nachod den Weg gegen den Dobroschov einschlägt. In dicken Bänken steht es, ehe man den Wald verläßt, vor einer Gehängestufe an. Die Farbe ist, wo nicht Verwitterung das Gestein gebräunt hat, graugrün. In großer Menge erglänzen darin die zahlreichen zum Teil quergestellten Muskovitblättchen. Das Fehlen von Plagioklas und von Zoisit, beziehungsweise Epidot, welche letztere in Grünschiefern häufig aus dem Plagioklas hervorgegangen sind,

<sup>1)</sup> Jénaische Zeitschrift für Naturwissenschaft, Bd. 32 (1898), pag 588.

veranlassen mich, dieses Gestein nicht als Grünschiefer in der Karte darzustellen. Dichte seidenglänzende Gesteine gleicher mineralogischer Zusammensetzung trifft man am Mettauufer, 5 *km* unterhalb Peklo. Graue seidenglänzende Phyllite ohne Biotit stehen auch am Wege von Peklo bergauf gegen Sendrasch an. Sie bilden im normalen schwarzen Phyllit eine Einlagerung, die sich durch schwachen Kalkgehalt auszeichnet. Einen nahezu farblosen Chlorit von so schwacher Doppelbrechung, daß er unter gekreuzten Nicols fast gleichmäßig schwarz erscheint (mit nur ganz leichter bläulicher Aufhellung des Gesichtsfeldes), führt neben reichlichem Muskovit der Phyllit, welcher am Dobroschov den Gang von Granitporphyr einschließt. Hier sei noch eines Phyllites Erwähnung getan, der auf dem Blatte Kronstadt ansteht. Nördlich von der Straße, die von Deschney steil bergauf nach Schedivy führt, liegen einige Häuser, die auf der Originalkarte 1:25,000 die Höhenkote 710 haben. Nördlich derselben trifft man am Waldrande Stücke eines sehr feinkörnigen, dickschiefrigen, phyllitischen Gesteines, das viele dünne Lagen von Quarz, aber auch Plagioklas enthält, das aber keinen Glimmer, sondern ausschließlich sehr feinschuppigen Chlorit führt.

Im allgemeinen ist der biotitführende Phyllit schwarz oder schwarzgrau, während sich ein reichlicherer Chloritgehalt durch einen Stich ins Grünliche, durch schwarzgrüne oder graugrüne Farbe bemerkbar macht. Zersetzung unter reichlicher Erzabscheidung kann ebenfalls schwärzliche Farbentöne hervorrufen. Bei geringem Chloritgehalt ist die Gesteinsfarbe lichtgrau und der Querbruch streifig, wie man im oberen Teil von Bohdaschin bemerken kann. Dahingegen kann man in den Enklaven von dunklem Phyllit, die im Serizitphyllitgebiete des Klopotov-Tales bei Neustadt auftreten, Gesteine von recht dunkler bis fast schwarzer Farbe bemerken, ohne daß diese Biotit enthalten. Es ist in diesen letzteren oft reichlicher, als man es dem makroskopischen Habitus nach erwarten sollte, Serizit und überdies Chlorit vorhanden. In geringerer Menge bemerkt man zwischen dem Muskovit und dem oft mit ihm verwobenen Chlorit noch schwarze Erzpartikelchen. Weitere Vorkommnisse derartiger Gesteinsabänderungen anzuführen, erscheint mir überflüssig, zumal im ersten Teil gelegentliche Anmerkungen gemacht wurden.

Nur untergeordnet treten lokal Gesteine von mehr oder weniger stumpf grauer Farbe auf, die im Querbruch ganz dicht erscheinen und die einige Ähnlichkeit mit sehr feinkörnigen Grauwacken besitzen.

Ein solches Gestein steht ebenfalls  $\frac{1}{2}$  *km* unterhalb Peklo an der Mettau an. Ähnliche, wenngleich deutlicher schiefrige Stücke hob ich an der Straße Bacetin—Bistrey im Walde auf. Es ist an diesen Gesteinen die klastische Struktur jedoch keineswegs besser erhalten als an anderen. Vielmehr läßt der Dünnschliff, der von dem zuerst erwähnten Vorkommnis gemacht wurde, erkennen, daß nach der Kristallisationsschieferung starke mechanische Beeinflussungen das Gestein deformiert haben.

Im östlichsten Teile des vom Biotitphyllit eingenommenen Areal. nähert sich dieser mitunter dem Glimmerschiefer. Daher kommt es, daß Wolf die Grenze des Glimmerschiefers weiter gegen West ver-

legte, als ich es für richtig halte. Beispielsweise begegnet man auf der Hochstraße zwischen dem Tänzerwald und Stiefwinkel bei Kote 735 dunkle biotitreiche Gesteine, die mancher vielleicht bereits als Glimmerschiefer zu bezeichnen geneigt sein könnte, wenn sie sich nicht zusammen mit Gesteinen vorfinden würden, die nur zum Phyllit gestellt werden können. Auch kommt für ein solches Vorgehen noch der Umstand in Betracht, daß auf dem Abhange, über den der Weg von Stiefwinkel hinunter nach Deschney führt, ebenso wie im Albatale zwischen Deschney und Tannendorf typischer Biotitphyllit ansteht, obwohl man hier sich im Liegenden des oben erwähnten Gesteinsvorkommnisses befindet. Es enthält dieser glimmerschieferähnliche Phyllit von Stiefwinkel als seltenen Gemengteil Körner von grobgeflamten Perthit.

### Gneisphyllit.

Als Gneisphyllit bezeichne ich solche sich dem Biotitphyllit anschließende und ihm eingelagert vorkommende phyllitische Gesteine, die sich durch größeren Feldspatgehalt auszeichnen. Makroskopisch unterscheidet sich der Gneisphyllit vom Biotitphyllit durch geringere Schieferigkeit. Der Querbruch ähnelt dem eines dichten Gneises. Auf dem Hauptbruch ist der feinschuppige Glimmer noch zu erkennen. Infolge der Dickschieferigkeit ist die Textur weniger faserig und die Schichten weniger gefaltet als beim Phyllit. Der Typus geht aber derart in normalen Biotitphyllit über, daß nicht selten Zweifel entstehen, ob ein Gesteinsvorkommnis als Biotitphyllit oder besser als Gneisphyllit zu bezeichnen ist, ein Grund, der die Ausscheidung in der Karte so sehr von subjektiven Auffassungen abhängig machte, daß von einer Einzeichnung des Gneisphyllites abgesehen werden mußte, um so mehr als das Studium der Dünnschliffe die im Anstehenden und im Handstück erkennbaren Unterschiede nur verwischte.

Der Name Gneisphyllit erschien mir noch als der relativ passendste, obwohl vielleicht mancher eine andere Vorstellung mit dem Namen zu verknüpfen geneigt sein dürfte. Es liegt ein Phyllit vor, weshalb ich nicht auf die Bezeichnung Wackengneis zurückgriff, obwohl diese erst in neuerer Zeit durch Tietze<sup>1)</sup> und von Bukowski<sup>2)</sup> auf dieselben Gesteine angewendet wurde. Es besteht hingegen keine Identität, mit dem was Sandtner<sup>3)</sup> in jüngster Zeit vom Nordrande der Brixener Masse als Wackengneis beschrieb, denn dies sind durch dicke Feldspatkörner faserig erscheinende Gesteine, die ihre Struktur unverkennbar auf Kataklase zurückführen lassen. Auch die, Staches Vorgehen folgend, von den alpinen Geologen als Phyllitgneis zusammengefaßten Gesteine sind etwas anderes. Hierbei handelt es sich um ein zwar feldspatreiches, habituell aber dem Glimmerschiefer näher stehendes Gestein von konstanter

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 51 (1901), pag. 656.

<sup>2)</sup> Erläut. zu Blatt M.-Neustadt—Schönberg, pag. 15.

<sup>3)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 56 1906, pag. 716.

stratigraphischer Position (zwischen Gneis und Glimmerschiefer). Endlich ist auch der Gneisphyllit der sächsischen Geologen ein anderes Gestein, nämlich ein dünnschieferiger, mit etwa stecknadelkopfgroßen Albiten gespickter Phyllit.

Der Gneisphyllit ist in schönster und bester Ausbildung am Westrande der Čermaer Granitmasse zu beobachten. Er begleitet die letztere derart, daß ich lange Zeit in ihm ein allerdings in nur geringem Grade metamorphosiertes Kontaktprodukt suchen zu müssen glaubte. Als schmaler, 100—200 m breiter Zug zieht er sich an diesem Westrande vom Malinowa hora im Norden bis nach Neu-Hradek hin. Das gleiche Gestein fehlt auch nicht im Osten der Masse. Aber gerade bei Neu-Hradek, wo das tief eingeschnittene Olesnicatal und seine Seitentäler gute Aufschlüsse in der Umrandung des Granits sowohl, wie in den Phylliten seitlich derselben erzeugt, kann man beobachten, daß der Gneisphyllit Einlagerungen im Biotitphyllit bildet. Genau denselben Gneisphyllit, wie er bei der Ruine Frimburg ansteht und wie er zwischen der Ruine und dem Städtchen kleine Klippen bildet, kann man auch südlich der Frimburg im Olesnicatale zwischen Dupacka und Smalkowna finden. Zwischen diesem Vorkommnis aber und demjenigen am Rande der Granitmasse liegt ganz normaler Biotitphyllit.

Auf der Ostseite der Granitmasse trifft man den Gneisphyllit westlich von der Ortschaft Dlouhei. Es sind nur Lesesteine, die man hier im Walde zerstreut ebenso wie am Galgenberge und auf der südlichen Verlängerung dieser Höhe trifft. An der Westseite des Galgenberges steht er an der Gießhübler-Straße an. Auch in der Nähe der Tassauer-Mühle und zwischen dieser und Unter-Gießhübel findet sich das Gestein, weitab von einer Granitmasse, man wollte denn eine solche unter den Sedimenten des Rotliegenden versteckt supponieren, was aber kaum berechtigt wäre. Felssprengungen, die man zur Zeit meiner Anwesenheit im Walde bei Michovy für eine von Michovy nach Lom zu bauende Straße machte, entblößten ebenfalls Gneisphyllit. Solcher bildet ferner felsige Partien in dem Jankov genannten, unweit Rowny gelegenen Walde unmittelbar bei dem in der Minette angelegten Steinbruche. Auch nördlich von Kounov findet man bei der Einmündung des von Bistrey kommenden Baches einen O—W streichenden Zug von Gneisphyllit. Graue, zum Gneisphyllit zu stellende Gesteine kommen ferner zwischen Bistrey und Janov vor. Endlich steht im Klopotov-Tal südlich von Blazkow, beim unteren Ende der Wiese, die dort die Talsohle bildet, ein Gneisphyllit an.

Es sind sonach Gesteine des erwähnten Typus über das Gebiet zerstreut, ohne an die Nähe von Eruptivgesteinen gebunden zu sein. Nur ganz geringe Veränderungen wurden an ihnen hie und da durch den Eruptivkontakt erzeugt. Diese werden im Anschluß an den Granit von Čerma Besprechung finden.

Wie gleich eingangs hervorgehoben wurde, unterscheidet ein erhöhter Feldspatgehalt den Gneisphyllit vom Biotitphyllit. Die Quantität dieses Feldspates erreicht mitunter diejenige des Quarzes, übertrifft sie sogar in einzelnen Fällen noch um ein geringes. Der

Feldspat liegt zwischen den mehr oder weniger isometrischen und teils mehr oder weniger unregelmäßig verzahnten, teils der Pflasterstruktur ähnlichen polygonalen Quarzkörnern.

In den biotitreichen Lagen ist die Menge des Feldspates gewöhnlich größer als in den biotitarmen. In der Regel ist dieser Feldspat unverzwillingt, nur an einzelnen Gesteinsproben zeigt er die Zwillingstreifung nach dem Albitgesetz. Einzelne, gewöhnlich eckige, um ein geringes größere Körner sind dagegen meist verzwillingt, mitunter überdies reich an sehr feinem Erzstaub. Sie machen den Eindruck von klastischen Relikten, während die anderen bei der Umkristallisierung des Gesteines entstandene Neubildungen sind. Eine feine, leichte Trübung und die im Vergleich zum Quarz geringe Lichtbrechung verursachen, daß sich Quarz und Feldspat in dem Mosaik des Grundgewebes deutlich voneinander abheben. Orthoklas konnte ich nicht nachweisen, so daß ich allen unverzwillingten Feldspat für Plagioklas halten muß. Obwohl die Trübung ganze Körner desselben betraf und nicht wie beim Cordierit einzelne Klüfte und Streifen in den Körnern bevorzugte, hielt ich in den nahe am Granit geschlagenen Gesteinen die Anwesenheit des Cordierit doch nicht für ausgeschlossen. Die Bořickysche Reaktion ließ aber nur Natrium neben Aluminium erkennen, keine Magnesia, die den Cordierit vertragen würden. Albit, wie er nach dieser Reaktion zu erwarten war und wie er durch Vergleich der Lichtbrechung mit der des Quarzes durch die von Becke angegebenen Methode auch nachgewiesen wurde, scheint aber nicht der einzige Plagioklas des Gesteins zu sein. Der optische negative Charakter einzelner Durchschnitte im Vereine mit einem an  $90^\circ$  genäherten Achsenwinkel lassen die Anwesenheit von Oligoklas in manchen Handstücken vermuten. Schnitte, die zu *M* und *P* senkrecht waren, ergaben Auslöschungsschiefen von  $-12^\circ$ ,  $-9^\circ$ ,  $-11^\circ$ ,  $-15^\circ$  und  $-15^\circ$ , was nach der von Becke mitgeteilten Tabelle auf Albite mit einem Anorthitgehalt von 0—8% schließen läßt. Bei einer Probe zeigten manche Plagioklase deutliche Zonarstruktur mit nach außen größer werdender Auslöschungsschiefe. Nicht selten haben sich in den (ungestreiften wie gestreiften) Plagioklasen feine Serizit-schüppchen angesiedelt.

Wie im Biotitphyllit sind auch im Gneisphyllit hie und da meist wohl ebenfalls als Relikte aufzufassende Körner von Mikropertit zu bemerken.

Kräftig pleochrotischer Biotit ist in allen untersuchten Proben reichlich vorhanden. Die Doppelbrechung, mit dem Babinet gemessen, ist  $\gamma - \alpha = 0.55$ ,  $c = b$  ist braun,  $a$  ist sehr lichtbräunlich bis sehr lichtölgrün. Der Biotit zeigt auch hier die erwähnten unter Chlorit- und Muskovitbildung bei Abscheidung von Eisenglanz sich vollziehenden Zersetzungserscheinungen. Muskovit mit einem Achsenwinkel von  $43^\circ$  ist zuweilen reichlich vorhanden und bildet gelegentlich auch zur Schichtung quergestellte Blättchen.

Apatit und Turmalin sind hier ebenfalls als akzessorische Bestandteile vorhanden. Auch der feine opake Erzstaub fehlt den dunkleren Gesteinen nicht als färbende Substanz.

Auf ein Vorkommnis unter den Gneisphylliten muß besonders

aufmerksam gemacht werden. Es ist ein grauer feinschuppiger Gneisphyllit, der durch etwa hirsekorngroße Plagioklasporphyroblasten ausgezeichnet ist. Die Zwillingsstreifung dieser letzteren ist schon dem bloßen Auge erkennbar. Es handelt sich auch hierbei um Plagioklase der Albitreihe, deren rundliche Körner an die allerdings zahlreicheren Körner der Albitphyllite, zum Beispiel des Erzgebirges, erinnern. Man trifft das Gestein in der Nähe von Jisbice, und zwar auf der Höhe gegenüber der Ausmündung der Räuberschlucht. Ein wenig unter dem Waldrande liegt es in losen Blöcken im Walde umher.

### **Tonschieferähnlicher Phyllit.**

Der tonschieferähnliche Phyllit, der in der Gegend von Hlinec eine beschränkte Verbreitung besitzt und der unweit der Bezirksstraße an der Nordseite des Goldbachtals in einem Steinbruch aufgeschlossen ist, unterscheidet sich von den bisher besprochenen Phylliten schon von weitem durch seine ebenflächige Schichtung und gute Spaltbarkeit. Er ist aber nicht genügend dünnschiefrig und die Schichtflächen nicht genügend glatt, um als Dachschiefer Verwendung finden zu können. Er enthält reichlich sehr feinschuppigen Serizit und ein wenig Chlorit. Feiner Erzstaub erzeugt seine graue Farbe.

### **Schwarze und dunkelbraune Tonschiefer.**

Weiche, Tonschiefer bis schiefer-tonähnliche, dichte Gesteine treten hier und da als schwache Einlagerungen im Dobreyer Grünschiefer auf. Es sind kastische Gesteine, die zum Teil sicher auch Eruptivmaterial enthalten, denn sie enthalten Feldspat, Epidot, Titanit und Chlorit.

### **Serizitquarzit und Biotitquarzit.**

Durch Zunahme des Quarzgehaltes bei gleichzeitiger Abnahme des Glimmers entwickeln sich aus den Phylliten Gesteine, die schon als Quarzitschiefer bezeichnet werden können, wengleich sie stofflich den Phylliten näher stehen als dem reinen Quarzit. Je nachdem Serizit oder Biotit an der Gesteinsbildung teilnimmt, kann man Serizitquarzit und Biotitquarzit unterscheiden.

Diese Quarzite bilden lenticulare Einlagerungen oder auch schmale lange Züge im Phyllit. Serizitquarzit begegnet man bei Bražec im Mettautale, dann zwischen Lipichin, Sendraž und Mezles, ferner im Klopotovtale, zwischen Bohdaschin, Janov und Bistrey und endlich am Wege von Kounov zum Paulu Kopec. Der Biotitquarzit bildet eine längere über den Tänzerwald streichende Einlagerung bei Scheduling. Im Gelände heben sich diese Quarzite in Gestalt von sanften, meist bewaldeten Erhebungen und Rücken hervor. Wo sie an Gehängen auftreten, bilden sie steilere Böschungen als der sie begleitende Phyllit. Da der Quarzitschiefer schwerer als der Phyllit verwittert, ist sein Ausstrich auch reichlicher mit Lesesteinen überschottet.

Meist sind diese Quarzite dickbankig gelagert und lassen sich nur schlecht in der Richtung der Schieferung spalten. Die Farbe der

feinkörnigen Gesteine ist stumpfaschgrau, beim Biotitquarzit dunkelgrau. Infolge des geringen Glimmergehaltes ist ein nur schwacher Seidenglanz vorhanden.

Der Mineralbestand ist derselbe wie beim Phyllit, aus dem der Quarzitschiefer durch weit stärkeres Überwiegen des Quarzes hervorgeht. Feldspat, wohl nur Albit, ist in nicht unbedeutlicher Menge in Gestalt von meist eckigen, das Durchschnittsmaß der übrigen Gesteinskomponenten etwas übertreffenden Körnern vorhanden. Überdies bemerkt man Serizit, Chlorit, Biotit (im Biotitquarzit), sowie etwas Apatit und Eisenglanz. Meist ist die klastische Struktur der Gesteine noch sehr deutlich erhalten. Sie ist im Quarzitschiefer besser konserviert worden als im Phyllit.

### Satteler Quarzit.

Dem Grünschiefer eingelagert trifft man zwischen Sattel und Deschney Quarzite an, die sich feinkörnigen Grauwacken habituell oft außerordentlich nähern. In der Tat zeichnet sich die Mehrzahl dieser Vorkommnisse durch ihre in größter Deutlichkeit erhalten gebliebene klastische Struktur aus. Es sind graue oder grünlichgraue, feinkörnige bis dichte Gesteine mit sehr geringer Schieferigkeit. Undulös auslöschender Quarz herrscht weitaus unter den Bestandteilen vor. Am Plagioklas, der in einzelnen Körnern mit Zwillingsstreuung nach dem Albitgesetz vorhanden ist, wurde an Schnitten, die zu *M* und *P* senkrecht getroffen waren, Auslöschungsschiefern von  $-12^{\circ}$  und von  $-14^{\circ}$  gemessen. Es liegen sonach auch hier Albite vor. Chlorit ist in einem Gesteine in etwas größerer Menge vorhanden. Biotit, grüne Hornblende, Titanit und farbloser Granat sind in nur ganz geringen Quantitäten zu bemerken. Durch das, wenn auch ganz sporadische, Auftreten von Hornblende und Epidot zeigt sich eine Annäherung an die den Satteler Quarzit umgebenden Grünschiefer.

Die ausgezeichnet erhalten gebliebene klastische Struktur ist eine der wesentlichen Eigentümlichkeiten der Quarzite von Sattel. Bei einzelnen Vorkommnissen ist diese allerdings verloren gegangen. So wurde zwischen Plaßnitz und Sattel zusammen mit deutlich klastischem Quarzit ein Quarzit gefunden, bei dem der Quarz sowohl wie der getrübe unverzwilligte Feldspat nach Art vieler kristalliner Schiefer stark und unregelmäßig untereinander verzahnt waren. Ein anderer Quarzit, der zwischen Deschney und dem Spitzberge nördlich Kote 710 am Waldrande getroffen wurde, führte reichlicher Chlorit, auch Kalzit und zeigte eine der Kristallisationsschieferung nicht unähnliche Schieferung.

### Graphitschiefer.

In nur sehr schmalen, aber meist langgestreckten Zügen, die Einlagerungen im Phyllit, gelegentlich auch im Grünschiefer bilden, setzt der Graphitschiefer auf. Man bemerkt ihn im nördlichen Teile von Böhm.-Černa unmittelbar an den Graunit grenzend, aber auch

in einigen Einlagerungen östlich davon im Grünschiefer. Zwischen Mezles, Bohdaschin und Bistrey bildet er lange Züge im Phyllit. Schön aufgeschlossen ist er am Wege von Bistrey nach Nedwez. Kleine Einlagerungen stehen noch an der Poststraße unterhalb Sattel, im Goldbachtale unterhalb der Zelenkamühle bei Gießhübel und am Westende von Bačetin an.

Alle Graphitschiefer sind ungemein quarzreich. Unter dem Mikroskop bemerkt man sehr kleine Blättchen und Körnchen von Graphit mit etwas Serizit vergesellschaftet.

Eine technische Bedeutung kann diesen sehr quarzreichen Schiefern nirgends beigelegt werden.

### Silikatreicher Kalkstein.

Westlich von Hlinei erhebt sich neben dem Feldwege, der über Kote 460 nach Woschetnitz führt, östlich von dieser Kote in den Feldern inmitten des Verbreitungsgebietes tonschieferähnlicher Phyllite eine ganz leichte Anhöhe, die nur wenige Meter Durchmesser hat. Sie besteht aus unreinen Kalken, die hier zusammen mit Grünschiefern aufsitzen. Im Wege stehen diese Gesteine an.

Der Kalk ist so voll von den Mineralen des Grünschiefers, daß er, in Salzsäure gelegt, nicht zerfällt. Zum Teil bildet er nur ganz dünne graue, fein kristalline Schichtenbänder im Grünschiefer. Dieser letztere ist teils ein feinschiefriger Aktinolith-Zoisit-Chlorit-Grünschiefer, teils ein vorwiegend aus Plagioklasleisten bestehendes, mit feinen Aktinolithnadelchen durchspicktes Gestein.

### Glimmerschiefer.

Alle Glimmerschiefer des Terrains enthalten außer Muskovit auch Biotit. Selbst wenn Muskovitschiefer vorzuliegen scheinen, findet man bei genauerer Untersuchung doch auch noch Blättchen des dunklen Glimmers. In manchen dunklen Glimmerschiefern überwiegt unter den Glimmern der Biotit. Eine Trennung heller und dunkler Glimmerschiefer auf der Karte war nicht durchführbar. Der dunkle Glimmerschiefer, der der gewöhnlichere ist, ist beispielsweise in dem Steinbruch nördl. Kote 671 beim Gemeindegewald von Gießhübel oder in dem Steinbruch auf der Straße Grunwald—Grenzdorf (Blatt Kronstadt) aufgeschlossen. Heller Glimmerschiefer steht unter anderem bei den obersten Häusern von Gießhübel an der Straße (zirka 800 m westlich der Schnappe) an.

In allen Präparaten bemerkt man einen Feldspat, der nur selten Zwillinglamellen aufweist. Ein zu *M* und *P* senkrecht orientierter Schnitt zeigte  $-15^{\circ}5'$  Auslöschung. Es liegt also reiner Albit vor. Dasselbe konnte durch Vergleich der Lichtbrechung mit derjenigen des Quarzes nach dem von Becke angegebenen Verfahren festgestellt werden. Häufig zeigen diese sonst wasserklaren Plagioklase untereinander ziemlich parallele Strähne schwarzer Mikrolithen, etwa derart, wie sie Kalkowsky<sup>1)</sup> aus den Grünschiefern Niederschlesiens

<sup>1)</sup> Tschermaks Mitteilungen, 1876, Taf. VIII, Fig. 3 und 4.

abbildet. Diese Strähne liegen nicht in der Richtung der Schieferung. Ein Teil der Mikrolithen besteht aus schwarzen Partikelchen (Erz), die durch Glühen nicht verändert wurden. Außerdem sind aber noch sehr dünne farblose Stäbchen vorhanden, die infolge geringerer Lichtbrechung dunkel erscheinen. Sie löschen gerade aus. Ihre Natur konnte nicht bestimmt werden.

Mitunter sind die runden Albitknötchen schon mit bloßem Auge zu erkennen. Derartige Albitglimmerschiefer trifft man auf Blatt Kronstadt am Nordwestabhange des Mittelberges, im Graben am Nordhange der Hohen Mense, in dem erwähnten Steinbruch an der Straße Grunwald—Grenzdorf, auf Blatt Josefstadt—Nachod bei Kote 685 (1:25.000) unweit vom Gießhübler Gemeindewalde und an anderen Orten an.

Farbloser Granat ist in den gewöhnlichen Glimmerschiefern ein seltener Übergemengteil, doch findet man am Pansker bei Gießhübel auch Granatglimmerschiefer. Östlich vom Pansker, an der Grenze bei Kote 784 führt der Glimmerschiefer kleine, aber doch mit bloßem Auge leicht erkennbare schwarze Turmaline. Am Pansker gipfel kommt auch ein Zweiglimmerschiefer mit größeren u. d. M. schön grün durchsichtigen Chloritblättchen vor.

### Quarzitschiefer.

Durch starkes Zurücktreten des Glimmers entsteht aus dem Glimmerschiefer der Quarzitschiefer, der am Pansker bei Gießhübel sowie an der Grenze nordwestlich der Schnappe Einlagerungen im Glimmerschiefer bildet. Es sind plattige bis ebenschiefrige Gesteine. In ihnen ist nur der helle Glimmer vorhanden. Mitunter führen auch diese Albit in den Quarzlagen. Am Pansker enthalten sie bis 1 cm lange dünne Turmalinsäulen.

### Biotitplagioklasgneis.

Schon oben (pag. 450) wurde der kleinen Einlagerungen von Gneisen im Amphibolit am Abhange südlich von Gießhübel gedacht. Eine dieser Einlagerungen ist in dem kleinen Steinbruch in den Gebüsch aufgeschlossen. Die andere bildet östlich davon kleine Felsklippen, die hart an der Granitgrenze, an der oberen Talkante des Mühlgrundes, anstehen.

Diese Felsklippen bestehen aus einem feinkörnigen dunkelbräunlichgrauen Gestein von großer Festigkeit. Im Habitus erinnert es an einen Kontaktquarzit oder an die Kontaktgneise von Radeberg in Sachsen. Ich konnte darin aber durchaus nichts von Kontaktmineralen oder Struktureigentümlichkeiten, die auf eine Kontaktbildung am Granit schließen lassen würden, erkennen. Es liegt vielmehr ein einfacher Biotitplagioklasgneis vor.

Der Biotit desselben bildet zarte Schüppchen von der in Gneisen gewöhnlichen Begrenzung. Er ist deutlich pleochroitisch, weist aber keine sehr tiefen Farbentöne auf. Trotz der dunklen Gesteinsfarbe ist seine Menge doch nur relativ unbedeutend. Der Quarz zeigt etwas undulöse Auslöschung. Der Plagioklas ist meist leicht

getrübt. Nur selten ist er zwillingsgestreift. Einzelne seiner Körner sind etwas größer als die übrigen Gemengteile, doch lange nicht dermaßen, daß man von porphyroblastischer Struktur reden könnte. Nach der Lichtbrechung ( $\omega \leq \gamma$ ,  $\varepsilon > \alpha$  und  $\omega > \alpha$ ,  $\varepsilon > \gamma$ ) zu urteilen, liegt ein Oligoklas vor. Kleine Körner von Epidot oder von Orthit, der einen Epidotsaum aufweist, treten gern in Verbindung mit dem Biotit auf. Apatit ist in einzelnen Kriställchen vorhanden.

In dem zweiten Aufschlusse, dem kleinen Steinbruche, findet man denselben Gneis, außerdem stehen aber etwas größere Gneise an. Dem Handstücke nach würde man diese als gemeinen grauen Gneis ansprechen. Unter dem Mikroskop findet man außer dem Biotit, und zwar oft in Verwachsung mit diesem, grüne Hornblende ( $a$  lichtgelblichgrün,  $b$  grün,  $c$  grün bis bläulichgrün,  $c : c = 13^\circ$ ). Ein zu  $M$  parallel geschnittener, zonar struierter Plagioklas zeigte in dem ziemlich scharf begrenzten Kern eine Auslöschung von  $+ 10^\circ$ , d. i.  $18\%$   $An$ , in der Hülle eine solche von  $+ 2^\circ$ , d. i.  $28\%$   $An$ . Der Oligoklas besitzt also die umgekehrte Zonenstruktur, wie sie in Gesteinen mit Kristallisationsschieferung des öfteren beobachtet werden kann. Als akzessorischer Bestandteil tritt hier auch noch farbloser Granat auf. Dieser Gneis ist nicht ident mit den gneisartigen Gesteinen, wie sie v. John<sup>1)</sup> aus Nordmähren als Monzonitgneis beschrieben hat.

### Granulitgneis.

Nahe an der Granulitgrenze findet man unweit vom Gießhübler Gemeindewalde an dem östlich von Kote 685 (1:25.000) vorbeiführenden Feldwege im Glimmerschiefergebiete Lesesteine eines feinkörnigen, lichtrötlichgrauen Gesteines, das aus Orthoklas und Mikroklin, Quarz und sehr wenig kleinen Biotitschüppchen besteht. Plagioklas konnte ich nicht nachweisen, doch sind als Seltenheit kurze Myrmekitzapfen zu bemerken, so daß wenigstens darin Albit vorhanden ist. Da Granat so gut wie fehlend ist (nur hie und da ist ein kleines Korn von farblosem Granat zu bemerken), liegt nur ein granulitähnliches Gestein vor.

### Der Granitit von Cudowa.

Der Granitit ist ein mittelkörniges Gestein von grauer oder rötlicher Farbe. Der Biotitreichtum verleiht ihm dunklere Farbtöne. Das Gestein gleicht vollkommen den Granitvorkommen von Nekoř, Bredau und Kunwald in den weiter südlich auf Blatt Senftenberg gelegenen Teilen des Adlergebirges. Es ist jedoch durchaus verschieden von der nahen Čermaer Granitmasse und von den Graniten des Riesengebirges.

Es fehlen ihm die großen Feldspäte, die in letzterem hervortreten, und die idiomorphen Biotitblättchen des Hirschberger Granits. Das Gefüge ist vielmehr ein gleichmäßig körniges. Die Feldspäte erreichen höchstens die Größe einer Erbse. Nur ganz untergeordnet

<sup>1)</sup> Verb. der k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 189.

trifft man im Gießhübler Gemeindewalde Granite, in denen einzelne kristallographisch begrenzte Orthoklase an Größe etwas mehr hervortreten.

Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Biotit sind die herrschenden Bestandteile. Dabei überwiegt meist der Natronfeldspat. Nur in den rötlich gefärbten Abänderungen, die übrigens an Masse gegen die grauen zurücktreten, kommt die Menge des Kalifeldspates der des Natronfeldspates so ziemlich gleich. Der Quarz tritt an Menge im Vergleich zu den Feldspäten bedeutend zurück.

Die Plagioklase zeigen meist schöne Zonenstruktur, an welcher die mehr weniger idiomorphe Gestalt seiner Körner auch dort noch zum Ausdruck gebracht wird, wo, was übrigens meist der Fall ist, der Umriß der Wirkung des Gebirgsdruckes bereits teilweise zum Opfer gefallen ist. Schnitte senkrecht zu  $M$  und  $P$  ergaben, daß das Innere der Plagioklaskörner aus Oligoklas besteht und daß sie gegen die Peripherie in Albitoligoklas und Albit übergehen. Polysynthetische Zwillingsstruktur mit meist sehr dünnen Lamellen ist in der Regel vorhanden. Auch Periklinlamellen sind oft zu bemerken, Doppelzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz dagegen seltener. Mitunter auch trifft man Plagioklase ohne Zwillingsstreifung an, die dann, wenn sie dem Albitoligoklas und Albit angehören, schwer vom Orthoklas zu unterscheiden sind, wenn nicht der optisch positive Charakter Aufklärung gibt.

Auch der Orthoklas läßt häufig eine zonare Struktur erkennen, die durch Verschiedenheit in der Trübung, welche in den frischen Gesteinen nicht bedeutend ist, hervorgebracht wird. Perthitische Flammung ist nur selten, Mikroklin hingegen öfters zu bemerken.

Zwischen den Orthoklaskörnern und als Umrandung von Plagioklas dort, wo er an Kalifeldspat grenzt, trifft man oft reichliche Myrmekitbildung. Die Quarzstengel des Myrmekits sind recht zart. Sein Plagioklas ist reiner Albit, da

$$\alpha < \varepsilon', \gamma < \omega' \text{ und } \alpha < \omega', \gamma < \varepsilon'$$

ist. Bemerkenswert ist, daß die Myrmekitkrusten sich nicht schon als Plagioklaszone von dem Kristall, den sie umranden, abheben, wie das beispielsweise beim Granitit der Brixener Masse der Fall ist<sup>1)</sup>, sondern daß die Quarzstengel nur die randlichen Teile einer breiteren Plagioklaszone erfüllen.

Der Biotit besitzt kräftigen Pleochroismus,  $b = c =$  lichtleder-gelb,  $a =$  dunkelkastanienbraun. Sehr zahlreich sind pleochroitische Höfe um sehr kleine Zirkonsäulchen.

Der allotriomorphe Quarz verrät überall durch seine Zertrümmerung und durch die undulöse Auslöschung die Wirkung des Gebirgsdruckes.

Akzessorische Bestandteile sind dünne Apatitnadelchen, die immer im Biotit stecken und Titanit in der charakteristischen Briefkuvertform.

<sup>1)</sup> Jb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 54 (1904), pag. 73.

Frische Gesteine trifft man namentlich im südlichen Teile des Gemeindewaldes von Gießhübel, auf der Blöße bei der Straßengabelung und ferner in den Felsklippen, die im Tale von Gießhübel oberhalb der Färberei von Selisko zutage treten. Spuren geringer Pressung enthüllt das Mikroskop überall. Schwach angedeutete Parallelstruktur weisen einzelne Blöcke im Gemeindewalde von Gießhübel auf, deutlicher, mitunter schon an Perlgneis erinnernd, ist die Pressung an den Blöcken, die man im Walde an der Grenze bei Kote 661 (Karte 1:25,000) nördlich Gießhübel antrifft. Hier sind auch dunklere, biotitreichere und lichtere, biotitärmer und zugleich grobkörnigere Schlieren zu bemerken. Abänderungen, die hingegen feinkörniger als das Normalgestein und zugleich ärmer an Biotit und reicher an Quarz sind, liegen in Blöcken im Walde östlich vom Stenkaberge.

Das Granitterain bildet rundliche Wellen und Kuppen, die vorherrschend bewaldet sind. Der Granitit neigt, wie das ja bei diesem Gestein so oft der Fall ist, zur Blockbildung. Der Steinberg bei Pollom hat von diesen Blöcken seinen Namen. Auch auf der Ostseite des Stenkaberges, auf der zum Mühlgrundbache abfallenden Lehne, ist reichliche Blockbestreuung vorhanden. In den Niederungen des Gießhübler Tales dagegen ist der Granitit tiefgründig zu Grus zersetzt, wie man in den Sandgruben, die beim Brauhause und südöstlich desselben am Fuße des Abhanges zur Gewinnung des Granitgruses angelegt sind, beobachten kann.

Die Zone grusig zersetzten Granits verläuft längs der Amphibolitgrenze in der Richtung auf den Gemeindewald. Die Grenze beider Gesteine kommt hier im Terrain deutlich zum Ausdruck, da der Amphibolit steilere Böschungen bildet als der zersetzte Granit.

Steinbrüche sind im Gebiete des Granits nirgends angelegt worden, obwohl das frische Gestein, namentlich dort, wo es geringe Zerklüftung zeigt, zur Gewinnung von Pflastersteinen etc. verwendbar wäre.

### Die Injektionen des Cudowaer Granitits.

Überaus mannigfach sind die Abänderungen, die der Granitit dort erfährt, wo er in dünnen Gängen sein Nebengestein, d. i. in dem von mir aufgenommenen Gebiete, den Amphibolit, injiziert. Die Ausbildung und Struktur des Eruptivgesteines hängt vor allem von der Mächtigkeit der Gänge ab, die es bildet. In den 50 m und mehr breiten Gängen am Pansker trifft man normalen Granitit. In dem dichten Gangsystem, das den Amphibolit durchtrüert, bemerkt man vor allem porphyrische und aplitische, zum Teil ziemlich feinkörnige, sehr oft durch Parallelstruktur ausgezeichnete Abänderungen. Die große Abhängigkeit der Gesteinsstruktur von der Breite der Gänge, respektive von der Situation im Gange (ob in der Mitte oder näher dem Salbande) bringt sehr schön der oben (pag. 449) schon erwähnte Steinbruch in Pollom zur Anschauung. In der Mitte eines etwa 2 m breiten Ganges steht ein charakteristischer Granitporphyr mit

Einsprenglingen an, die 5 mm Durchmesser erreichen können. Am Salbande wird das Gestein auffallend dichter, die Einsprenglinge verschwinden, das Gestein bekommt Parallelstruktur. Ein Handstück von 5 cm Breite, die Hälfte eines Ganges darstellend, zeigt dieselben Erscheinungen, wenn auch mit geringeren Kontrasten, da der Porphyry im Zentrum dieses dünnen Ganges feinkörniger ist. Die Grenze zwischen den dünnen zentralen Porphyrylagen und dem seitlich liegenden dichten, parallel struierten, aplitähnlichen Gestein ist eine so scharfe, daß man an ein sukzessives Einpressen des granitischen Magmas glauben möchte. Es würde sehr weit führen, wenn alle die mannigfaltigen Abänderungen, die sich in den Injektionen zeigen, hier genauer beschrieben werden sollten. Sie würden ein eigenes Studium erfordern, das durch die schönen Aufschlüsse des preußischen Nachbargebietes weiter gefördert werden könnte. Bei der ausgezeichneten Parallelstruktur vieler Injektionen würde man, wenn nicht der Zusammenhang mit der Eruptivmasse so unzweideutig wäre, wohl oft an kristalline Schiefer denken können, die mit den Amphiboliten wechselagern. Gar manches Handstück würde unter anderen Verhältnissen als Augengneis, als Lagengneis, als Porphyroid, Granulit etc. angesprochen werden.

Plagioklas, Orthoklas und Mikroklin mit Perthitflammen bilden die Einsprenglinge. An Schnitten, die zu *M* und *P* senkrecht waren, wurden Auslöschungsschiefen von  $-8^{\circ}$ ,  $-9^{\circ}$ ,  $-12^{\circ}$  und  $-5^{\circ}$  gemessen. Es liegt also ein Albit vor und sind demnach diese Plagioklas saurer als diejenigen der Granitmasse. Öfters haben die Plagioklaseinsprenglinge zonaren Aufbau. Zuweilen tragen sie Myrmekitzapfen.

In der Grundmasse findet man Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Muskovit, ferner als akzessorische Bestandteile Titanit, Epidot, farblosen Granat, Zirkon und Apatit. Quarz und Feldspate sind in ungefähr gleicher Menge vorhanden, was ebenfalls die größere Azidität der Injektionen dartut. Der Plagioklas zeigt auf Schnitten senkrecht zu *M* und *P* Auslöschungsschiefen von  $-16^{\circ}$ , ist also reiner Albit. Der Biotit, der mitunter ins Grünliche spielende Farbtöne ( $c = b$  schwarzgrün,  $a =$  lichtgelbgrün) aufweist, bildet kleine Schuppen und Blättchen. Der farblose Epidot hat starke anomale Doppelbrechung, ist optisch positiv, seine Achsenebene steht senkrecht zur Spaltbarkeit nach 001, was auf Klinozoisit deutet. Seine meist rundlichen Körner lassen nie eine kristallographische Begrenzung erkennen, die übrigens auch den Felspaten und dem Quarz fehlt. Zuweilen umwächst der Epidot einen braunen Orthit. In den porphyrischen Injektionen ist der Epidot in nur geringer Menge vorhanden. Ziemlich reichlich jedoch sind seine kleinen Körner in den feinkörnigen, granulitähnlichen Gesteinen. Ob der Klinozoisit primärer oder sekundärer Gemengteil ist, kann nicht entschieden werden. Auf jeden Fall unterscheidet er sich in der Art seines Auftretens nicht von den übrigen als primär anzusprechenden Bestandteilen. Irgendeine Mineralsukzession ist in der Grundmasse nicht festzustellen.

Es wurde schon erwähnt, daß die Struktur der Injektionen teils eine porphyrische mit mikrogranitischer Grundmasse, teils eine feinkörnige ist und daß sich namentlich an der letzteren eine Parallel-

textur geltend macht. Dünne biotitreichere und biotitärere Lagen wechseln bei den feinkörnigen Gesteinen miteinander und lassen dadurch die Paralleltextrur schon dem bloßen Auge erkenntlich erscheinen. Wie der Mitte der Injektionen entnommene porphyrische Stücke deutlich zeigen, wird die Paralleltextrur wesentlich durch Fluidalerscheinungen hervorgerufen, die von einer Zertrümmerung schon auskristallisierter, größerer Mineralindividuen wahrscheinlich unter Einwirkung seitlichen Druckes begleitet waren. Man erkennt unter dem Mikroskop, daß die Injektionen das zeigen, was Brögger<sup>1)</sup> Protoklasstruktur genannt hat.

Die Grundmasse der porphyrischen Injektionen zeigt schlierige und strähnige Beschaffenheit, infolge der Verteilung des Biotits. Deutlich schmiegen sich diese Schlieren den Einsprenglingen an, sie umschließen sie augenartig und passen sich auch den quer durchbrochenen und gegeneinander verschobenen Teilstücken an. Oft sind die Einsprenglinge seitlich von glimmerreichen dünnen Häuten umgeben und namentlich auch dort, wo zwei Einsprenglinge aneinandergeschoben wurden, ist der dazwischen eingepreßte Strahn der Grundmasse reicher an Biotit. Es rührt dies davon her, daß der Biotit ebenfalls schon auskristallisiert war und von den Einsprenglingen beiseite geschoben wurde. Wo zwei Einsprenglinge gegeneinanderstießen, wurden die Biotitschüppchen mit zusammengesoben, der noch flüssige Magmarest aber ausgequetscht. Nicht selten findet man Einsprenglinge, die zerbrochen sind und deren Teilstücke auseinandergeschoben und durch dazwischen getretene Grundmasse getrennt sind. Es kommt beim Plagioklas hin und wieder vor, daß derartige im Dünnschliff als Teilstücke erscheinende Fragmente ihre Orientierung zueinander noch streng genau beibehalten haben. Wenn die Zerbrechungen auf Strömungen und Reibungen in dem Kristallbrei zurückgeführt werden müssen, so können in den zuletzt genannten Erscheinungen nur eigentümliche und seltene Spiele des Zufalls vorliegen. Es wäre aber auch möglich, daß in solchen Fällen streng gleichmäßiger Orientierung der Teilstücke nicht eine mechanische Zertrümmerung und wirkliche Fragmente, sondern eine magmatische Resorption vorliegt, so daß vielmehr ein von ausgefüllten Resorptionsschläuchen durchzogenes, aber noch in sich zusammenhängendes Mineralindividuum so von der Schliffebene getroffen ist, daß nur scheinbar Teilstücke vorliegen. Die rundlichen Umrisse mancher Einsprenglinge machen die Wirkung magmatischer Korrosion nicht unwahrscheinlich, wenn auch nirgends Einbuchtungen oder blind endende, schlauchartige Ausfüllungen entdeckt werden konnten.

Immer bilden Feldspate die Einsprenglinge. Man bemerkt aber auch lang ausgezogene, dünne Quarzlin sen und darf daraus schließen, daß auch der Quarz ursprünglich nicht unter den ersten Ausscheidungen fehlte, daß dieser aber nach Art der Kaulquappenquarze im Porphy von Thal, allerdings in noch stärkerem Grade, zu dünnen Linsen umgeformt wurde.

<sup>1)</sup> Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. für Kristallographic, Bd. 16 (1890), pag. 105.

In manchen feinkörnigen, granulitähnlich geschichteten Proben ist der Quarz nicht zu dünnen Linsen ausgezogen, sondern bildet glatt auslöschende, rundliche Körner von gleicher Größe und Gestalt wie sie die Feldspate dieser Gesteine aufweisen, verkittet durch eine an Quantität sehr stark zurücktretende und dabei etwas gröber werdende Grundmasse. Die Mikrostruktur solcher, namentlich in den Salbändern auftretender Gesteine, wird einer klastischen Struktur überaus ähnlich.

An den Quarzen, namentlich auch am Quarz der Grundmasse, bemerkt man meist undulöse Auslöschung. Bei einer unveränderten Protoklasstruktur sollte dies nicht der Fall sein, wie Reinisch<sup>1)</sup> dargetan hat. Bei den vorliegenden Injektionen bedeutet diese undulöse Auslöschung nichts weiter, als daß nach Verfestigung sich noch Einwirkungen des Gebirgsdruckes geltend gemacht haben.

### Der Granitit von Čerma.

Durchaus verschieden vom Gestein der Cudowa-Gießhübler Masse ist jenes der Čerma-Neu-Hradeker Granitmasse. Der Biotit, der infolge seines reichlichen Auftretens dem soeben besprochenen Gestein die dunklen Farbentöne verleiht, tritt hier zurück und bildet nur kleine Putzen, Fetzen und Schmitzen. Das Gestein ist reich an Quarz und reich an rötlichem Orthoklas, der ihm seine lichtrosenrote Farbe verleiht.

Der Granitit ist immer noch als grobkörnig zu bezeichnen. Da sich jedoch überall die Spuren starker Pressung bemerkbar machen, findet man nirgends mehr die großen, einheitlich einspiegelnden Spaltflächen der Feldspate, die zum Beispiel am Granitit von Cudowa meist noch erhalten sind.

Das Mikroskop enthüllt das Bild bald geringerer, bald stärkerer Pressung. Die dicken Plagioklastafeln sind zerbrochen, ihre Lamellen mitunter gestaucht. Der Kalifeldspat ist oft zerdrückt, der Quarz zertrümmert und undulös.

Der Plagioklas zeigt zahlreiche Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Schnitte, die senkrecht zu *M* und *P* getroffen waren, lassen erkennen, daß in allen zur Untersuchung gelangten Proben fast reiner Albit vorliegt (gemessen wurden —12 und —13, —14 und —15, —8 und —9 etc.). Nur schwache Zonenstruktur macht sich bemerkbar. Der Kalifeldspat ist zum Teil Mikroklin. Stets zeigt er, und zwar reichlich, sehr grobe Perthitflämmung. Der Biotit besitzt sehr starken Pleochroismus (ölgrün und fast schwarz).

Frisches Gestein trifft man nur selten, am besten noch in dem tiefen Tale zwischen Neu-Hradek und Krahuletz. Die Blöcke, die an der Oberfläche umherliegen, sind mehr oder weniger zersetzt.

Parallelstruktur infolge Pressung erwähnten wir schon oben (pag. 434) aus dem kleinen Steinbruch bei Dobroschov. Die gleiche Erscheinung ist längs der ganzen Westgrenze der Granitmasse, die ja mit einer Dislokation zusammenfällt, zu vermerken. Besonders deutlich

<sup>1)</sup> Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen, Habilitationsschrift, Leipzig 1902, pag. 23.

ist solche Parallelstruktur am Wege, der aus dem Tale bei Neu-Hradek nach Krahuletz hinaufführt, zu beobachten.

Ebenfalls dynamisch verändert ist der Granitit am unteren Ende von Borowa, nahe der vom Granit umschlossenen Phyllitscholle. Es hat hier reichliche Bildung von Serizit stattgefunden. Der Quarz bildet noch dicke Körner von bläulicher Farbe. In größerer Menge als in den übrigen Granititen ist in den stark gepreßten Stücken Perthit vorhanden.

Zu den kataklastischen Veränderungen, die sich im Granitit vollzogen haben, gehören endlich die lokal zu beobachtenden Reibungsbreccien. Eine solche ist schön aufgeschlossen an der Waldstraße der Herrschaft Nachod, welche von Čerma in das Olešnica-(Goldbach-)Tal führt, nordwestlich von der Brückenkote 444. Sie liegt in stark zerdrücktem Granitit und hat ein gegen SW gerichtetes Einfallen. Im hangenden Teile sieht man bis kopfgroße, kantengerundete Granititblöcke. Im Liegenden ist das zerriebene Material kleiner. Merkwürdig ist, daß diese Breccie kleine, sich leicht aus der Masse herauslösende Quarzgeschiebe enthält. Die Granititstücke und -splitter, welche übrigens verschiedenste Größen haben, sind auffallend frisch. Eine steinig dichte, aus feinstem Zerreibsel bestehende und durch Eisenglanz stark rot gefärbte Masse umhüllt sie.

### Kontakterscheinungen am Čermaer Granit.

Es wurde schon betont, daß die Phyllite, die den Granitit von Čerma rings umgeben, keine auffälligen Kontakterscheinungen erkennen lassen. Soweit der von Malinova hora kommende, an Dobroschov vorbeiziehende, mehr oder weniger geradlinig in nordsüdlicher Richtung verlaufende Westrand der Granitmasse in Frage kommt, hob ich ebenfalls schon oben hervor, daß eine Verwerfung anzunehmen ist. Ich schilderte, daß diese Verhältnisse sich erst nordwestlich von Krahuletz ändern und daß man die Aufschlüsse und Grenzen, die man zwischen Krahuletz und Neu-Hradek konstatieren kann, am besten dann versteht, wenn man annimmt, daß der Granit flach unter den Phyllit einfällt.

Nebenbei sei bemerkt, daß sich die Ansicht, daß der Granitit ein älterer Untergrund sein könne, auf dem sich der Phyllit abgelagert hat, nicht verteidigen ließe. Von den Kontaktwirkungen, die ja so gering sind, daß sie vielleicht nicht jedermann als beweisend anerkennen würde, abgesehen, sind die Aplitgänge, die bei Krahulec im Phyllit aufsitzen, für das jüngere Alter des Granits beweisend.

Westlich von der erwähnten, den Westrand der Granitmasse bildenden Verwerfung, steht ein den Granit begleitender Zug von Gneisphyllit an, dessen Merkmale oben (pag. 459) des näheren beschrieben wurden. Mitunter, wie am Luisenplatz (ein auf der Karte nicht bezeichneter Punkt auf der Höhe des Ziegenkammes) oder an der scharfen, westwärts gerichteten Biegung des Olešnicatales, südlich vom Ziegenkamme, ist der Habitus des dichten, dunklen, gneisähnlichen Gesteines in der Tat demjenigen mancher Kontaktgneise ähnlich. Abgesehen von der nicht einmal sehr auffälligen

Pflasterstruktur und von dem Vorhandensein kleiner, eiförmig umgrenzter, dem Quarzmosaik eingebetteter Biotitblättchen, enthält das Mikroskop nichts, was auf Eruptivkontakt schließen ließe. Es hat also jedenfalls nur eine geringe Beeinflussung stattgefunden.

Ein anscheinend etwas stärker kristallin gewordenes Gestein findet man im Olešnicatal unmittelbar südlich von Kote 410 (d. i. südlich von der Einmündung des von Borowa kommenden Baches). Kleine Glimmerblättchen, die aber einem Muskovit mit  $43^{\circ}$  Achsenwinkel angehören, stehen quer zur Schieferung.

Auch die bei Neu-Hradek anstehenden Gesteine sind nicht stärker metamorphosiert.

Wiederholt schon wurde oben einer bei Dobroschov im Granitgrus angelegten Sandgrube Erwähnung getan, in der ein schmaler, an Verwerfungen eingesunkener Streifen eines der Phyllitgruppe angehörenden Gesteines ansteht, das ebenfalls die Tracht eines stärker umgewandelten Gesteines zu haben scheint. Käme es nicht inmitten der Phyllitserie vor, so würde dasselbe unbedenklich als ein sehr feinschuppiger Zweiglimmerschiefer angesprochen werden können. Der Kaliglimmer überwiegt an Quantität bedeutend den Magnesiaglimmer. Der letztere ist viel dunkler ( $c = \text{schwarzbraun}$ ) als im Biotitphyllit. Er ähnelt dem Biotit des Čermaer Granitits. Chlorit ist nicht vorhanden. Der Muskovit ( $2V = 39^{\circ}$ ) ist anscheinend primär. Wenigstens konnten keine Anzeichen dafür gefunden werden, daß er aus Biotit hervorgegangen sei. Bemerkenswert ist auf seiner Oberfläche eine sehr feine und regelmäßige Parallelstreifung in drei sich unter  $60^{\circ}$  schneidenden Richtungen, die mit derjenigen der Druckfigur zusammenfallen. Plagioklas ist nur vereinzelt nachweisbar. Die Quarzkörner sind wellig verzahnt. Einige kleine, eiförmig umgrenzte Biotitblättchen sind dem Quarz eingelagert.

Im Norden begrenzen muskovitreiche, glimmerschieferähnliche Phyllite die Granitmasse bei Brzesowie. Leichte Andeutungen von Pflasterstruktur bemerkt man in dem Gesteine, das an dem Wege ansteht, der nördlich von der Mühle in Brzesowie die rechte Talseite hinaufsteigt. Rissige Körner eines farblosen Granats, sowie Säulchen eines innen braunen, außen blaugrauen Turmalins zeigt der Phyllit, den man westlich von Brzesowie am Waldrande findet. Denselben farblosen Granat und denselben Turmalin führen die Phyllite, die den Ostrand der Granitmasse zwischen Čerma und Borowa bilden. Da sich aus dem Granat auf den Rissen ein grüner Chlorit gebildet hat, dürfte der Granat, trotzdem er unter dem Mikroskop farblos erscheint, ein Eisen-Tonerde-Granat sein. Man wird kaum berechtigt sein, das immerhin spärliche Vorhandensein von Granat und Turmalin auf Rechnung einer Kontaktmetamorphose zu stellen.

Auch im weiteren Verlaufe der Granitgrenze konnte ich keine Kontaktgesteine auffinden <sup>1)</sup>. Selbst an dem Gestein der Scholle, die an

---

<sup>1)</sup> Damit muß ich einen in Verh. 1904, pag. 14, im Jahresberichte zum Abdruck gebrachten Ausspruch richtig stellen. Daß ich damals glaubte, einen Kontakt-

Südende von Borowa im Granit schwimmt, war nichts von einer solchen Metamorphose zu bemerken, wenn man nicht die Erscheinung, daß ein geringer Teil des Biotits in Gestalt kleiner eiförmiger Blättchen auftritt, als Kontaktmetamorphose deuten will, was aber kaum berechtigt ist.

Ist es schon an und für sich keine ganz ungewöhnliche Erscheinung, daß ein Granit auf seine Umhüllung nicht oder nur in sehr geringem Grade metamorphosierend gewirkt hat, so ist das hier um so weniger erstaunlich, wenn man den Mineralbestand der Schieferhülle, deren wesentlichste Bestandteile Quarz, Albit und Biotit sind, beachtet.

### Granitporphyr.

Der Granitporphyr bildet im nördlichen Teile des Schiefergebietes, namentlich in der Umgebung der Čermaer Granitmasse, etliche Gänge, die nirgends bedeutende Mächtigkeit oder größere Länge erreichen. Ihre Verbreitung wird aus der Karte ersichtlich sein. Sie setzen sowohl im Phyllit, wie im Grünschiefer auf. Gute Aufschlüsse in den Granitporphyren trifft man namentlich in der Umgebung von Nachod und Bielowses. Die sonst noch auftretenden Gänge sind meist nur auf Grund von Lesesteinen eingetragen und lediglich die Gänge östlich von Borowa sind noch am Wege und derjenige von Jisbitz in einer Schlucht anstehend zu finden. Gut erschlossen, als ein in der Schieferung des Phyllits liegender Gang, ist der Granitporphyr des Steinbruches an der Straße Nachod—Dobroschov. Die Schiefer im Hangenden sowohl, wie im Liegenden zeigen keinerlei auf Kontaktwirkung zurückzuführende Veränderungen. Man bemerkt hierselbst bei einem Streichen von N 20° O ein unter 30° nach N gerichtetes Einfallen.

Bei Bielowses ist nur mehr ein Steinbruch ziemlich hoch oben im Walde südlich des großen Bades in Betrieb.

Wolf<sup>1)</sup> sowohl, wie Beyrich und Roth<sup>2)</sup> bezeichneten den Granitporphyr als Granit, was für eine Zeit, wo die mikroskopische Untersuchung noch nicht eingeführt war, um so begreiflicher ist, als die Gänge, die bei Bielowses, bei Borowa und Čerma aufsetzen, in der Tat einen granitähnlichen Habitus besitzen.

Makroskopisch ist der Granitporphyr als solcher am deutlichsten in dem Gange zu erkennen, der nordwestlich von Dobroschov aufsetzt. Hier sind von einer dichten, trübdunkelroten Grundmasse leicht die Einsprenglinge von rotem Orthoklas, rotem, gestreiftem Plagioklas, Biotit und Quarz zu unterscheiden. Das Gestein von Bielowses etc. ist im Vergleich zum vorhergehenden reicher an größeren Biotiteinsprenglingen. Neben ihnen unterscheidet man erst bei sehr genauem Zusehen einzelne Quarz- und Feldspateinspreng-

hof an der Ostseite der Masse gefunden zu haben, lag daran, daß ich, analog mit gewissen sächsischen Kontakthöfen, die Strahlsteinschiefer von Borowa etc. für ein Kontaktprodukt hielt, was durch die Fortsetzung der Kartierung nach Süden widerlegt wurde.

<sup>1)</sup> l. c. pag. 483.

<sup>2)</sup> Roth, Erläuterungen etc., pag. 248.

linge. Auch die Grundmasse beider Vorkommnisse ist, wie erst das Mikroskop enthüllt, verschieden: Sie ist mikrogranitisch beim Granitporphyr von Bieloves, mikropegmatitisch bei demjenigen von Dobroschov. In beiden Fällen aber besteht sie vorwiegend aus Orthoklas und Quarz. Außerdem ist in ihr etwas Muskovit und in dem Gestein von Bieloves auch noch in ganz geringer Menge Plagioklas vorhanden. Die Implikationsstruktur, die oben als mikropegmatitisch bezeichnet wurde, ist übrigens in bezug auf ihre Gesetzmäßigkeit und Regelmäßigkeit nicht mit derjenigen des Schriftgranits zu vergleichen. Es handelt sich hier nur um eine Verschränkung von Quarz und Orthoklas, in der immer noch kleine rundliche Körner beider Minerale liegen.

Von den Einsprenglingen hat infolge von Korrosion der Quarz seine Form am wenigsten bewahrt. Nur im Gestein von Bieloves trifft man hie und da kleine, scharf begrenzte Quarzdihexaeder an. Dahingegen bildet namentlich der Orthoklas oft schöne, wohlungrenzte Kristalle. Er sowohl, wie der Plagioklas ist getrübt. In letzterem findet man Muskovit und Kalzitneubildungen. Etwas Kalzit ist auch zuweilen in der Grundmasse zu bemerken. Der Auslöschungsschiefe nach zu urteilen, dürfte der Plagioklas hinsichtlich seiner Konstitution an der Grenze von Oligoklas und Andesin stehen. Bei den idiomorphen Biotitblättchen ist  $c = b =$  dunkelkastanienbraun,  $a =$  lichtledegelb. Oft ist der Biotit randlich in Muskovit umgewandelt. Gelegentlich (auf der Höhe des Malinova hora) ist der Biotit gänzlich durch Muskovit verdrängt. Ihm und seiner Umgebung sind dann kleine Eisenglanzblättchen zahlreich eingelagert. Ein schmutzig-rötliches, an grobschuppigem Muskovit reiches Gestein, das man auf der Höhe des Malinova hora in Lesesteinen in der Nähe der Phyllitklippen antrifft, dürfte nichts anderes als ein zersetzter Granitporphyr sein.

Zusammen mit ganz normalem Granitporphyr tritt unmittelbar am Granitkontakt an der Westseite des Galgenberges bei Neu-Hradek eine eigenartige, durch ihr verwaschenes Aussehen auffällige Modifikation auf. Sie enthält in einer trüb rötlichgrauen Grundmasse dunkle Flecken und Striche, die die Gestalt der Biotitblättchen nachahmen. Sie bestehen auch aus Biotit, aber nicht aus einem einzelnen Individuum, sondern aus Haufwerken kleiner Schüppchen. Dieser Biotit hat dieselben Achsenfarben wie der des Cermaer Granitits. Unter den Einsprenglingen wiegt Orthoklas vor. In der mikrogranitischen Grundmasse liegen zahlreiche größere Plagioklase. Alle Feldspate sind reichlichst erfüllt von nicht sehr kleinen Muskovitschüppchen, die dem Handstück einen leicht seidenartigen Schimmer verleihen. Wenn es auch keinem Zweifel unterliegt, daß das Gestein zum Granitporphyr gehört, so kann, namentlich deshalb, weil es nicht anstehend beobachtet wurde, nichts über die Ursachen gesagt werden, die seine eigentümlichen Veränderungen bewirkt haben.

### Porphyroid.

Verstreut über das Gebiet treten überall räumlich sehr beschränkte Porphyroideinlagerungen auf. Anstehend konnte das Ge-

stein nie beobachtet werden, immer wurde es vielmehr nur in einzelnen Lesesteinen aufgefunden. Besonders charakteristisch sind die Stücke, denen man begegnet, wenn man von Nedwez über den Rücken zum Paulu Kopec hinaufsteigt, sowie diejenigen der Vorkommnisse zwischen Bistrey und Ohnischov.

Der Porphyroid hat überall eine dichte, fleischrote, deutlich schiefrige Grundmasse, aus der sich einzelne, im allgemeinen nur spärliche Einsprenglinge hervorheben. Meist bestehen diese aus Feldspäten, Orthoklas (Mikroperthit) und Plagioklas, seltener aus undulösen und zerdrückten Quarzen.

Die Grundmasse erweist sich aus denselben Komponenten gebildet, zu denen sich noch ziemlich viel sehr feinschuppiger Serizit gesellt. Die Elemente der Grundmasse sind untereinander nach Art der kristallinen Schiefer wellig verzahnt.

### Aplit.

Nur an wenigen Stellen wurden Aplitgänge angetroffen. In der Nähe der Cermaer Granitmasse trifft man solchen beim Dorfe Krahuletz, nordwestlich von Neu-Hradek, sowie zwischen Borowa und Cerma. Hierselbst liegt er im Hornblendeschiefer und ist in nur einzelnen Lesesteinen aufzufinden. Die Vorkommnisse, die am Leichenbuschberge sowie im Albatale oberhalb der Gabelmühle und oberhalb der oberen Klečkamühle konstatiert wurden, könnten möglicherweise mit dem Granitit von Cudowa oder analogen Graniten in Beziehung gebracht werden. Der Aplit, der an der Bistrey—Sattelerstraße unweit vom Wirtshause Krahulec schön aufgeschlossen ist, sowie der, den man SSW von Janov im Walde findet, liegen weitab von den Granitmassen und lassen sich darum zu keiner speziell in Beziehung bringen. Ihr Auftreten ist aber deswegen noch kein befremdendes, da gerade die sehr liquiden, aplitischen Injektionen wiederholt in großer Entfernung von den Massengesteinen angetroffen werden, deren Spaltungsprodukte sie verkörpern.

Alle Aplite haben lichtrötliche oder rosenrote Farbe und sind feinkörnig. Die Vorkommnisse oberhalb der Gabelmühle und südwestlich Krahuletz sind geschiefert, diejenigen von Janov und von der Klečkamühle fallen durch ihren Reichtum an Feldspat auf.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Aplite aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muskovit zusammengesetzt.

Feldspate und Quarz erstarrten gleichzeitig. Einheitlich auslöschende Feldspate, namentlich Plagioklase, werden vom Quarz durchwachsen und umschließen große Quarzkörner. Am Plagioklas wurden an zu *M* und *P* senkrechten Schnitten Auslöschungsschiefen von  $-10^{\circ}$ ,  $-7^{\circ}$ ,  $-10^{\circ}$  gemessen. Ein Durchschnitt mit zonarer Struktur zeigte:

Innen $-4^{\circ}$ ,	das entspricht $15\%$ <i>An</i>
" $-10\cdot5^{\circ}$ ,	" $6\%$ "

Der Plagioklas ist sonach vorherrschend ein Albit. Die Zwillinglamellierung ist eine oft sehr feine und wird an manchen Individuen

zuweilen fleckenweise sehr undeutlich, kann sogar ganz verschwinden. Es ist vielleicht nicht ganz ausgeschlossen, daß solche Durchschnitte einem Anorthoklas angehören.

### Quarzglimmerdiorit.

Das mittelkörnige, blaßrötlich gefärbte Gestein wurde nur in Lesesteinen angetroffen. Es bildet offenbar Gänge in dem körnigen Amphibolit und den Hornblendeschiefern, die vom Gabbro des Deschneyer Spitzberges durchbrochen werden. Den Blöcken nach, die man zahlreich im Walde auf dem mit der Kote 833 versehenen Südgipfel antrifft, zu urteilen, zersplittern sich die Gänge mitunter in dünne Trümer.

Wenn das Gestein hier als Quarzglimmerdiorit und nicht als ein Ganggranit angesprochen wird, so geschieht es deshalb, weil es vorwiegend aus einem idiomorphen Plagioklas besteht, neben dem der Kalifeldspat ganz oder sehr stark zurücktritt. Die Gemengteile sind: Plagioklas, ferner Quarz und Biotit, beide in ungefähr gleichem Mengenverhältnis, eventuell grüne Hornblende, endlich Mikroperthit. Akzessorisch tritt Granat auf.

Der Plagioklas zeigt überall gute Zonarstruktur. Er bildet nach *M* dicktafelförmige Individuen. Im Inneren sind dieselben, wie schon das Aussehen des Gesteines vermuten läßt, getrübt.

An Schnitten, die zu *M* und *P* senkrecht waren, wurden an drei Individuen folgende Auslöschungsschiefen gefunden:

Innen . . . + 18°, + 19°, + 15°; das ist 36—37% *An*.  
 Außen . . . - 7°, - 7°, - 7°; " " 10% "

Zwei Schnitte parallel *M*, trafen weniger saure Außenzonen, sie ergaben:

Innen - 1°, innen 0°, das ist 30—34% *An*  
 Außen + 4°, außen + 8°, " " 20—26% "

Der Plagioklas ist daher ein Oligoklas und schwankt von innen nach außen zwischen Oligoklasandesin und Oligoklasalbit.

Der allotriomorphe Quarz füllt die Zwischenräume zwischen den Plagioklasleisten aus. Er ist in untereinander verzahnte, undulöse Körner zerfallen. Der Biotit hat kräftigen Pleochroismus und ist hier und da etwas chloritisiert. In einem Präparat, das durch ein Salband gelegt ist, wird der Biotit durch grüne Hornblende vertreten.

Ein nur unter dem Mikroskop erkennbarer Saum derselben grünen Hornblende hat sich auch an den, das Nebengestein bildenden, körnigen Amphibolit gelegt. Der grob geflammte Mikroperthit wurde nur in einem Handstücke gefunden. Sehr blaßrötlicher Granat ist in nur wenigen Körnern vorhanden.

### Minette.

Minette wurde im Mettautale zwischen Neustadt und Peklo und im Walde Jankov unweit der Straße Dobrey—Deschney konstatiert. Die Verbandsverhältnisse dieser Gangsteine

sind nirgends deutlicher aufgeschlossen. Die Gesteine beider Lokalitäten sind unfrisch. Die Minette des Jankowwaldes ist, da sie einst steinbruchmäßig abgebaut wurde, noch in relativ besserem Zustande erhalten. Die frischesten Blöcke wurden behauen und als Dekorations- und Monumentalstein geschliffen.

Unter anderem besteht das Kreuz, das an der erwähnten Straße unweit südlich vom Jankowwalde steht, aus dieser Minette. An den geschliffenen Flächen desselben bemerkt man zahlreiche kleine basische Ausscheidungen.

Die Minette von Jankov<sup>1)</sup> ist sehr reich an Biotit. Nur die Stücke, in denen neben dem Biotit auch noch der fleischrote Orthoklas reichlich vorhanden ist, wurden verarbeitet. Die Biotiteinsprenglinge zeigen oft idiomorphe Begrenzung.

Der Pleochroismus ist kräftig:  $c = b =$  tiefbraun,  $a =$  lichtölgrün. Randlich ist der Biotit oft in einen solchen von trübgrüner und sehr lichtgrünlicher Farbe umgewandelt. Auch schuppige und sphärolithische Aggregate kleinerer Blättchen bestehen aus demselben grünen Biotit, dessen Lichtbrechung etwas schwächer ist als die des braunen, der aber immer noch sehr starke Doppelbrechung besitzt. Im braunen Biotit liegen häufig Rutilnadeln in der bekannten, nach der Druckfigur dreistrahligten Anordnung. Der Orthoklas ist schon mit freiem Auge als solcher zu erkennen, ebenso der in weit geringerer Menge vorhandene Quarz. Beide sind zu sehr feinem Mikropegmatit verwachsen, dessen Fasern hie und da zu Büscheln aggregiert sind. Plagioklas, der übrigens auch mit Quarz zu Mikropegmatit verwachsen sein kann, ist in außerordentlich geringer Menge vorhanden. Ein zu  $M$  und  $P$  senkrechter Schnitt hatte eine Auslöschungsschiefe von  $-13^\circ$ , er gehört also einem Albit an. Ein reichlicher Kalzitgehalt bewirkt, daß das Gestein mit Salzsäure braust. Als akzessorischer Gemengteil ist Apatit zu nennen.

Im Mettautale beobachtete ich zwei Vorkommnisse von Minette. Das eine derselben liegt gerade westlich von Jestřeby. Am Wege, der das Mettautal aufwärts nach Peklo führt, bemerkte ich im Sommer 1903 an einer Stelle im Graben einen an Biotit und rotem Feldspat reichen Grus aufgeschlossen. Ich glaube nicht fehl zu gehen, wenn ich dieses Verwitterungsprodukt auf eine der von Jankov ähnliche Minette zurückführe. Im Sommer des nächsten Jahres konnte ich den kleinen Aufschluß nicht wieder finden.

Etwas verschieden von dem Gesteine von Jankov ist dasjenige des zweiten Minettevorkommnisses im Mettautale. Als Glimmersand, in dem einzelne frischere Blöcke stecken, findet man es dort, wo sich der von Peklo kommende Talweg aufwärts, gegen den Studenkahof und Rezek, wendet und wo ein Fußsteig abzweigt, um über einen schmalen Steg auf das andere Ufer hinüberzuführen. Das Gestein ist infolge der kleineren Glimmerblättchen feinkörniger und besitzt graue Gesamtfarbe. Kleine graue Flecken, die man darin bemerkt, sind auf die gleich zu erwähnenden Olivinseudomorphosen zurückzuführen.

<sup>1)</sup> Von Wolf l. c., pag. 488, als Syenit erwähnt.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Orthoklas und einem allotriomorphen Quarz. Plagioklas fehlt ganz. In großer Zahl sind der Grundmasse kleine und auch etwas größere, stets idiomorphe, mit sehr blaßgrünlicher Farbe durchsichtige Diopsidkriställchen eingestreut. Reichlich ist Pilit vorhanden, der in seiner Form oft noch deutlich die Gestalt des Olivins bewahrt hat. Seinen Umrissen schmiegen sich zahlreich Biotitblättchen und Diopsidkriställchen an. Das Innere dieser Pseudomorphosen erfüllt ein Filz kleiner oder auch größerer, jedoch nur in der Prismenzone scharf umgrenzter Nadeln eines farblosen Amphibols, der als Anthophyllit anzusprechen sein dürfte.

### Hornblendeporphyr.

Im Albatale, zirka 450 *m* unterhalb Antoniental, liegt in dem von der Straße angeschnittenen Biotitphyllit ein etwa  $\frac{1}{2}$  *m* mächtiger Gang von Hornblendeporphyr der Schichtung des ersteren konform eingelagert.

In dem schwarzgrünen Gestein können die bis 5 *mm* langen Einsprenglinge von Hornblende und die etwas kleineren Einsprenglinge von Plagioklas schon mit bloßem Auge erkannt werden. Unter dem Mikroskope sieht man neben der stark pleochroitischen (*a* lichtgelblich, *c* und *b* bräunlichgrün) Hornblende kleine Haufwerke von Biotitschüppchen. Oft bemerkt man am Amphibol um einen braunen Kern einen lichtgrünen Saum. Dieselbe, lichtgrüne, strahlsteinähnliche Hornblende dieses Saumes bildet auch Nadeln in den Biotitaggregaten. Die Grundmasse ist quarzreich und arm an dunklen Gemengteilen unter denen der Biotit noch die bedeutendere Rolle spielt.

Spuren des Gebirgsdruckes machen sich in nur sehr geringem Grade geltend, er äußert sich in einigen Zerbrechungen der Einsprenglinge, in deren Spalten dann Quarz eingedrungen ist. In dem übrigens unfrischen Plagioklas liegen größere Neubildungen von Zoisit.

Was also schon die Lagerung des Ganges in der Schieferungsebene des Phyllites vermuten läßt, bekräftigt das mikroskopische Bild, nämlich, daß es sich hier um eine verhältnismäßig junge eruptive Einschaltung handelt, jünger jedenfalls als die basischen Eruptivgesteine, welche in vielgestaltigen Grünschiefer umgewandelt wurden.

### Gabbro.

Schon lang bekannt ist das Vorkommen von Gabbro am Spitzberge bei Deschney. Reuß<sup>1)</sup> erwähnt ihn in seiner kurzen Übersicht der geognostischen Verhältnisse Böhmens und J. Roth<sup>2)</sup> in den Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge. Letzterer erkennt in dem Gesteine einen zu Diallag verwitterten Augit, strahlsteinähnliche Hornblende, Labrador und Titaneisen. Spätere Forscher legten auf das Vorherrschen der Hornblende mehr Gewicht. So kommt es, daß Wolf<sup>3)</sup> dieses Gestein

<sup>1)</sup> Pag. 30.

<sup>2)</sup> Pag. 249.

<sup>3)</sup> L. c. pag. 486.

als Syenit, D a t h e<sup>1)</sup> als Diorit bezeichneten, was in der Tat, wenn man von dem gabbroiden Gefüge absieht, naheliegend erscheint, da nicht selten Pyroxen ganz fehlt, sekundäre aber auch primäre Amphibole dagegen reichlich vorhanden sind.

Wenn ich soeben sagte, daß Wolf den Gabbro als Syenit ansprach, so muß daran erinnert werden, daß Wolf nach seinen eigenen Worten der Meinung war, den Gabbro übersehen zu haben. In der Karte trug er das Vorkommen von Gabbro, den von Reuß mitgeteilten Daten folgend, ein. Aus der Umgrenzung aber, die Wolf in seiner Karte dem Syenit gab, folgt, daß er den Gabbro von Deschney für Syenit gehalten hat.

Die geologischen Verhältnisse, unter denen der Gabbro auftritt, wurden bereits oben (pag. 451) geschildert. Es sei hier nur wiederholt, daß der Gangstock, von dem Roth bereits ganz richtig berichtet, daß er den Tonschiefer durchbricht, jünger ist als der Phyllit und der ihm eingelagerte Grünschiefer, beziehungsweise Amphibolit.

Das herrschende Gestein ist ein grobkörniger Gabbro mit ungewöhnlich großen Plagioklastafeln. An der angewitterten Oberfläche fallen namentlich die Querbrüche dieser letzteren als 2—4 *cm* lange und 2—3 *mm* breite, weiße Leisten auf. In vielen Blöcken ist der Feldspat noch außerordentlich frisch, er ist dann von dunkler, grau-violetter Farbe. Die zahlreichen, einspiegelnden großen Spaltflächen desselben lassen das Gestein in der Sonne glitzern. Einklemmt zwischen den Plagioklastafeln und von ihren leistenförmigen Querschnitten durchschnitten, liegt die dunkelgrüne, strahlsteinähnliche Hornblende. Nicht selten erkennt man auch an ihr deutliche Spaltflächen; oft aber zeigt schon der makroskopische Befund, daß die dunkelgrünen Hornblendeflecken aus einem wirren Haufwerke feinsten Nadelchen bestehen. Reichlich ist fast in allen Brocken Titaneisen eingesprengt. Pyroxen, der überhaupt oft gänzlich der Umwandlung in Amphibol unterlegen ist, ist ein nur selten makroskopisch wahrnehmbarer Bestandteil. Relativ am reichlichsten ist er in dem Gestein vorhanden, welches das Südostende des Gangstockes zwischen T a n n d o r f und Deschney bildet. Hier sind auch die kleinen Reste des schwarzbraunen Diallagns schon dem bloßen Auge erkennbar. Ich fand geeignetes, durch große Frische ausgezeichnetes Material in den großen Blöcken, die für den Bau einer neuen Straße nach T a n n d o r f in dem Wäldchen bei der Abzweigung dieser Straße zerschlagen worden waren. Die Färbung dieses sehr frischen und wenig alterierten Gesteines ist eine dunkle, etwa wie bei dem schwarzen Gabbro von Volpersdorf.

In sehr vielen Fällen hat aber der Gabbro eine Veränderung erfahren, die sich namentlich am Plagioklas geltend macht. Dieser verliert seine dunkle Farbe, wird weiß und erhält ein mattes Aussehen. An den Spaltflächen bemerkt man, daß sie ihren starken Glanz eingebüßt haben. Nur ein seidenartiger Schimmer überkleidet sie. Derartige Plagioklase sind ganz durchspickt von meist länglichen Zoisitkörnchen. Diese Saussuritisierung tritt zuweilen sehr un-

<sup>1)</sup> Oderstromwerk, Oberflächengestalt u. geol. Verhältn., pag. 12.

vermittelt neben unveränderten Plagioklasen auf. Man kann sie fast in beiden Extremen an einem Handstück beobachten. Ich kann leider nicht sagen, ob diese Zersetzung in Begleitung gewisser Klüfte auftritt oder ob sie unregelmäßig und wolkig im Gesteine verbreitet ist. Mitunter kann die Grenze zwischen solchen saussuritisierten Plagioklasen und den Strahlsteinaggregaten eine verwaschenerere werden, wodurch sich bereits ein Anklang an gewisse Grünschiefer geltend macht.

Das Mengenverhältnis zwischen Plagioklas und den Eisenmagnesiumsilikaten ist nicht überall ganz das gleiche. Ich fand bei Deschney einige Blöcke, die an Feldspat, bei Ober-Schedivy hingegen solche, die an Amphibol reicher waren, als es die Hauptmasse des Gesteines im Durchschnitt ist. Derartiger amphibolreicher Gabbro hat im frischen Anbruch ein dunkelgrünes, serpentiniähnliches Aussehen. Es sind darin nur mehr Spuren der primären braunen Hornblende und gar kein Pyroxen enthalten. Reichlich ist dagegen Aktinolith und auch Chlorit vorhanden.

Bei Pfitzendörfel und im Walde über Brand findet man Blöcke, die viel große, braune Hornblende, aber nur sehr wenig Aktinolith besitzen. Manche dieser Gesteine hatten gar keinen primären Pyroxen besessen, denn es treten bei ihnen nur die als Pilit bezeichneten, von brauner Hornblende umwachsenen Strahlsteinaggregate auf, die auf Olivin zurückgeführt werden. Es ist gewiß, namentlich bei nur makroskopischer Betrachtung, naheliegend, in solchen Gesteinen einen Diorit suchen zu wollen.

Ich erwähnte bereits, daß der Plagioklas große, nach *M* tafelförmige, dünne Tafeln bildet. Dies weisen zahlreiche, oft schon dem bloßen Auge erkennbare Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, aber auch solche nach dem Periklingesetz auf. Seltener sind Karlsbader Doppelzwillinge zu bemerken. Zonarstruktur weist der Plagioklas nur mancher Handstücke auf. Reichlich konnten Schnitte, die zu *M* und *P* senkrecht getroffen waren, untersucht werden; an solchen wurden Auslöschungsschiefen von  $+21.5^{\circ}$ ,  $+31^{\circ}$ ,  $+22.5^{\circ}$ ,  $+27^{\circ}$ ,  $+25.5^{\circ}$ ,  $+21.5^{\circ}$ ,  $+18.5^{\circ}$  und  $+22^{\circ}$  gemessen. Diesen Messungen entsprechen unter Benützung der von Becke berechneten Kurve Plagioklase mit einem Anorthitgehalt von 36—54%. An zwei Individuen mit Zonarstruktur wurden bei Schnitten gleicher Orientierung

innen  $+25^{\circ}$ , das ist 45% *An*;  $+19.5^{\circ}$ , das ist 37% *An*

außen  $+6^{\circ}$ , „ „ 26% *An*;  $+5^{\circ}$ , „ „ 25% *An*

beobachtet. Man kann demnach sagen, daß der Plagioklas vorwiegend ein Andesin ist, der nur ausnahmsweise in sauren Labrador nach der einen und in basischen Oligoklas nach der anderen Seite übergeht. Mit diesem Resultat der optischen Untersuchung stimmt sehr gut das Ergebnis einer noch unveröffentlichten, im Laboratorium der königl. Preußischen Geologischen Landesanstalt von Dr. C. Gramse angefertigten chemischen Analyse überein, deren Kenntnis ich einer freundlichen Mitteilung des Herrn Geheimrates Dr. E. Dathe verdanke.

Die Analyse des Plagioklases ergab:

	Prozent
<i>Si O<sub>2</sub></i>	55·70
<i>Ti O<sub>2</sub></i>	0·08
<i>Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub></i>	26·87
<i>Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub></i>	0·38
<i>Mg O</i>	0·70
<i>Ca O</i>	8·45
<i>K<sub>2</sub> O</i>	0·34
<i>Na<sub>2</sub> O</i>	6·12
<i>H<sub>2</sub> O</i>	1·42
<i>P<sub>2</sub> O<sub>5</sub></i>	0·04
<i>S O<sub>3</sub></i>	0·08
<i>C O<sub>2</sub></i>	Spur
Summe	100·95

Wenn auch, wie der Befund zeigt, die Analysesubstanz nicht ganz rein war, so ist doch unschwer zu erkennen, daß die Konstitution des Feldspates noch der eines Andesins entspricht.

In vielen Präparaten zeigt der Plagioklas vollkommene Frische. Nur dort, wo er schon im Handstück durch seine weiße Farbe auffällt, ist er, wie bereits erwähnt, durchspickt von kleinen Zoisitkörnern, im übrigen aber ganz unverändert. Die dem Klinozoisit angehörenden Körner sind meist nach der Orthodiagonale langgestreckt, wobei namentlich die kleineren Individuen meist die Flächen der orthodiagonalen Zone in guter Entwicklung zeigen. Selten sind ihre leistenförmigen Durchschnitte durch Pyramidenflächen terminal begrenzt. Zwillinge nach 001 sind mitunter zu bemerken. Die anomalen Interferenzfarben sind lebhaft gelb und kräftig blau. Nur ganz sporadisch trifft man zwischen den Zoisitkörnern ein vereinzelt Aktinolithsäulchen. Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, daß diese Plagioklase den Beginn einer Saussuritisierung zeigen.

Wo der Plagioklas nicht mehr vollkommen frisch ist, führt er außer Zoisit noch in Menge sehr feine Serizitschüppchen.

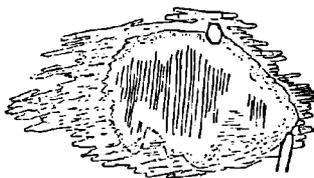
Es ist ein rhombischer und ein monokliner Pyroxen vorhanden. Beide sind reich an den bekannten opaken oder mit brauner Farbe durchsichtigen, auf 100 liegenden, feinen Interpositionen. Der rhombische Pyroxen ist optisch negativ:  $2E = 61^\circ$ , die Farben sind parallel 100 sehr lichtgrünlich, senkrecht dazu sehr lichtbräunlich. Es liegt sonach ein Hypersthen vor. Der Diallag ist farblos bis sehr lichtgrün, zeigt die bekannte Zwillingslamellierung und durchwächst sehr oft lamellar nach 100 den Hypersthen. In manchen Präparaten sind die Pyroxene ganz oder bis auf sehr geringe Reste der Amphibolitisierung unterlegen. Aber auch dort, wo der Pyroxen vollkommen erhalten ist, zeigt er stets eine randliche Umwachsung durch grünen, smaragdähnlichen Amphibol. Wenn auch die Umgrenzung des Pyroxens wesentlich durch die älteren Plagioklasausscheidungen, deren Zwischenräume von ihm ausgefüllt werden, bedingt ist, so tendiert er doch zu gedrungen

prismatischer Ausbildung. Es ist nun bemerkenswert, daß sich die Amphibolsäulchen mit Vorliebe senkrecht auf die *c*-Achse des Pyroxens stellen, so daß die Körner durch den Amphibolsaum viel mehr in die Breite als in die Länge wachsen, wie Fig. 5 zeigt.

Die primäre braune Hornblende tritt in großen xenomorphen Individuen auf, welche große Körner von Titaneisen, Pilit, Diallage und Plagioklase umschließen. Mitunter bildet sie nur einen einheitlich auslöschenden Rand um die genannten Mineralindividuen, mitunter auch tritt sie infolge der großen Einschlüsse skelettartig auf, mitunter endlich erscheint sie in breitsäulenförmigen Körnern. Ihr Pleochroismus ist kräftig: *a* = hellgelb, *c* = kastanienbraun. Die Auslöschungsschiefe auf einem Schnitt gemessen, der der Achsenebene fast parallel war, betrug  $12^{\circ}$ . Auf Rissen und auch randlich ist die braune Hornblende oft in grüne umgewandelt. Diese Umwandlung ist nicht bedingt durch das Anwachsen neuer Kristalle. Sie ist in ihrer Erscheinung ganz analog der Umwandlung von Biotit in Chlorit.

Das Titaneisen tritt mit Vorliebe inmitten der Pyroxene und Amphibole auf. Seine löcherigen und eingebuchteten, selten

Fig. 5.



Diallage von Aktinolith umwachsen.

leistenförmigen Körner machen oft den Eindruck, als haben sie ihre jetzige Gestaltung infolge magmatischer Resorption erhalten.

Als primärer Bestandteil ist endlich noch der Apatit zu nennen, der in dicken Säulen auftritt.

Sekundärer Entstehung sind der Aktinolith, Tremolit, Chlorit, Biotit und wohl auch der in ganz verschwindender Menge auftretende Quarz.

Der Aktinolith tritt in verschieden stark gefärbten Nuancierungen auf. Oft, namentlich dann, wenn er ein wirres Filzwerk bildet, ist er in allen Durchschnitten farblos. Andere zeigen einen deutlichen Pleochroismus, besonders schön ist er an den als Smaragdīt zu bezeichnenden Varietäten. Hier ist *a* = farblos, *b* = lichtgrün, *c* = grün. Solcher Smaragdīt hatte auf Durchschnitten, die der Achsenebene nahezu parallel waren, eine Auslöschungsschiefe von  $13^{\circ}$ . Bei anderen, weniger schön grün gefärbten Individuen wurden Auslöschungsschiefen von  $14^{\circ}$  und  $15^{\circ}$  konstatiert. Fast immer tritt der Aktinolith in Gestalt dünner, quergegliederter Säulen ohne terminale Begrenzung auf. Dickere, auch in der Prismenzone weniger gut begrenzte Durchschnitte eines ganz farblosen, monoklinen Amphibols

mit einer Auslöschungsschiefe von  $16^{\circ}$  und einer, mit Hilfe des Babinet bestimmten Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0.026$  sind als Tremolit anzusprechen.

Eine grüne, strahlsteinähnliche Hornblende, die aus brauner Hornblende durch Ausbleichung hervorgegangen war, zeigte, ebenfalls mit Hilfe des Babinetschen Kompensators bestimmt, eine Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0.022$ . Bei der intensiv braunen Hornblende, mit der diese grüne verwachsen war, wurde  $\gamma - \alpha = 0.11$  gemessen. Die Auslöschungsschiefe dieser braunen Hornblende war  $21^{\circ}$ , der grünen  $22^{\circ}$ .

Ein Teil des Aktinoliths, und zwar solcher von nur schwachgrüner Färbung tritt in wirren Haufwerken auf, die, worauf Herr Prof. Dr. Becke mich aufmerksam zu machen die Güte hatte, mit dem ident sind, was er<sup>1)</sup> als Pilit bezeichnet und als eine Pseudomorphose nach Olivin angesprochen hat. In der Tat konnte an einem derartigen, in braune Hornblende eingewachsenen Pilit uns schwer noch die Kristallform des Olivins erkannt werden. Es folgt daraus, daß in dem Gabbro von Deschney ursprünglich ein Olivingabbro vorlag.

Alle diese Hornblenden sind sekundärer Natur. Man erkennt dies sehr deutlich am Pyroxen, wenn er seitlich von feinen Rissen und auch randlich in Aktinolith umgewandelt ist. Die Pilitpseudomorphosen zeigen dies ebenfalls an. Auch die primäre braune Hornblende erleidet eine Umwandlung in einen strahlsteinähnlichen Amphibol, wie es des öfteren an klaffenden Querrissen längs feiner Spalten und auch am Rande der Körner zu bemerken ist.

Vielfach schießen die kleinen Amphibolnadeln, indem sie einen Saum bilden, auf der Oberfläche von Pilit, Pyroxen, brauner Hornblende und Titaneisen an. Diese Nadeln, deren Enden frei in den Plagioklas hineinragen und die Zwillinglamellen desselben durchwachsen, stellen sich gern senkrecht zur Oberfläche des Kernes, dem sie aufsitzen. Gewöhnlich hat gerade dieser Aktinolith eine schön grüne Färbung und wäre als Smaragdit zu bezeichnen. In manchen Präparaten macht sich parallel  $c$  eine deutlich blaugrüne Färbung bemerkbar. Scharf setzen die Nadeln dieser Säume an ihrer Basis ab. Man kann braune Hornblenden bemerken, die am Rande bald scharf, bald verwaschener in grüne übergehen, mit deutlicher Grenzlinie aber sitzen dieser grünen Hornblende die erwähnten Aktinolithnadeln auf. Pilitkörner, die im Zentrum einen sehr feinen, mitunter auch bei starker Vergrößerung nicht auflösbaren Filz darstellen, haben eine randliche Zone mit deutlich erkennbaren, sehr licht gefärbten Aktinolithen, zwischen denen kleine, verhältnismäßig lichtgefärbte Biotitblättchen sitzen. Diese endet an einer mitunter stumpfwinkelig gebogenen Linie, der die blaugrüne Hornblende oder der Smaragdit aufsitzt. Bemerkenswert ist, daß diese Aktinolithsäume am Pilit breiter als am Pyroxen sind.

Hie und da läßt sich am Aktinolith, nicht aber am Smaragdit und an der blaugrünen Hornblende die Crosssche Streifung erkennen.

<sup>1)</sup> Tschermaks Mitt., Bd. 4 (1882), pag. 450, und Bd. 5 (1883), pag. 103.

Von den übrigen Mineralen sekundärer Entstehung wurde des Biotits bereits Erwähnung getan. Der Chlorit ist nur schwach grün gefärbt und zeigt entweder tiefblaue oder sehr dunkelgraubraune anomale Polarisationsfarben. Quarz ist nur in manchen Präparaten und auch hier nur in äußerst geringer Menge zu bemerken. Seine kleinen, ganz klaren Körner füllen entweder winzige mioolithische Hohlräume aus oder sie liegen in engen Spaltausfüllungen. Kalzit wurde nur einmal bemerkt.

Ich habe eingehend die verschiedenen Mineralbestandteile des Gabbros und die Art ihres Auftretens geschildert und gehe nun daran, aus den vorstehenden Beobachtungen die Schlüsse zu ziehen, die ein Licht auf die Ursachen der Gesteinsumwandlung werfen könnten.

Es muß rekapituliert werden, daß der Plagioklas und der in Pilit umgewandelte Olivin die nächst dem Apatit und vielleicht auch dem Titaneisen älteste Mineralgeneration sind. Auf ihre Ausscheidung erfolgte erst diejenige des Pyroxens und der primären, braunen Hornblende. Strahlstein, Biotit, Chlorit, Quarz und Zoisit sind Minerale sekundärer Entstehung.

Die Form des Olivins, der von brauner Hornblende umwachsen wird, und des Plagioklases, der in wohlumgrenzten Leisten in den Pyroxen und die Hornblende einschneidet, sprechen untrüglich für diese Ausscheidungsfolge. Auch der Umstand, daß man mitunter an größeren Blöcken die Plagioklastafeln infolge von Fluidalerscheinungen zu Strähnen angeordnet sieht, weist darauf hin, daß der Feldspat zu den älteren Ausscheidungen gehört.

In der Regel faßte man bisher die Minerale der Strahlsteingruppe in den Gabbros als sekundäre Bildungen auf. Dahingegen propagierte Joh. Uhlig<sup>1)</sup> in neuester Zeit die magmatische Entstehung der grünen Hornblenden im Flasergabbro des sächsischen Mittelgebirges. Auch beim Gabbro von Deschney könnte man auf diesen Gedanken kommen, wenn man die Aktinolithnadeln frei in den Plagioklas hineinragen sieht. Es liegen aber hier die Verhältnisse anders als beim sächsischen Flasergabbro. Bei diesem sind Amphibol und Pyroxen ältere Generationen als der Plagioklas, der, nach Uhlig, in seiner Kristallisation gestört wurde und sich infolgedessen als Mosaik ausschied. Beim Gabbro von Deschney wurde der Plagioklas vor dem Amphibol und dem Pyroxen ausgeschieden. Die Aktinolithnadeln mußten demnach in den bereits auskristallisierten Plagioklas hineinwachsen. Dieser letztere erfährt keine Veränderung, was bei den Implikationen, die Martin<sup>2)</sup> beschreibt, der Fall ist.

Die Aktinolithsäume verdanken ihre Entstehung einer Reaktion zwischen dem angrenzenden Mineral (Andesin) und dem von dem Saum umgebenen Mineral (Pyroxen,

<sup>1)</sup> Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1907, pag. 33 u. 35.

<sup>2)</sup> Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Ronsperg. Tscherm. Mitt. Bd. 16 (1896), pag. 111.

Olivin). Bei solchen Reaktionen wurden natürlich auch gewisse Stoffe, beziehungsweise Verbindungen frei. Denken wir an Olivin und Andesin, so bleibt ein Überschuß an Albitsubstanz, Tonerde und Kieselsäure, der fortgeführt wird, um teils in Albitadern wieder zu erscheinen, teils an der Bildung von Zoisit und von tonerdehaltigen Amphibolen (Smaragdit) teilzunehmen. Gerade der Umstand, daß die Hornblende-säume am (selbst umgewandelten) Olivin breiter sind als am Pyroxen, läßt darauf schließen, daß die Säume ihre Existenz derartigen Reaktionen verdanken, denn der Olivin konnte für die Reaktion, die sich ja nur an der Berührungsfäche vollzog, mehr Magnesia zur Amphibolbildung zur Verfügung stellen als der Pyroxen. Möglich wäre es auch, die Erscheinung, daß der Amphibolsaum in den Plagioklas hineinwächst, während er an seiner Basis mehr oder weniger scharf begrenzt ist, wenigstens zum Teil dadurch zu erklären, daß vom Andesin eine größere Substanzmenge in Reaktion tritt, als vom Olivin. Daß die, aus Mineralen der Strahlsteingruppe bestehenden, Säume oft mit recht scharfer Grenze dem Pilit oder der umgewandelten, braunen Hornblende aufsitzen, scheint auch darauf hinzudeuten, daß diese Umwandlungsvorgänge nicht gleichzeitig mit der Bildung der Säume stattfanden.

Wenn man berücksichtigt, daß der Pyroxen von feinen Rissen aus sich in Strahlstein umwandelt, daß es Strahlsteinkörner gibt, die an der Bestäubung ihre Entstehung aus Pyroxen noch deutlich verraten und daß es aber auch Körner von strahlsteinähnlicher, grüner Hornblende gibt, die an ihren Rissen und den darin liegenden Einschlüssen deutlich erkennen lassen, daß sie aus der braunen Hornblende hervorgegangen sind, so muß man zugeben, daß sich sekundär aus dem Pyroxen Amphibol gebildet hat und daß sich auch an der braunen Hornblende ein analoger Prozeß vollzogen hat. Man pflegt vielfach die Amphibolitisierung des Pyroxens auf dynamometamorphe Einflüsse zurückzuführen. Es ist begreiflich, daß bei einem Gesteine, das 3—4 cm lange und nur 2—3 mm dicke Plagioklastafeln besitzt, die nicht eine Spur von Zerbrechungen und Stauchungen zeigen, von einer mechanischen Einwirkung des Gebirgsdruckes nicht gut die Rede sein kann. Lokal gibt es in der Masse des Gabbros allerdings Gesteine, die solche mechanische Beeinflussungen auf das allerdeutlichste zeigen und an ihnen läßt sich diese Einwirkung vortrefflich studieren.

Gepreßter Gabbro steht östlich vom höchsten Gipfel des Spitzberges an der Grenze der beiden Waldreviere (Herrschaft Opočno und Herrschaft Reichenau) an. In Lesesteinen findet man ihn auch im Walde, wenn man von Brand gegen Kote 716 hinaufsteigt. Der gepreßte Gabbro ist als solcher schon mit dem bloßen Auge zu erkennen. Er hat seine Grobkörnigkeit verloren und zeigt Parallelstruktur. Aus den Strähnen zertrümmerten Feldspates treten einzelne, etwas größere, Fragmente desselben Minerals hervor. Unter dem Mikroskope enthüllt der gepreßte Gabbro das Musterbild einer typischen Kataklaststruktur, das nicht näher beschrieben zu werden braucht. Uns interessiert hier vor allem, daß jede Spur von Pyroxen verschwunden ist. Grüne Hornblende und Strahlstein sind an seine Stelle getreten. Die braune Hornblende zeigt sich durchwoben von grünen Maschen. In den Lesesteinen, die bereits An-

deutungen einer Kristallisationsschieferung zeigen, fehlt sie gänzlich. Die größeren Fragmente des zertrümmerten Feldspates haben die Zusammensetzung des Gabbro-Plagioklases behalten. In dem Mosaik und dem feinsten Trümmerwerk konnten optische Bestimmungen nicht gemacht werden. In dem Mosaik ist etwas Quarz vorhanden. Zoisit findet sich in nur sehr geringer Menge. Das Titaneisen ist ebenfalls zerdrückt und verrieben und zeigt nicht selten die Umwandlung in Leukoxen. Man sieht, daß der gepreßte Gabbro bei intensiver mechanischer Beeinflussung nur wenig molekulare Umänderungen erkennen läßt; diese letzteren äußern sich vor allem in der Amphibolitisierung des Pyroxens.

Die Herausbildung von Myloniten aus dem Gabbro ist eine nur lokale Erscheinung. Leichte Spuren einer schwachen mechanischen Beeinflussung sind aber noch hie und da am Gabbro zu bemerken. Sie äußern sich in sehr feinen Adern, die den Plagioklas mancher Präparate durchtrümmern. Es ist dieselbe Aderung, die Becke<sup>1)</sup> vom Plagioklas des Tonalits vom Rieserferner beschreibt. Ihrer, im Vergleich zum Andesin geringeren Lichtbrechung wegen, gehören diese Adern einem sauren Plagioklas an, dessen Natur aber nicht genauer bestimmt werden konnte. Diese Aderung aber, ebenso wie die Bildung von Zoisit beweist, daß auch der Feldspat an den chemischen Umlagerungen teil nahm. Es ist nun wohl möglich, daß auch die Amphibolitisierung des Pyroxens auf diese schwache mechanische Beeinflussung zurückgeführt werden kann, freilich unter der Voraussetzung, daß diese Dynamometamorphose sich weniger in mechanischer Zertrümmerung, als in der Auslösung molekularer Vorgänge äußert, derart, wie es von Becke<sup>2)</sup> in eingehender Weise klargelegt wurde. Es mag sein, daß außerdem noch bis zu einem gewissen Grade bei der Amphibolbildung die Faktoren (Verhältnis in der Abnahme von Druck und von Temperatur während der Erstarrung des Magmas) mitgewirkt haben, die Becke<sup>3)</sup> des näheren erörtert und die auch Uhlig für den Gabbro des sächsischen Mittelgebirges heranzieht. Beide Faktoren können nacheinander gewirkt haben, so daß es daher nicht möglich ist, in einzelnen genau zu sagen, wann die Amphibolitisierung begonnen hat.

Es wurden diese Fragen hier umständlich erörtert, weil sie für die Betrachtung der Grünschiefer des Adlergebirges von Wichtigkeit sind. Rekapitulieren wir die hier gewonnenen Anschauungen, so müssen wir betonen, daß der Gabbro von Deschney dynamometamorphischen Beeinflussungen unterlag, daß diese sich jedoch nicht oder nur sehr wenig (Albitadern) in mechanischen Zerstörungen, als vielmehr in der Einleitung chemischer Reaktionen äußerten. Die bruchlose Umformung, die durch die Dynamometamorphose eingeleitet wurde, wurde jedoch in ihren Anfängen

<sup>1)</sup> Tschermaks Mitteilungen, Bd. 13 (1893), pag. 392.

<sup>2)</sup> Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. d. k. Akad. Wien. Bd. 73.

<sup>3)</sup> Tschermaks Mitteilungen, Bd. XVI (1896), pag. 327.

unterbrochen, so daß sie nur die labilsten Mineralkomponenten betraf und der Gabbro mit kaum veränderter Struktur erhalten blieb. Unabhängig und wahrscheinlich nach dieser Beeinflussung unterlagen einzelne Teile des Gangstockes der Einwirkung des stress, der einen Mylonit erzeugte. Wir werden später sehen, daß bei den Grünschiefern die Umkristallisation unter dem Einfluß der Dynamometamorphose und teils nach vorhergehender Einwirkung des stress eine sehr viel weitgehendere war.

Es wurde bisher der Mineralbestand und die Struktur des Gabbros eingehend erörtert, ohne auf seinen chemischen Allgemeincharakter einzugehen. Zur Analyse wurde ein Gestein verwendet, das bei dem schon einmal erwähnten Wäldchen an der Abzweigung der im Jahre 1905 im Bau begriffenen Straße gegen Tannendorf geschlagen wurde. Es war ein frisches Gestein mit ziemlich reichlichen Pyroxenresten. Das Mengenverhältnis zwischen dem Plagioklas und den melanokraten Gemengteilen war das normale. Die Analyse wurde auf meine Bitte von Herrn Regierungsrat v. John im chemischen Laboratorium der Geologischen Reichsanstalt ausgeführt. Es sei auch hier Herrn v. John für dieses liebenswürdige Entgegenkommen mein verbindlichster Dank ausgesprochen.

Die Analyse ergab:

	Prozent
$Si O_2$	47.36
$Al_2 O_3$	20.94
$Fe_2 O_3$	5.37
$Fe O$	9.12
$Ca O$	7.06
$Mg O$	3.08
$K_2 O$	0.87
$Na_2 O$	4.07
$P_2 O_5$	0.50
$S$	0.02
Glühverlust.	1.70
Summe	100.09

Mangan und Titansäure in Spuren.

In Molekularprozenten ausgedrückt stellt sich die Zusammensetzung wie folgt dar:

$Si O_2$	54.20
$Al_2 O_3$	13.79
$Fe O$	13.03
$Ca O$	8.61
$Mg O$	5.25
$K_2 O$	0.63
$Na_2 O$	4.48
Summe	99.99

Hieraus berechnen sich auf Grund der von Osann angegebenen Gruppierung folgende Werte:

$$\begin{aligned} S &= 54.20 \\ A &= 5.11 \\ C &= 8.62 \\ F &= 18.27 \end{aligned}$$

Als Typenformel ergäbe sich demnach

$$S_{54.2} \ a_3 \ C_{8.6} \ F_{18.5}$$

das heißt, der Gabbro des Deschneyer Spitzberges kommt dem Typus Sulitelma am nächsten.

Was hier noch interessieren könnte, ist, ob eine chemische Verwandtschaft zu der nächstgelegenen Gabbromasse, das ist derjenigen von Volpersdorf bei Neurode, besteht. Es ist dies nicht der Fall, denn der dortige Gabbro enthält weit weniger Alkalien. Dahingegen ist bei Lewin gelegentlich des Baues der Eisenbahn ein Gabbro aufgeschlossen und von Flegel<sup>1)</sup> erwähnt worden, der nach Proben, die Herr Professor Dr. Milch mir zu übersenden die Güte hatte, völlig mit dem Deschneyer übereinstimmt.

### Amphibolitisierte Diabas (Uralitdiabas).

Bei Dobrey, bei Janov, Nedwez und bei Čerma kommen lichtgrüne oder graugrüne, deutlich körnige Gesteine vor, die man ohne Schwierigkeit schon im Handstück als etwas veränderte Diabase erkennt. Das Mikroskop lehrt, daß dieser Veränderung namentlich der Augit verfallen ist, von dem nicht einmal kleine Überreste vorhanden blieben. Wohl aber ist hie und da an dem Querschnitt des jetzt vorliegenden Amphibols zu erkennen, daß er die Stelle eines Augits einnimmt. Der Amphibol hat lichtgrüne bis sehr lichtgrüne Farben und demnach nur schwachen Pleochroismus. Die Auslöschungsschiefe beträgt 15°. Dünne Säulen lassen oft Quergliederung erkennen. Es liegt offenbar ein Strahlstein vor. Größere Individuen löschen nicht immer ganz einheitlich aus. Nicht selten bemerkt man in ihrem Innern Partien mit anderer optischer Orientierung und zuweilen büscheliger Anordnung. Die randlichen Teile sind dabei meist klar, das Innere aber getrübt, zum Teil durch sehr kleine, farblose, stark lichtbrechende Einschlüsse. Häufig ist das Innere solcher getrühter Amphibole von lichtgelblichbrauner Farbe und ohne Pleochroismus. An Gesteinen, die schon etwas stärker umgewandelt sind, bemerkt man, daß die Amphibole namentlich in der Richtung der Längsachse durch Ansatz kleiner Nadeln weiter wachsen. Man findet dann um einen scharf konturierten, leicht getrühten Kern einen dünnen spitzzackigen Saum sehr licht gefärbten, klaren Amphibols.

Im Gegensatz zum Augit ist der Feldspat wenig verändert. Er wurde in einzelnen Durchschnitten als basischer Labrador,

<sup>1)</sup> Zeitsch. d. Deutschen geol. Ges. 1905, pag. 78.

in anderen aber als Oligoklasandesin erkannt. In dem am besten erhaltenen Gesteine, das ist demjenigen von Janov, zeigen die Plagioklastafeln nur Zerbrechungen. Allein in dem feineren Zertrümmerungsmaterial zwischen den größeren Plagioklas- und Amphibolkörnern haben sich Chlorit und Zoisit reichlicher angesiedelt.

Wiederholt offenbaren die Gesteine eine noch sehr deutlich erhaltene Ophitstruktur. Diese kann auch dann noch wohl erkennbar sein, wenn der ursprüngliche Plagioklas schon stark zerstört ist. Man bemerkt dann, daß von allen Seiten in die scharf konturierten Feldspatleisten Säume und Nadeln von Amphibol einschließen und den Plagioklas verdrängen. Gelegentlich findet man nur kleine Relikte des zwillinggestreiften Feldspates in einem Filz dünner Aktinolithnadelchen und feiner Chloritschüppchen, zwischen denen noch Körner von Zoisit und etwas klarer Quarz, wohl auch Kalzit liegen. Titaneisen ist in seinen charakteristischen Formen und dem ihm eigentümlichen, Leukoxen genannten Umwandlungsprodukt in allen Präparaten bemerkbar.

Steinbrüche sind in diesem Gesteine bisher nirgends angelegt worden. Da es sich durch große Zähigkeit auszeichnet, würde es sich aber gewiß lohnen, es zur Beschotterung stark befahrener Straßen heranzuziehen.

### Diabasschiefer (Epidiabas).

Während man die als Uralitdiabas bezeichneten Gesteine ohne Schwierigkeit schon im Handstück als Diabase erkennt, gelingt dies bei den als Diabasschiefer bezeichneten Einlagerungen erst durch die Zuhilfenahme der mikroskopischen Untersuchung. Beim Uralitdiabas ist der Augit in Hornblende umgewandelt, der Plagioklas aber noch ziemlich intakt, bei den Diabasschiefern ist auch er durch Neubildungen ersetzt. Eine Folge dieser stärkeren Veränderungen ist, daß nur selten noch die körnige Struktur erhalten ist. Meist haben die Gesteine ein versteckt schiefriges Gefüge angenommen. Veranlassung, den Diabasschiefer getrennt von den später noch zu besprechenden „Grünschiefern“ zu behandeln, gibt einerseits eine schon im Handstück erkenntliche Verschiedenheit des Aussehens, die oft von strukturellen Verschiedenheiten begleitet wird, andererseits die Besonderheit des geologischen Auftretens. Diese letztere besteht darin, daß der Diabasschiefer immer nur in Gestalt relativ schmaler Einlagerungen in den Phylliten beobachtet wurde, Einlagerungen, die auch an Längenerstreckung weit hinter den mächtigen Zügen zurückbleiben, welche die als Grünschiefer schlechthin bezeichneten Gesteine bilden. Solche Einschaltungen von Diabasschiefer wurden südlich Bielowses und Nachod (bei Rozkos), bei Lipi, ferner im Mettautale oberhalb Peklo und bei Sendrasch bemerkt. Alle diese Vorkommnisse liegen nicht gar weit von der Grenze zwischen Biotitphyllit und Serizitphyllit, also in einer bestimmten, wenn auch breiten Zone der Phyllite. Eine andere Gruppe gleicher Einschaltungen bemerkt man unterhalb Gießhübel zwischen der Tassauer-Mühle und der Zelinka-Mühle.

Alle die als Diabasschiefer zusammengefaßten Gesteine haben eine dunkelgrünlichgraue Gesamtfarbe, die im verwitterten Zustande einem schmutzigbraunen Farbenton weicht. An Gesteinen etwas größeren Kornes, wie sie im Graben dicht unterhalb des durch kupfererzführende Klüfte ausgezeichneten Porphyrsteinbruches südlich Bielowses, aber auch oberhalb der Villa des genannten Bades anstehen, bemerkt man die Hornblende schon mit bloßem Auge. Sonst aber ist das Gestein meist so feinkörnig, daß es schwer fällt, einzelne Minerale im Handstück deutlich zu erkennen. Charakteristisch ist ein feiner Schimmer, der, namentlich im Sonnenlicht gut erkenntlich, sich auf den frischen Bruchflächen bemerkbar macht. Er wird hervorgerufen durch die zahllosen, glänzenden Spaltflächen der reichlich vorhandenen, winzigen Chloritschüppchen.

Die Mineralzusammensetzung ist analog derjenigen des oben beschriebenen Uralitdiabases, nur zeigt sich überall die weitergehende Umwandlung. Es sind demnach von dem Augit ebensowenig Reste erhalten wie im Uralitdiabas. Dickere Hornblendesäulen zeigen öfters Kerne von bräunlicher Farbe, die durch feine, farblose Einschlüsse getrübt sind. Sie werden von sehr lichtgrünen Säumen umgeben. Bei diesen bräunlichen Hornblendekernen ist  $a$  gelblichbraun und  $b = c$  lichtgelblich, die Auslöschungsschiefe  $14^{\circ}$ . An dem blaßgrünen Amphibol eines anderen Vorkommnisses wurde die Auslöschungsschiefe mit  $17^{\circ}$  gemessen. Mitunter zeigen die Enden der Hornblendesäulen die feine Zerfaserung des Uralits. Oft auch sind ausschließlich dünne, sehr lichtgrüne Aktinolithnadelchen vorhanden.

Vom primären Plagioklas sind nur in einzelnen Gesteinen kleine Reste vorhanden, in der Mehrzahl der Schiffe ist er gänzlicher Umwandlung unterlegen. Albite mit einem Anorthitgehalt von 5%, wie er einer Auslöschung von  $-10^{\circ}$  auf Schnitten senkrecht zu  $M$  und  $P$  entspricht, sind unveränderten Diabasen fremd und nur als Neubildung aufzufassen, zumal sie nicht die Gestalt normaler Diabasfeldspäte besitzen, sondern, zwar in der Richtung der 010-Fläche verlängerte, im ganzen aber doch unregelmäßig begrenzte Durchschnitte bilden. Reichlich vorhandener Zoisit, Chlorit und Quarz sowie etwas Kalzit und Titanit deuten auf die Molekularumlagerungen, die sich in dem Gestein vollzogen haben, hin. Der als Klinochlor anzusprechende, optisch positive Chlorit wird mit sehr blassen Farben durchsichtig ( $a$  und  $b$  sehr lichtgrün,  $c$  fast farblos). An den Blättchen, die abnormale graue Interferenzfarben zeigen, sind Zwillingsbildungen sehr verbreitet. Haufwerke kleiner Titanitkörner sind auf Ilmenit zurückzuführen.

Zoisit, Chlorit und Quarz, hie und da auch etwas Kalzit siedeln sich zusammen mit neugebildetem Plagioklas an Stelle der ursprünglichen Diabasfeldspäte an. Während aber die Säulchen und Körner des Zoisits, vermöge der diesem Mineral innewohnenden größeren Kristallisationskraft, auch durch Feldspatleisten hindurchwachsen, finden sich Chlorit und Quarz mit Vorliebe in den Zwickeln zwischen den unregelmäßig umgrenzten Plagioklasen und den Amphibolsäulen und -nadeln. Mitunter besitzen die Reliktfeldspäte schöne Zonarstruktur mit nach außen abnehmender Basizität. Da ist es nun be-

merkwürdig, daß die Kerne und inneren Zonen dieser Feldspäte durch Chlorit ersetzt sind. Nur die dem Albit in der Zusammensetzung nahestehenden Hüllen blieben erhalten.

Trotz dieser weitgehenden Veränderung, die der ursprüngliche Mineralbestand der Gesteine erfahren hat, ist es doch unzweifelhaft, daß veränderte Diabase vorliegen, denn in verschiedenen Gesteinen sind Spuren der Ophitstruktur unverkennbar erhalten geblieben.

Daß die als Diabasschiefer bezeichneten Gesteine nicht ganz gleichmäßig ausgebildet sind, wurde schon bemerkt. Insbesondere soll hier noch betont werden, daß einzelne Vorkommnisse im Handstück die Schieferung nicht erkennen lassen. Dies gilt namentlich für das schöne, mittel- bis grobkörnige Gestein, das südlich von Bielowes unter dem Porphybruch, westlich von Malinova hora in dem Graben ansteht, begleitet von einem sehr stark geschieferten Gesteine, das wegen seiner nematoblastischen Struktur, wegen des Überwiegens dünner Strahlsteinfasern und des Zurücktretens von Chlorit sich ganz an die später zu behandelnden „Grünschiefer“ anschließt. Ein diesem körnigen Diabasschiefer gleichendes Gestein trifft man nordöstlich der Kote 579 der 25.000 teiligen Karte, auf dem Abhangsrücken, über den der Fußsteig von Bielowes gegen Dobroschov (Dorf) hinaufführt. Mittelkörnige, im Handstück der Schieferung entbehrende Diabasschiefer begegnet man auch südlich von Nachod, am Wege gegen Rozkos, und zwar, in einzelnen Blöcken umherliegend, dicht östlich von der Stelle, wo der Fußweg Nachod—Lipi den Fahrweg Altstädter Mühle—Rozkos kreuzt. Feinkörnige, hier zu erwähnende Gesteine trifft man auch im Mettautale unterhalb Peklo, von wo sie sich weit südwärts verfolgen lassen.

### Chloritschiefer.

Phyllitähnliche, weiche oder feinschuppige, graugrüne Gesteine, die als Einlagerungen innerhalb der Phyllitserie auftreten, bezeichne ich als Chloritschiefer, weil Chlorit ihr charakteristischer, oft auch an Menge alle anderen überwiegender Gemengteil ist. Freilich darf man, wenn hier von Chloritschiefer gesprochen wird, nicht an die Typen denken, die aus dem Zillertale etc. bekannt sind. Es handelt sich eher um chloritreiche phyllitische Gesteine, für die auch der Name Chloritphyllite am Platze wäre.

Nur wenige Vorkommnisse dieser Art wurden beobachtet. Zwei derselben liegen im Mettautale, das eine südlich von Přibislav, das zweite östlich der Landvorstadt von Neustadt. Das erste wurde nur nach Lesesteinen konstatiert, das zweite ist anstehend zu beobachten, und zwar an dem Fußwege, der von der genannten Landvorstadt über das im Walde, oben am Hange gelegene, kleine Wirtshaus hinunter zu dem Stege über die Mettau führt, um dann auf den nach Peklo gehenden Waldweg zu stoßen. Nahe an dieser Brücke steht der Chloritschiefer an. Die Schiefer dieser beiden im Mettautale befindlichen Vorkommnisse enthalten massenhaft kleine braune Flecken und Stigmen. An dem in der Nähe der

Mettaubrücke anstehenden Gesteine erkennt man, daß sie oft die Form eines Würfels von weniger als 1 mm Kantenlänge haben. Es sind das zu Brauneisen zersetzte Pyriteinsprenglinge.

Ein lichtgraugrüner, sehr chloritreicher Schiefer steht zwischen Rezek und Neustadt a. M. am Bache an, einen schmutziggrünen Chloritschiefer trifft man endlich noch im Dorfe Slavonov neben der Straße anstehend.

Der Chlorit hat sehr blasse Farben (lichtgrün und lichtgelblichgrün) und sehr schwache Doppelbrechung. Meist zeigt er dunkelgraue, öfters auch die charakteristische, tiefblaue Interferenzfarbe. Querschnitte besitzen parallele Auslöschung und keine Zwillingslamellen. Es liegt also der in Chloritschiefern seltener auftretende Pennin vor. Neben dem etwa 50—60% des Gesteines ausmachenden Chlorit ist ein Quarz-Feldspat-Mosaik vorhanden.

Der Feldspat desselben zeigt nicht immer Zwillingsstreifung, weshalb seine klaren Körner mitunter nicht leicht vom Quarz zu unterscheiden sind. Nach der Lichtbrechung zu urteilen liegen saure, dem Albit nahestehende Plagioklase vor. Als akzessorischer Bestandteil ist noch Rutil und Muskovit zu erwähnen, von denen der letztere in manchen Gesteinen feine, in der Schieferung liegende Schüppchen, in anderen aber (Hölle) größere, quergestellte Blättchen bildet, durch welche dünne Strähne von Erzstaub, der Schieferung entsprechend, ungestört hindurchziehen.

Es ist schwer sich ein Bild über die Genesis dieser Chloritschiefer zu machen. Man könnte vielleicht der Meinung sein, daß sie aus den Diabasschiefern hervorgegangen seien, die selbst schon reichlich einen Chlorit führen. Da aber keinerlei Zoisit, keinerlei Aktinolith und auch kein Kalzit zu bemerken ist, müßte hier eine vollständige Entfernung des Kalkes stattgefunden haben. Ohne Analyse ist es ziemlich aussichtslos, den Ursprung dieser Gesteine zu diskutieren. Auf jeden Fall scheinen mir die Gesteine getrennt gehalten werden zu müssen von den Chloritphylliten, deren ich gelegentlich der Besprechung des Biotitphyllits Erwähnung tat. In diesen letzteren war der Chlorit, der übrigens in geringerer Menge auftrat, von dem Biotit des Biotitphyllits abzuleiten, was für den Chlorit des Chloritschiefers nicht zu erweisen ist.

### Grünschiefer.

Strukturell und texturell außerordentlich verschiedenartig sind die Gesteine, die als Grünschiefer schlechthin bezeichnet werden müssen. Ich verweise auf die oben bei Erwähnung der Grünschieferzüge von Čerma, von Slavonov und von Rzy niedergelegten Schilderungen, die zeigen sollten, daß es meist nicht möglich ist, die in guten Aufschlüssen rasch miteinander wechselnden, verschiedenen Grünschiefertypen kartographisch zur Ausscheidung zu bringen. Und wenn es noch möglich ist, das Bild guter Aufschlüsse in einer Profilskizze festzuhalten und an ihr die Art des Auftretens der einzelnen Gesteinstypen zu erläutern, so versagt diese Möglichkeit doch bei den breitesten Teilen der aus Grünschiefer bestehenden Gebiete,

bei den ausgedehnten Acker- und Waldlandschaften des behandelten Landstriches. Hier liegen auf den Lesesteinhaufen die verschiedensten Typen in bunter und oft reichhaltiger Mustersammlung beisammen. Hier und da freilich dominiert einer der im Folgenden zu besprechenden Typen. In solchen Fällen habe ich das betreffende Gestein auch in der Karte besonders zur Darstellung gebracht. Wenn ich also bei Sattel phyllitähnliche Aktinolith-Chloritschiefer oder bei Poltom und Rzy Hornblendegrünschiefer usw. verzeichne, so soll damit nicht gesagt sein, daß diese Typen nur dort anzutreffen sind, wo sie in der Karte eingetragen wurden. Man kann vielmehr genau denselben Typen in dem ganzen als Grünschiefer bezeichneten Areale begegnen; nur treten sie darin zusammen mit anderen Typen derselben Gesteinsfamilie auf.

Verschiedenartig wie das Aussehen der als Grünschiefer zusammengefaßten Gesteine ist auch ihr Ursprung. Diabase und Gabbro sind es hauptsächlich, die uns heute als Grünschiefer vorliegen. Bei Masti und zwischen Michovy und Buschdörfel am Westrand vom Blatt Kronstadt ist im Grünschiefer ein Diabasporphyrat noch deutlich zu erkennen. Ob und wie weit etwa auch Diabastuffe an der Bildung der Gesteine beteiligt waren, läßt sich ohne zahlreiche Analysen, über die ich nicht verfüge, nicht sagen. Man könnte geneigt sein, in den feinschieferigen bis plattigen, dichten, oft ziemlich viel Kalk enthaltenden Aktinolith-Chloritschiefern, die namentlich in der Gegend von Dobrej, Hlinei und Woschetnitz zusammen mit oft noch körnigen Uralitdiabasen vorkommen, nach Diabastuffen suchen zu wollen. Immerhin ist aber zu bedenken, daß auch aus körnigen Eruptivgesteinen derartige Schiefer entstehen können.

Manche Grünschiefer haben schon die Eigentümlichkeiten einer tieferen Zone der Gesteinsmetamorphose als die Phyllite, in denen sie auftreten. Sie leiten aus dem Gebiete, in dem die Kataklyse vorherrschend war, hinüber in das Gebiet der Kristallisationschieferung. So kommt es, daß man diese beiden Stadien der Metamorphose an ihnen beobachtet. In den Grünschieferzügen herrscht die Kristallisationschieferung bei weitem vor. Die Erscheinungen der Kataklyse sind vor allem dort erhalten geblieben, wo das Korn dieser kataklastischen Gesteine ein größeres war. Schon dem bloßen Auge ist bei einer Gruppe von Gesteinen, die sich mitunter in ihrer Verbreitung kartieren ließe, zu erkennen, daß ihre Struktur durch Kataklyse bedingt ist. Diese

### **Grünschiefer mit Kataklystruktur**

sind mittel- bis grobkörnige Gesteine, bei denen dunkle Amphibolkörner von einer lichtgraugrünen oder auch weißlichen, dichten Masse umgeben werden. Hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung zeigt sich keine wesentliche Abweichung im Vergleich zu den noch zu besprechenden Grünschiefern und zu den schon erwähnten Diabasen und dem Gabbro. Es ist derselbe lichtgrüne Amphibol vorhanden, der im Zentrum dickerer Körner mitunter noch bräunliche Färbung

aufweist. Zuweilen besteht ein den Umrissen nach einheitliches Amphibolkorn aus büschelförmigen Aggregaten, wie solche schon vom Deschneyer Gabbro erwähnt wurden.

In anderen Handstücken wieder bemerkt man die uns schon bekannten, fast farblosen und farblosen ( $c:c = 16^\circ$ ) strahlsteinähnlichen Hornblendes, deren Enden oft zerfasert sind und die zugleich einen Filz dünner Nadelchen bilden. Dazwischen liegen Schüppchen des uns ebenfalls schon bekannten Chlorits von sehr schwacher, anormaler Doppelbrechung. Ein klarer unverzwillingter, wohl dem Albit nahestehender Plagioklas bildet mit wenig Quarz und mit Zoisitkriställchen ein Mosaik. Hier und da ist etwas Titaneisen, häufiger Strähne von Leukoxen zu beobachten. Nur ausnahmsweise blieben Körner des ursprünglichen Plagioklases vorhanden. Die fast stets zwillingsgestreiften Reste zeigen zu  $M$  und  $P$  senkrecht geschnitten eine Auslöschung von  $21^\circ$ , gehören also einem Andesin an. Feine Muskovitschüppchen wurden in einem Gesteine angetroffen. Zusammen mit massenhaften Aktinolithnadelchen und dünnen Zoisit-säulchen haben sie sich im Innern von Reliktfeldspäten angesiedelt.

Die Struktur ist eine ausgesprochen kataklastische, die am deutlichsten in den grobkörnigen Gesteinen erhalten ist. Im Handstück zeigen auch diese unverkennbare Schieferung. Diese letztere wird um so deutlicher, je feiner das Korn der Gesteine wird und Hand in Hand damit erhält das Gefüge ein immer mehr verwaschenes Aussehen. Die Kristallisationsschieferung nimmt an solchen Gesteinen schon starken Anteil. Immerhin lassen sie auch dann noch die kataklastische Reliktstruktur nicht verkennen.

Alle diese kataklastischen Grünschiefer zeichnen sich beim Zerschlagen durch ziemlich bedeutende Zähigkeit aus, die auf den Filz feiner Aktinolithnadeln zurückzuführen ist. Für gewöhnlich sind die Blöcke von einer weißlichen Verwitterungsrinde überzogen.

Die Mehrzahl der hier erwähnten kataklastischen Grünschiefer dürfte auf Gabbros zurückzuführen sein, und zwar können es Gabbros sein, die demjenigen von Deschney nahestehen. Deuten schon die relativ dicken Amphibolkörner auf eine Entstehung aus grobkörnigen Gesteinen hin, so überzeugen besonders vereinzelte Vorkommnisse gabbroid großkörniger Gesteine von einem derartigen Ursprung.

Wenn man von Bohdaschin den westwärts am südlichen Rande des Tales sich hinziehenden Weg verfolgt, so bemerkt man ungefähr nördlich von dem Wäldchen, das mit der Höhenkote 448 bezeichnet ist, reichlich großkörnige Blöcke eines amphibolitähnlichen Gesteines, das lebhaft an den Gabbro von Roßwein erinnert. Zwischen den trübgrünen Amphibolitsträhnen liegt eine porzellanweiße, sehr feinkörnige Masse. Es ist das der Plagioklas, der eine völlige molekulare Umlagerung erfahren hat. Er ist dermaßen von winzigen Zoisitkriställchen erfüllt, daß er auch im Dünnschliffe mitunter nur trübdurchsichtig erscheint. Wo an günstigeren Stellen die Plagioklassubstanz dazwischen noch die Zwillingstreifung erkennen läßt, zeigt sie die Auslöschungsschiefe eines Albits mit  $4^\circ$  An-Ge-

halt. Diese Gesteine sind auch noch südlich des erwähnten Wäldchens anzutreffen. Überall finden sie sich in Begleitung von Zoisitamphibolschiefern.

Ebenfalls leicht als druckschiefrige Gabbros zu erkennende Gesteine liegen zum Teil in großen Blöcken zwischen Böhmisch-Cerma und Borowa. Man findet sie am leichtesten, wenn man die Straße, welche beide Orte verbindet, an der Biegung, wo sie aus dem Walde austritt, verläßt und den an der Gemeindegrenze entlang über den mit der Kote 601 bezeichneten Punkt gegen den Kohouti Kopec führenden Weg einschlägt. An diesem Wege sind in einer Entfernung von 100—200 m von der erwähnten Straße Blöcke aufgeschichtet worden, die aus den angrenzenden Feldern ausgeackert wurden. Neben lichtgrünen Amphibolschiefern und flasrigen Zoisitamphibolschiefern bemerkt man auch große dunkle Blöcke des erwähnten geschieferten Gabbros.

Grobkörnige, in ihrem Habitus an Diorit erinnernde, hier zu erwähnende Gesteine mit großen Amphibolkörnern trifft man westlich von Hlinei auf dem, in der Spezialkarte nicht verzeichneten, nach „Na Borowe“ führenden Wege. Ein ebensolches Gestein ist nahe am Südrande der Karte zwischen Woschetnitz und Beranetz am Rande des Tälchens verbreitet.

Zwischen Sattel und Plaßnitz verzeichnet die geologische Karte schmale Grünschieferzüge. Sie bestehen vorwiegend aus mittelkörnigen Gesteinen, nur lokal sind sie grobkörnig, zum Beispiel am Wege, der südlich der Satteler Kirche am Talrande bergan führt. Diese schmalen Grünschieferzüge bestehen durchweg aus Grünschiefer mit Kataklasstruktur. Herr Regierungsrat v. John hatte die Güte, eine beim Wirtshaus „zum Roß“ am Ostende von Plaßnitz geschlagene Probe zu analysieren. Er fand folgende Zusammensetzung:

	Prozent
Kieselsäure	46·75
Tonerde	15·92
Eisenoxyd	5·09
Eisenoxydul	9·71
Kalk	8·70
Magnesia .	7·82
Kali	1·17
Natron	2·80
Phosphorsäure	0·37
Schwefel	0·02
Glühverlust	2·20

---

Summe 100·55

Auf Molekularprocente umgerechnet ergibt sich:

$Si O_2$	50·61
$Al_2 O_3$	10·10
$Fe O$	12·84
$Ca O$	10·05
$Mg O$	12·65
$K_2 O$	0·81
$Na_2 O$	2·93
Summe	99·99

Daraus berechnen sich nach Osann und Grubenmann folgende Gruppenwerte, beziehungsweise Typenformeln:

	Grünschiefer von Plaßnitz	Gabbro von Deschney
<i>S</i>	50·61	54·20
<i>A</i>	3·74	5 11
<i>C</i>	6·36	8·62
<i>F</i>	16·53	18·27
<i>M</i>	3·69	0
<i>T</i>	0	0·06
<i>K</i>	0 99	0·8
	$s_{50·6} a_3 c_{4·5} f_{12·5}$	$s_{54·2} a_3 c_{8·5} f_{11·5}$

Der Grünschiefer nähert sich also hinsichtlich seiner Zusammensetzung sehr dem Deschneyer Gabbro. Die Gehalte an Tonerde, Kalk, Magnesia und Natron zeigen allein bemerkenswerte Unterschiede. Sie sind aber unbedeutend zu nennen, wenn wir bedenken, daß kleine Änderungen im Mengenverhältnis der Mineralkomponenten sich in der gleichen Weise äußern können und wenn wir uns erinnern, daß dieses Mengenverhältnis im Deschneyer Gabbro nicht immer das gleiche ist. Auch wissen wir aus den Untersuchungen Reinisch<sup>1)</sup>, daß Hand in Hand mit kataklastischen Umformungen kleine Veränderungen des chemischen Bestandes gehen, die allerdings nach seinen Erfahrungen nicht immer in der hier zu beobachtenden Richtung verlaufen. Wir sind also auch nach dem Analysenbefund berechtigt, den kataklastischen Grünschiefer von Plaßnitz auf einen Gabbro zurückzuführen.

### Flaserige und körnige Zoisitamphibolschiefer.

Es gibt alle Übergänge zwischen den flaserigen und den körnigen Zoisitamphibolschiefern. Immerhin ist zu bemerken, daß im Gehalte an Amphibol und Chlorit eine gewisse Anlehnung an die Textur erfolgt. Die flaserigen Zoisitamphibolschiefer, die, wie gleich

<sup>1)</sup> Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen; Leipzig 1902.

hier erwähnt werden soll, den geschieferten Gabbro häufig begleiten, enthalten Aktinolith, nicht aber die sehr lichtgrüne strahlsteinähnliche Hornblende des körnigen Grünschiefers. Je mehr aber die schiefrige Textur die flaserige verdrängt, um so mehr tritt neben Aktinolith der Chlorit in den Vordergrund.

Bei den flaserigen Zoisitamphibolschiefen fallen die weißen Saussuritkörner schon im Handstück auf. Die Menge dieser Saussuritkörner ist sehr verschieden. Es gibt Gesteine, in denen die über erbsengroßen Saussuritkörner an Menge der sie umgebenden graugrünen Gesteinsmasse gleichkommen, während sie in anderen Gesteinen nur sparsam eingesprengt sind. Diese Saussuritkörner bestehen aus einem, mitunter nur bei starker Vergrößerung auflösbaren, Gemenge wasserklarer, unverzwilligter Plagioklaskörner und Zoisitkörner. Der Lichtbrechung nach handelt es sich um sehr saure Typen aus der Plagioklasreihe. Quarz konnte sowohl in den Saussuritkörnern wie auch in den übrigen Gesteinspartien weder optisch noch durch die von Becke angegebene Tinktion des Feldspates nachgewiesen werden.

Die sehr lichtgrüne Hornblende besitzt mitunter im Innern Partien, die durch ganz feine Einschlüsse getrübt sind. Es scheint mir als ob diese Einschlüsse aus Titanit bestehen.

Über die Mineralkomponenten ist sonst nichts zu sagen. Der Aktinolith, der Amphibol und der Chlorit haben die bei Besprechung von Gabbro und Diabasschiefer schon erwähnten Eigenschaften. Als akzessorische Bestandteile sind noch kleine Titanitkörnchen und in manchen Gesteinen vereinzelte lichtbraune Biotitschüppchen zu erwähnen. Selten ist etwas Kalzit in geringster Menge vorhanden.

Bemerkenswert ist, daß der Zoisit hie und da in überwiegender Menge auftreten kann. Wenn derartige Gesteine gleichzeitig dichte Struktur und splittigen Bruch ohne irgendwie ausgesprochene Schieferung haben, so ist man versucht, sie als Kalksilikatfelse anzusprechen.

Nur ganz selten bemerkt man in den stets unscharf begrenzten Saussuritkörnern Reste eines anscheinend primären unverzwilligten Plagioklases. Alle anderen Bestandteile sind entschieden Neubildungen. Es haben die Gesteine demnach eine völlige Umkristallisation erfahren. Die Struktur ist überall kristalloblastisch, selbst in den sehr feinkörnigen, in ihrem Habitus an Diorit erinnernden Gesteinen. Eine bestäubte, lichtgrüne Hornblende, welche diese letzteren enthalten, ist gewiß kein primärer Rest, sondern wahrscheinlich auf einen Pyroxen zurückzuführen.

### Dobreyer Grünschiefer.

Auch die übrigen, noch als Grünschiefer bezeichneten Gesteine sind verschiedenartig. Sie sind mittelkörnig oder feinkörnig bis dicht. Im ersteren Falle ist ihre Textur versteckt schiefrig. Die feinkörnigen Gesteine sind meist deutlich schiefrig. Nur manche sehr feinkörnige Handstücke entbehren fast jeder Schieferung und gleichen dann im Aussehen nahezu völlig dem Uralitdiabas. Die Mikrostruktur aber

unterscheidet beide Gesteinstypen, denn in den hier zu besprechenden Grünschiefern fehlt die Reliktstruktur des Erstarrungsgesteines, die Ophitstruktur, welche die Uralitdiabase noch als Abkömmlinge der Diabase erkennen läßt. Als Reliktstruktur ist in den Grünschiefern die Kataklasstruktur zu bemerken. Die Spuren derselben sind namentlich an den zerbrochenen Amphibolen zu erkennen. Es ist aber keine reine Kataklasstruktur mehr vorhanden, vielmehr sind die Produkte der Kataklaste, das feine Zertrümmerungsmehl, in der Neugestaltung begriffen, so daß eine verwaschene, undeutliche Begrenzung aller Gesteinselemente schon bei Betrachtung im Handstück auffällt.

Lediglich der blaßgrüne Amphibol und der Plagioklas bilden größere Körner. Die des letzteren sind allerdings erfüllt von zahllosen kleinen Einschlüssen, unter denen der Zoisit überwiegt, unter denen sich aber auch kleine farblose Amphibolnadelchen oder sehr lichtgrüne Chlorite vorfinden. Diese Plagioklaste, die einzelne Zwillinglamellen nach dem Albitgesetze aufweisen, bilden unregelmäßig begrenzte, leistenförmige Durchschnitte. Stets gehört der Plagioklas den sauren Typen seiner Reihe an. Ein zu *M* und *P* senkrecht getroffener Schnitt zeigte  $-13^{\circ}$  Auslöschung, läßt also auf Albit schließen.

Plagioklas, reichlich vorhandener Zoisit, Aktinolithnadelchen, wechselnde Mengen lichtgrünen Chlorites, Epidot, Ilmenit und Leukoxen bilden das Grundgewebe des Gesteines. Davon ist der Ilmenit nur in manchen Präparaten nachweisbar. Dahingegen ist sein, unter dem Namen Leukoxen bekanntes, stark doppelbrechendes Zersetzungsprodukt fast überall, oft sogar reichlich vorhanden. Mitunter ist derselbe deutlich als Titanit erkennbar. Quarz scheint in einzelnen Proben vorhanden zu sein, in anderen konnte ich ihn auch durch Anwendung der Tinktion des Plagioklases nicht neben diesem nachweisen. Bemerkenswert im Vergleich zu den vorher erwähnten Schieferen ist das Auftreten von Kalzit, in den hier zu besprechenden Gesteinen. Der Kalkgehalt macht sich auch durch ein sehr schwaches Brausen beim Betupfen des Gesteines mit Salzsäure bemerkbar.

Gerade dieser Grünschiefertypus ist in dem südlichen Teile des untersuchten Gebietes außerordentlich verbreitet. Südlich der Linie Bacetin-Kounov-Rowney ist er das herrschende Gestein. Weil er in charakteristischer Weise und gut aufgeschlossen in der Umgebung von Dobrey auftritt, nenne ich ihn, der Eindeutigkeit wegen, kurz Dobreyer Grünschiefer. Sehr charakteristisch für ihn ist, daß er stets hellgraugrüne oder hellgraue Farbe hat, daß er sehr häufig mit Salzsäure braust und daß er oft Trümer und Adern von Kalzit enthält.

Gute Aufschlüsse solcher Gesteine bieten die Felsklippen des Tales ober- und unterhalb Zakowetz, sowie die Dobreyer Straße bei Kamenitz.

Werden die Gesteine feinkörnig bis dicht und zugleich deutlicher schiefrig, so nähern sie sich dem, was anschließend als Aktinolithschiefer beschrieben wird, nur daß die lineare Textur dieses letzteren fehlt und der Gehalt an Aktinolith geringer ist. Unter anderem findet

man solche Gesteine zwischen Bistrey und Ohnischov. Auf der Höhe nordwestlich von Bistrey befindet sich in dem Wäldchen ein kleiner Steinbruch, der in solchem Schiefer angelegt ist. Er zeichnet sich daselbst durch sehr feinfaserigen Aktinolith aus.

Kalkreiche hierher gehörende Schiefer stehen westlich Dobrey bei der Mühle im Goldbachtale an. Dicht südlich dieser Mühle bilden unterhalb der Straße, am rechten Ufer, beinahe nephritisch dichte, graugrüne Schiefer eine Felsklippe.

Wo, wie das beispielsweise südöstlich von Woschetnitz, ganz am Südrande des Kartenblattes Josefstadt—Nachod, bei dem Wäldchen südlich Kote 519 der Fall ist, das Gestein ein mehr körniges Aussehen annimmt, erinnert es im Handstück ganz an Diabase. Auch bei Dobrey meint man öfters die Gesteine nur als Umwandlungsprodukte diabasischer Gesteine ansprechen zu dürfen. Analysen, die den bestimmten Nachweis dafür erbringen könnten, fehlen aber derzeit noch. Nur aus älterer Zeit liegt eine von Laube ausgeführte, allerdings unvollständige Analyse vor<sup>1)</sup>, die ergeben hat:

	Prozent
Kieselsäure	53·7
Tonerde .	14·8
Eisenoxydul	13·2
Kalk .	9·6
Magnesia	6·5
Glühverlust	2·6
Summe	100·4
Spezifisches Gewicht	2·79

Wenn aus dieser Analyse überhaupt etwas zu entnehmen ist, so kann man nur sagen, daß sich die Zusammensetzung mehr derjenigen eines Gabbros als derjenigen eines Diabases nähert.

Daß tatsächlich Gesteine der Diabasfamilie an den Grünschiefern beteiligt sind, beweist der Steinbruch, der zu Polom bei Masti unmittelbar am Südrande des Kartenblattes Josefstadt—Nachod an der Biegung des Goldbachtals angelegt ist. Daselbst steht ein Gestein an, das deutlich noch als Diabasporphyrith zu erkennen ist, obwohl aller Pyroxen verschwunden und auch der Plagioklas unter Bildung von Zoisit, Muskovit, aber auch von Chlorit umgebildet worden ist. Ihre Gestalt haben aber die idiomorphen Feldspateinsprenglinge noch behalten. Nur haben sich in ihrem Inneren die erwähnten Minerale, vor allem der Zoisit, reichlich angesiedelt. Im Hangenden dieses Diabasporphyrithes steht noch in demselben Steinbruche ein Grünschiefer vom Habitus der Dobreyer Grünschiefer an, der, wie das Dünnschliffbild zeigt, augenscheinlich aus dem Diabasporphyrith hervorgegangen ist. Eigentümlicher Weise ist in diesem Grünschiefer der Plagioklas besser erhalten als im Porphyrit. Zum Teil konnte er noch als Oligoklas bestimmt werden. Der Kalzitgehalt

<sup>1)</sup> Vgl. Wolf, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861. pag. 479.

deutet darauf hin, daß noch basischere Plagioklase ursprünglich vorhanden waren.

Ein zweites Vorkommen von Diabasporphyrit erwähnte ich schon westlich der Straße Deschney—Michovy, zwischen Michovy und Buschdörfel. Der Plagioklas ist hier nach Form und Substanz besser erhalten. Er liegt aber in einem sehr dichten Grundgewebe, das aus feinen Aktinolithnadelchen, Zoisit und Plagioklas besteht. Verfolgt man die erwähnte Straße weiter, so findet man zwischen Michovy und Woschetnitz südwestlich vom Antonital und genau westlich von Kote 583 (1:25000) ebenfalls einen feinkörnigen Grünstein mit wohlumgrenzten Plagioklaseinsprenglingen.

In allen Fällen handelt es sich um sehr untergeordnete Einlagerungen im Grünschiefer, so daß ich sie nicht in der Karte hervorhob.

Hier ist noch einiger eigenartiger Grünschiefer Erwähnung zu tun, die nur lokales Auftreten besitzen. Westlich an den Gabbro des Spitzberges grenzt ein Zug von Grünschiefern, die feinkörnig sind und lichtgraue Farbe haben. Da an den Stücken keinerlei Schieferung zu bemerken ist, erinnern sie in ihrem Aussehen an einen feinkörnigen Diorit. Brocken dieses Gesteines trifft man am Rande des Spitzbergwaldes nördlich von Ober-Schedivy. Auch an der von genanntem Orte nach Pfitzendörfel führenden Straße ist zwischen der Ecke, die diese Straße bildet, und dem Walde das Gestein leicht zu finden. Unter dem Mikroskop sieht man nur Büschel und Garben von ganz farblosen dünnen Aktinolithnadeln, dazwischen einen farblosen Chlorit von so schwacher, anormaler Doppelbrechung, daß er bei gekreuzten Nicols fast gleichmäßig schwarz erscheint. Überdies sind noch feine Serizitschüppchen reichlich vorhanden. In ganz geringer Menge erscheint noch etwas opakes Erz (Magnetit). Wegen des völligen Fehlens von Feldspat und Quarz fällt dieses Gestein ganz aus der Reihe der übrigen Grünschiefer heraus.

Der Grünschieferzug, der am Ostrande der Čermaer Granitmasse entlang streicht, weist alle Übergänge von körnig-flaserigen zu flaserigen und von diesen zu gestreckten Grünschiefern auf. In den weißen Augen der körnig bis flaserigen Schiefer gelingt es nicht selten noch mit freiem Auge Plagioklas-Porphyroblasten zu erkennen, die in den deutlich flaserigen Typen bereits fehlen. Das Mengenverhältnis von Chlorit und Aktinolith ist zuweilen sehr verschieden, denn es finden sich selten Gesteine, in denen Chlorit fast ausschließlich vorkommt, öfters aber solche, in denen dieser fehlt. Die Regel ist, daß weit mehr Aktinolith als Chlorit vorhanden ist. Gelegentlich beobachtet man Chloritporphyroblasten, die von feinen, in der Schieferungsrichtung liegenden Aktinolithnadeln durchwachsen werden. Diese Aktinolith-Zoisitschiefer und Grünschiefer von Čerma und Borowa besitzen häufig ausgezeichnete Pflasterstruktur, indem polygonal begrenzte, wasserhelle Quarze und wasserhelle, unverzwilligte Plagioklase aneinandergrenzen. Man könnte hier an die Struktur der Kontaktgesteine glauben. Tatsächlich war ich auch ursprünglich, ehe ich die Grünschieferzüge weiter gegen Süden verfolgt

hatte, der Meinung, daß in den Aktinolithschiefern von Čerma Kontaktgesteine des Čermaer Granites vorliegen<sup>1)</sup>.

### Aktinolithschiefer.

Aus dem an Aktinolith reichen, linear textierten Grünschiefer entwickelt sich der Aktinolithschiefer durch Zurücktreten der anderen Gemengteile, namentlich des Chlorits und Zoisits auf Kosten des Aktinoliths. Dem Habitus nach sind es Hornblendeschiefer von lichtgrüner oder lichtgraugrüner Farbe. Der Aktinolith derselben bildet dünne, quergegliederte Prismen. Er ist mit sehr lichter Farbe durchsichtig und nur schwach, zuweilen auch kaum merkbar pleochroitisch (*a* fast farblos, *b* und *c* lichtgrünlich). Quarz und Plagioklas bilden eine Art Grundgewebe, mit häufig pflastersteinähnlicher Struktur. Der erstere zeigt oft undulöse Auslöschung. Der letztere bildet unverzwilligte, klare Körner, deren Lichtbrechung der des Quarzes nahe kommt.

Diese Schiefer sind also nicht ident mit dem, was man für gewöhnlich als Aktinolithschiefer zu bezeichnen pflegt, es sind vielmehr nur aktinolithreiche Grünschiefer.

Am meisten verbreitet ist der Aktinolithschiefer östlich von Böhmischem Čerma. Am Wege zum Grenzstein II oder auf dem Wege zum Walde Sezáwa, beziehungsweise am Wege nach Břesovie steht er verschiedentlich, oft allerdings stark verwittert, an. Er wechselt mit faserigen Zoisitamphibolschiefern. Eine Ausscheidung auf der Karte schien mir nicht recht durchführbar. Gegen Süd, in der Richtung auf Borowa zu, nehmen dunklere Hornblendeschiefer auf Kosten des Aktinolithschiefers an Menge zu. Auch in den Grünschieferzügen zwischen Bohdāschin und Slavonov sowie zwischen Bistrey und Ohnischov sind solche Aktinolithschiefer verbreitet, dahingegen fehlen sie im Gebiete der Grünschiefer von Dobrey. Im Bereiche der Grünschiefer zwischen Pollom, Sattel und Plaßnitz sind sie wieder anzutreffen.

Während ich beim Kartieren alle die bisher aufgezählten Grünschieferarten zusammenfassen mußte, bilden die nun noch zu erwähnenden Grünschiefer geschlossene Depots, die groß genug waren, um in der Karte besonders hervorgehoben werden zu können. Auch stellen sie Gesteine dar, die hinreichend leicht zu charakterisieren sind, so daß sie auch im Handstück sofort zu erkennen sind.

### Phyllitähnliche Aktinolith-Chloritschiefer.

Eng an die Grünschiefer schließen sich dichte, graugrüne Gesteine an, die infolge ihrer ebenflächigen Schieferung und infolge des Seidenglanzes ihrer Schichtflächen ganz den Charakter eines Phyllits haben. Was sie vom Phyllit unterscheidet, ist lediglich ihre Mineralzusammensetzung, welche ident mit derjenigen des Grün-

<sup>1)</sup> Vgl. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 14.

schiefers ist, mit dem Unterschiede, daß der Chlorit meist viel reichlicher vorhanden ist. Der Aktinolith tritt nur in dünnen Nadelchen auf. Größere Plagioklasrelikte fehlen. Dahingegen ist ein Grundgewebe aus Quarz und saurem Plagioklas sehr verbreitet, wie überhaupt Quarz in diesen Gesteinen eher nachweisbar ist als im Dobreyer Grünschiefer. Am Plagioklas wurden senkrecht zu *M* und *P* Auslöschungsschiefen von  $-11$ ,  $-15$  und  $-16^\circ$  gemessen, womit reine Albite festgestellt sind.

Die Zusammensetzung dieser Schiefer spricht dafür, daß sie auf dieselben ursprünglichen Gesteine zurückzuführen sind wie die Dobreyer Grünschiefer, daß jedoch in ihnen die Schieferung und demnach der Zerfall und die Umlagerung der ursprünglichen Gemengteile ein Maximum erreicht hat.

In besonders charakteristischer Weise sind die hier erwähnten Schiefer in der Umgebung von Sattel entwickelt. In einem breiten, von Poltom über Sattel, Plaßnitz nach Deschney streichenden Zuge bilden sie das allein herrschende Gestein, so daß dieser Gesteinszug auch in der Karte Darstellung finden konnte. Wenn man die von Sattel nach Gießhübel führende Straße oder auch diejenige nach Deschney einschlägt, so findet man allerwärts Stücke dieses Schiefers und auch Aufschlüsse, in denen er ansteht. Aber auch im Gebiete des Dobreyer Grünschiefers sowie in den breiten, dem Biotitphyllit eingelagerten Grünschieferzügen ist derartige Schiefer anzutreffen. Am Ostende von Bacetin ist in solchen phyllitähnlichen Schiefeln ein Steinbruch angelegt. Felsklippen bilden sie im Goldbachtale wenig unterhalb des Wirtshauses Rozkosch bei Kounov. Südöstlich Rowney steht der Schiefer am Wege an, der zum Jankov-Walde führend, nördlich der Farsky-Mühle das Tal verquert. Zur Zeit meiner Aufnahme (1905) war von Michovy eine Straße nach Lom im Bau, die an der Ostseite des aus dem Tulešova-walde kommenden Tales entlang führt. Unweit nördlich Michovy schloß dieselbe hierher gehörige Schiefer auf, die aber statt des Chlorites einen schmutzibraungrünen Biotit enthalten. Südlich von Michovy sind im Albatale, dicht am Ostrande des Kartenblattes Josefstadt-Nachod ebenfalls solche phyllitähnliche Schiefer aufgeschlossen. Weiter talabwärts kommen sie bei der unteren Klečkamühle im Albatale wieder zum Vorschein. Es scheint sich aber hier doch nur um lentikuläre, im Streichen aufeinanderfolgende Einlagerungen zu handeln. Mitten ins Verbreitungsgebiet der Dobreyer Grünschiefer fallen die Aufschlüsse der Straße Masti-Skutina, die dicht nordöstlich von dem letztgenannten Orte, auf der Höhe des Hügels, einen Einschnitt hat. Östlich von Dobrey in den Feldern finden sich hierher zu zählende Gesteine, die reicher an Chlorit sind. Das Profil Fig 1 auf Seite 440 zeigt das Auftreten derselben Schiefer im Grünschieferzuge von Rzy westlich Neu-Hradek. Weithin läßt sich in diesem Zuge der Schiefer verfolgen. Schon auf dem Wege von Böhmischem Čerma zum Vogelherd stößt man, ehe man zum Rotliegenden kommt, auf solche Einlagerungen, die hier Fältelung aufweisen. Das normale, ebenflächig schiefrige Gestein steht zwischen Borowa und Dlouhei neben der Bezirks-

straße am Waldrande an und läßt sich, am Galgenberge vorüber, immer nahe an der östlichen Phyllitgrenze entlang ins Olesnicatal, wo es mehrfache Einlagerungen bildet, und von hier bis nach Sneznei verfolgen.

### Hornblendegrünschiefer.

Es ist eine häufig zu beobachtende und unter anderen von Gumbel betonte Tatsache, daß die Hornblende der Amphibolite um so dunklere Farben aufweist, je älter oder je höher metamorph die Schichten sind, in denen die Amphibolite aufsetzen. Zum Unterschiede von den schwarzen, typischen Amphiboliten, die an der Grenze zum Glimmerschiefer auftreten, bezeichne ich die Hornblendeschiefer, welche im Phyllitgebiete in der Regel in engster Verknüpfung mit Grünschiefern vorkommen, als Hornblendegrünschiefer. Nach Kalkowsky (Lithologic) sind Hornblendegrünschiefer solche Grünschiefer, in denen unter den farbigen Gemengteilen die Hornblende vorherrscht. Neben dieser finden sich auch die übrigen Gemengteile der Grünschiefer, insbesondere häufig kleine Epidotkörner, ferner größere, dicke, undeutlich prismatische, stark rissige Zoisite mit der anormalen, allerwärts bei den Grünschiefern zu bemerkenden Doppelbrechung. Kleine, scharenweise auftretende Titanitkörnerchen sind wohl auf einen ursprünglichen Gehalt an Titan-eisen zurückzuführen, von dem sich noch Reste in Gestalt von Titanomorphit vorfinden. Quarz und Plagioklas bilden wie in den Grünschiefern ein Mosaik. Chlorit ist selten und in geringer Menge vorhanden. Ein beim Bau der neuen Straße Michovy—Lom gewonnener sehr dichter Hornblendeschiefer enthält statt des Chlorits lichtbraunen Biotit. Die Hornblende weist nur lichte Farben auf. Sie ist deutlich pleochroitisch,  $a$  sehr lichtgelblichgrün,  $b$  und  $c$  hellgrün, oft mit einem Stich ins Bläuliche. Die Auslöschungsschiefe, auf der Symmetrieebene gemessen, beträgt  $12^{\circ}$ , die Doppelbrechung ist mittels des Rabinets gemessen  $\gamma - \alpha = 0.026$ . In manchen Handstücken zeigt die Hornblende die Zerfaserung des Uralits.

Das Aussehen der Gesteine im Handstück ist ganz genau dasjenige der Hornblendeschiefer, wie sie beispielsweise in der Phyllitformation des Erzgebirges auftreten. Es sind deutlich schiefrige, feinkörnige Gesteine von grüner Farbe. Gewöhnlich sind sie linear texturiert, nur in seltenen Ausnahmen sind sie körnig. In diesem Falle bilden die Amphibole nicht schlanke Säulen, wie sie den nematoblastischen Typen eigentümlich sind, sondern dicke, kurze Säulen, die ausgefaserte Enden aufweisen und wirr durcheinander liegen.

Das Korn ist verschieden groß, es sinkt von mittlerer Größe, welche die gewöhnliche ist, auf diejenige sehr feinkörniger bis dichter Gesteine herunter. Hier und da bemerkt man in solchen dichten und sehr dunkel gefärbten Gesteinen quer zur Schieferung stehende Chloritporphyroblasten. U. d. M. gewahrt man, daß in der Richtung der Schieferung liegende Strähne von kleinen Erzpartikelchen unverändert durch diese Porphyroblasten hindurchziehen. Solche Gesteine, die im Habitus ganz an die bekannten Ottrelitschiefer er-

innern, findet man bei Böhmis ch-Čerma westlich vom Kohouti Kopec in dem Seitentälchen nordwestlich Kote 601 der Spezialkarte. Ähnliche, jedoch weniger charakteristische, sehr feinkörnige Aktinolithschiefer liegen am Wege Böhmis ch-Čerma—Borowa, vor der erwähnten Kote. Ein richtungslos körniges Hornblendegestein mit analogen Chloritporphyroblasten ist nordwestlich vom Kohouti Kopec an der Reichsgrenze zwischen Kote 564 und Grenzstein II (Karte 1 : 25000) zu finden.

Im übrigen zeigen die Hornblendegrünschiefer in der Struktur manche Anklänge an die Grünschiefer, mit denen sie im Konnex stehen. Durch Zunahme des Plagioklas- und Quarzgehaltes und völliges Verschwinden von Epidot und Zoisit gehen sie in Hornblendegneis über, wie solcher am Wege Böhmis ch-Čerma—Grenzstein II (nördlich Kohouti Kopec), vor der Krümmung ansteht, mit der der Weg sich ins Tal hinabsenkt. Auch im westlichen Teile von Plaßnitz und beim Forsthause Michovy sind Hornblendegneise anzutreffen.

Die Verbreitung der Hornblendegrünschiefer ist aus der geologischen Karte zu ersehen, so daß es genügt, hier darauf hinzuweisen, daß Hornblendegrünschiefer sowohl in dem Grünschieferzuge östlich von Slavonov, wie in demjenigen, der von Böhmis ch-Čerma über Borowa, Dlouhei nach Sneznei streicht, linsenförmige Einlagerungen bildet. An der Grenze von Phyllit und phyllitähnlichem Grünschiefer tritt der Hornblendegrünschiefer in einem mehrere hundert Meter breiten, von Polom über das untere Ende von Sattel, dann über das Westende von Plaßnitz, westlich am Spitzberge vorüberstreichenden Zuge auf. Unterhalb Sattel und nahe dem Jägerhause Michovy liegen auch im Phyllit schmale Züge hieher gehöriger Gesteine. Je mehr man gegen Ost, also gegen das Verbreitungsgebiet des Glimmerschiefers vorschreitet, um so mehr macht sich an Hornblendegrünschiefer eine schwarzgrüne Gesteinsfarbe bemerkbar, die durch kräftiger gefärbte Hornblende hervorgerufen wird. Die Mehrzahl der unter der Bezeichnung Hornblendegrünschiefer zusammengefaßten Gesteine können unbedenklich als Hornblendeschiefer angesprochen werden, wenn man diesen Namen nicht auf ausschließlich aus Hornblende, sondern auch auf die weit häufigeren, zugleich Quarz und Feldspat enthaltenden Typen anwendet. Ich wiederhole, daß es namentlich das geologisch gesonderte Auftreten dieser Gesteine war, was mich bewog sie als Hornblendegrünschiefer von den gleich zu erwähnenden Amphiboliten zu trennen. Freilich gesellt sich zu diesem gesonderten Auftreten auch ein petrographisches Merkmal. Der Amphibol der Hornblendegrünschiefer, die unseren Amphiboliten habituell am nächsten stehen, ist eine uralitähnliche Hornblende, während die Amphibolite die gewöhnliche grüne Hornblende führen.

Dichte, grüne Hornblendegrünschiefer findet man beispielsweise in Borowa bei der Schule, sowie in dem kleinen Steinbruch (Kote 481 der Karte 1 : 25000) am Wege Slavonov—Bidlo, sowie endlich auch nördlich vom Westende von Bohdaschin in den Feldern anstehend. Dichte, feinschiefrige Gesteine mit dunkler Hornblende

streichen östlich Sattel am Waldrande nördlich Kote 723 oder auch bei Borowa, südwestlich vom Kohouti Kopec, in dem Tälchen östlich 601 und nördlich 616 (1:25000) aus. Dunklere Schiefer von mittlerem Korn, die ganz den Habitus von Amphiboliten tragen, stehen auf der Höhe nördlich Sneznej bei Kote 638, sowie im Walde östlich vom Čihadlo-Berge, ferner an der Straße Gießhübel—Neu-Hradek bei dem einzelnen Hause an der Biegung südlich Dlouhei, dann zwischen Böhmisches-Cerma und Borowa am Wege, der längs des Waldrandes führt und zwar dort, wo er sich nahe der Waldecke in eine Mulde senkt u. a. O. an.

### Amphibolith.

Ich habe schon beim Hornblendegrünschiefer auf die Unterschiede hingewiesen, die zwischen diesem und dem Amphibolith bestehen: das geologische Auftreten und das Vorhandensein einer anderen, uralitähnlichen Hornblende.

Der Amphibolit bildet schwarzgrüne, im Volke Eisenstein genannte Gesteine von grobem Korn. Die Hornblende, Erz und ein auf den Schichtflächen liegender, wahrscheinlich sekundärer Biotit sind schon mit freiem Auge wahrnehmbar. Daneben tritt in mehr oder weniger großer Menge ein weißer, feldspatähnlicher, feinkörniger bis dichter Bestandteil auf, der u. d. M. als Gemenge von Plagioklas, Quarz, Zoisit und Epidot zu erkennen ist.

Die Hornblende bildet dicksäulenförmige Körner. Sie besitzt kräftiggrüne Farben und deutlichen Pleochroismus: *a* sehr lichtgelblichgrün, *b* lichtgrün, *c* grün. Selten spielen die grünen Farbtöne etwas ins Blaue. Die Doppelbrechung, mittels des Babinets bestimmt, ist  $\gamma - \alpha = 0.025$ . Die Auslöschungsschiefe *c*:*c* wurde mit 12° und 13° gemessen.

Der Plagioklas ist selten nach dem Albitgesetz verzwillingt und weist dann nur kleine Auslöschungsschiefen auf. Meist bildet er zusammen mit dem Quarz, Zoisit und Epidot ein Mosaik klarer Körner. Durch Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz, in der von Becke angegebenen Weise, wurde der Plagioklas als saurer Oligoklas bestimmt, es war  $\varepsilon > \alpha'$ ,  $\omega \leq \gamma'$  und  $\varepsilon > \gamma'$ ,  $\omega > \alpha'$ .

Akzessorische Bestandteile sind Titanit, Granat, Ilmenit und Biotit. Außer kleinen Titanitkörnchen treten in manchen Gesteinen noch größere Titanitkörner von kräftig gelber Farbe auf. Meist umgibt sie ein anscheinend ebenfalls aus Titanit bestehender Saum von weißem Leukoxen, der wechselnde Breite besitzt. In einzelnen Handstücken aber weisen diese gelben Titanite einen doppelten Saum auf, nämlich einen inneren, der aus opakem Erz (Ilmenit) gebildet wird und einen äußeren, aus Leukoxen bestehenden Saum.

Farbloser Granat ist nur in manchen Proben vorhanden und ist zuweilen auf einem Netz von Sprüngen in Chlorit umgewandelt. Auch der Biotit tritt nur in einzelnen Gesteinen und in nur geringer Menge auf. Er weist nur lichtbraune Farbtöne auf.

Hinsichtlich des Mengenverhältnisses der weißen zu den farbigen Gemengteilen bestehen alle Übergänge vom reinen, granat-

führenden Hornblendeschiefer zu epidotischen Zoisit-amphiboliten. Auch die Textur ist sehr wechselnd und zeigt alle Übergänge von ziemlich feinschiefrigen zu grobfaserigen Typen, bei denen sich breite weiße Strähne um dunkelgrüne, nur aus Hornblende bestehende Linsen und Flatschen ziehen. Die Amphibolite wiederholen alle die mannigfachen Struktur- und Texturformen der Grünschiefer.

Obwohl sie aber durchwegs Kristallisationsschieferung aufweisen, sind an manchen faserigen Typen die Spuren ehemaliger Kataklase unverkennbar. Um einzelne, etwas größere Bruchstücke von Hornblende, um größere, eckige Plagioklasfragmente zwingen sich Strähne des Grundgewebes.

In diesen Feldspatfragmenten liegen wohlbegrenzte Kriställchen von Hornblende, Zoisit und Plagioklas. Die Hornblende erinnert manchmal an diejenige des Gabbros von Deschney: größere Körner derselben weisen nicht selten einen stark bestäubten Kern auf. Mitunter erkennt man, daß ein einheitliches Korn eine dünne äußere Zone besitzt, die einen minimalen Unterschied in der Färbung aufweist, die aber daran leicht zu erkennen ist, daß ihr die zahlreichen ovalen, in der Richtung der *c*-Achse liegenden Einschlüsse (Titanit, Plagioklas, auch Quarz?) fehlen. Es ist das ein Anwachsraum, der an die Smaragditsäume im Deschneyer Gabbro erinnert. Daß der Amphibolit von gabbroiden, dem Deschneyer Gabbro ähnlichen Gesteinen abzuleiten ist, wird endlich noch dadurch wahrscheinlich gemacht, daß in grobfaserigen Typen vereinzelt Hornblenden zu finden sind, die noch Reste der Ophitstruktur aufweisen. Einheitlich auslöschende, große Hornblenden sind von schmalen Leisten zerschnitten, innerhalb deren Plagioklas, Quarz und Zoisit ein körniges Grundgewebe bilden.

Bezüglich der Verbreitung des Amphibolites wurde schon mehrfach hervorgehoben, daß er sich an die Grenze von Phyllit und Glimmerschiefer hält, mit dem er am Pansker nördlich Gießhübel noch in Wechsellagerung steht. Im Amphibolit setzt der Granit von Cudowa mit seinen Injektionen auf. Wie schon die Beyrichsche Karte darstellt, scheint sich der Amphibolit in der Gegend von Deschney auszukeilen. Östlich von der Gabelmühle im Albatale fand ich ihn auf Blatt Kronstadt wieder und zwar als reinen Amphibolschiefer entwickelt. Dieser Teil des Adlergebirges, der auf Blatt Kronstadt liegt, harrt noch der geologischen Aufnahme, so daß ich den Amphibolit hier weiter zu studieren nicht Gelegenheit hatte. Ich will nur erwähnen, daß ganz in der Südwestecke des genannten Kartenblattes, zwischen der nach Padol führenden Straße und dem Albatale, bei Klein-Auerschin neben Grünschiefer auch ein Amphibolit vorkommt, der kleine weißliche Flecke enthält, die unter dem Mikroskop als umgewandelte Plagioklase zu erkennen sind. Es scheinen hier die Feldspateinsprenglinge eines Porphyrites vorzuliegen. In diesen Einsprenglingen sind reichlich grüne Hornblendenadeln vorhanden. Man erkennt aber, daß die Entstehung dieser mit einer Stoffzufuhr aus dem umgebenden Grundgewebe verbunden war, denn gar manche dieser

Nadeln sind von der Außenseite des ehemaligen Plagioklasindividuums in dieses hineingewachsen. Es kommt vor, daß unmittelbar am Rande oder vermittels eines dünnen Hornblendekristalls stielartig am Rande aufgewachsene Büschel feiner Hornblendenadeln in den Plagioklas hineinwachsen und sich nach dem Inneren zu divergierend ausbreiten. Noch schöner ist dies an manchen phyllitähnlichen Gesteinen zu beobachten, die Hornblende und Biotit als typomorphe Gemengteile führen und die dicht östlich von der Gabelmühle (Blatt Kronstadt) das Albatal entlang streichen.

### Körniger Amphibolit.

Richtungslos körnige Amphibolite, die in der Nähe des Deschneyer Gabbros auftreten, gehören zu den eigentümlichsten Gesteinen des Gebirges. Es sind dunkle Gesteine von mittlerem bis feinem Korn. Sie bestehen vorwiegend aus Plagioklas und Hornblende, nur einzelne kleine Quarzkörner sind außerdem in jedem Präparat zu finden. Epidot oder Zoisit sind nur in manchen Handstücken vorhanden. Das gleiche gilt für Chlorit und einen lichtbraunen Biotit, der nur seltene, kleine Schüppchen bildet. Häufiger sind Ilmenit, zuweilen mit Leukoxensaum und größere Titanitkriställchen.

Der Plagioklas, der in größeren, unregelmäßig begrenzten, häufig zwillingslamellierten Körnern mit der Hornblende ein ziemlich gleichkörniges Gefüge bildet, ist ein Oligoklasandesin. Schnitte, die zu *M* und *P* senkrecht waren, wiesen Auslöschungsschiefen von  $17^{\circ}$ ,  $18.5^{\circ}$  und  $19^{\circ}$  auf. Die braune Hornblende bildet kurzgedrungene Säulen, die in der Prismenzone meist sehr gut ausgebildet sind und die gegen einander und gegen den Plagioklas mehr oder weniger geradlinig und polygonal begrenzt sind. Bei deutlichem Pleochroismus sind die Farben doch nur wenig kräftig, *a* lichtgelblich bis fast farblos, *b* und *c* bräunlich oder schmutzigbräunlichgrün. Schnitte, die der Symmetrieebene noch nicht ganz parallel waren, zeigten  $14^{\circ}$  und  $15^{\circ}$  Auslöschung. An einem derartigen Schnitte wurde die Doppelbrechung mit 0.012 bestimmt. Wenn diese Zahl für  $\gamma - \alpha$  sicher zu klein ist, so zeigt sie doch, was auch aus den niedrigen Interferenzfarben hervorgeht, daß die Doppelbrechung dieser braunen Hornblende auffallend gering ist.

In der Mehrzahl der Präparate ist die braune Hornblende von mitunter breiten Säumen, grüner, smaragditähnlicher Hornblende umwachsen. Die braune Hornblende ist gegen diesen Saum scharf und einfach begrenzt. In der Prismenzone ergänzt die grüne Hornblende oft die Kristallform, an den Enden ragt sie in kurzen Nadeln hervor. Auch um einzelne Erzpartikelchen haben sich kleine, divergentstrahlige Säume solcher Hornblende angesiedelt. Endlich finden sich als Seltenheit auch rundliche Anhäufungen eines farblosen Chlorits, die ebenfalls von einem derartigen Saume umgeben sind. Diese letzteren Gebilde erinnern lebhaft an die Pilitpseudomorphosen des Gabbros von Deschney.

Auffallend ist ein im Handstück gleichmäßiges und feinkörniges Gestein, das unter dem Mikroskop einen lagenweisen Wechsel von Schichten verschiedener Zusammensetzung erkennen läßt. Einzelne Lagen bestehen fast nur aus brauner Hornblende, in anderen herrscht der Plagioklas, zuweilen tritt neben ihm noch lichtgrüne Hornblende auf. Auch der Zoisit wiegt in einzelnen Bändern vor. Erinnern wir uns, daß sich im Plagioklas mancher Grünschiefer Hornblende und Zoisitkriställchen bildeten, so erscheint es als wahrscheinlich, daß hier eine granoblastische Umformung eines ursprünglich flaserigen, grünschieferähnlichen Gesteines vorliegt.

Die Verbreitung dieser körnigen Amphibolite beschränkt sich nur auf die nächste Umgebung des Deschneyer Gabbros. Am leichtesten findet man das Gestein in zahlreichen Blöcken auf der südlichsten, die Höhenkote 833 tragenden Kuppe des Deschneyer Spitzberges. Auch östlich von diesem Orte liegen bei der Feldenkclave im Walde, in der ein Haus steht (Blatt Kronstadt südlich 816), zahlreiche Brocken solcher Gesteine. Im übrigen kann hinsichtlich des Vorkommens dieser Amphibolite auf die Kartenskizze vom Deschneyer Spitzberge (Fig. 4, pag. 452) verwiesen werden.

### Melaphyr.

Im Schiefergebiete existieren nur zwei, ganz kleine Vorkommnisse von Melaphyr, welche stark zersetzte schokoladebraune Mandelsteine bergen. Mikroskopisch habe ich dieselben, wegen der weit vorgeschrittenen Zersetzung, nicht untersucht. Ich verweise deshalb auf die von Hinterlechner<sup>1)</sup> an ganz analogen Gesteinen gemachten Wahrnehmungen.

### Erze.

Schon oben (pag. 442) erwähnte ich das sporadische Vorkommen unreiner Eisenerze und eisenschüssiger Phyllite. Sie dürften wohl dünne Kluftausfüllungen, Gänge und Imprägnationen darstellen, wie sie beim Eisenbahnbau Lewin-Reinerz wiederholt sehr schön aufgeschlossen wurden.

Von dem alten Roteisensteinbergbau bei Dobrey sind nur mehr unbedeutende Halden sichtbar, auf denen man von Erz imprägnierte, quarzige Gangart und Schiefer auflesen kann. Ich konnte keinerlei neue Daten über diese Erzvorkommnisse erheben und muß mich deshalb darauf beschränken auf die eingehenderen diesbezüglichen Mitteilungen H. Wolfs<sup>2)</sup> zu verweisen. Ich wiederhole aus seinen Angaben nur, daß das Lager in einem Falle mit 14 Zoll, in einem anderen mit 4 Fuß Stärke angefahren worden sein soll.

Von den Roteisensteinfunden, die Wolf von Hlinei, Woschetnitz und Hluky erwähnt, ist heute ebensowenig etwas zu sehen, wie von dem Brauneisenstein, den er von Rowney nennt.

<sup>1)</sup> L. c. pag. 600.

<sup>2)</sup> L. c. pag. 482.

Im Orte Gießhübel wurde einst Eisen verschmolzen, wie die Schlacken andeuten, welche dort gefunden werden. Woher das Erz stammte, daran kann sich niemand erinnern. Es wäre ja denkbar, daß im Amphibolit Magneteisenerz erschürft worden war. Vielleicht auch hat man in der Nähe der Schnappe Eisenerz gefunden, denn hier bemerkte ich rote, eisenschüssige Glimmerschiefer. Schließlich können solche arme Erzvorkommnisse, wie sie bei Lewin in der Nähe der Granitinjektionen aufgeschlossen sind, auch hier bei Gießhübel vorhanden sein. Von alten Pingen oder Stollen ist mir nichts bekannt geworden.

Das Aufsetzen von Kupfererzen (Malachit und Kupferglanz) in den Klüften des Granitporphyrs von Bielowes beschrieb ich schon bei anderer Gelegenheit<sup>1)</sup>. In neuerer Zeit scheinen hier etwas bessere Funde gemacht worden zu sein, denn Rosický<sup>2)</sup> erwähnt, daß er bis 10 cm dicke Erzstücke erhalten habe. Genannter Autor fand hier auch noch Cuprit, Tirolit und Olivenit, von welchen Mineralen ich die beiden ersten inzwischen ebenfalls dort gesammelt habe.

Zersetzten Phyllit mit Malachit fand ich auch im Dorfe Ohnischov an einer Böschung am Bache unweit der Kirche.

### Rückblick auf die geologischen Verhältnisse der kristallinen Schiefer.

Nachdem in den vorangehenden beiden Kapiteln die Einzelbeobachtungen angeführt wurden, erübrigt sich noch das wichtigste dieser Beobachtungen kurz zusammenzufassen und daraus die sich ergebenden Schlüsse abzuleiten, zu gleicher Zeit aber auch die Abschweifungen in die von mir nicht kartierten Nachbargebiete zu machen, die notwendig sind, um das im Detail behandelte Gebiet richtig zu beurteilen.

Im Zentrum des Adlergebirges treten Gneise auf, von denen flaserige oder gestreckte Gneise, wie sie bei Hinterwinkel oder bei der Eisenschmelze nächst Reinerz gefunden werden, sicherlich als Orthogneise gelten müssen. Es ist das der „rote Gneis“ H. Wolfs, den schon dieser Autor als einen, den Zentralgneisen der Alpen analogen, Eruptivgneis auffaßte<sup>3)</sup>. Wolf hat auch bereits beobachtet, daß in diesem roten Gneis Einschaltungen von grauem Gneis, Glimmerschiefer und Kalk auftreten.

Gegen West abfallend, legt sich an die zentrale Gneiszone ein breiter Mantel von Glimmerschiefer und auf diesen ein noch breiterer Mantel von phyllitischen Gesteinen. Wir sahen, daß der östliche Teil des Phyllitgebietes aus Biotitphyllit, der westlichste, bei Neustadt unter der Kreide verschwindende Teil aber aus Serizitphyllit besteht.

<sup>1)</sup> Die Mineralquellen bei Nachod und Cudova, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 471; vergl. auch Verb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, Nr. 13: Über permissche Kupfererze Nordostböhmens.

<sup>2)</sup> Bull. intern. ac. d. sc. de Bohême 1906.

<sup>3)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, pag. 471.

Die Grenze zwischen beiden Phyllitarten ist unscharf. Das Einfallen aller Schiefergesteine ist, von geringfügigen Ausnahmen abgesehen, gegen West gerichtet. Im Phyllit treten mannigfache Einlagerungen auf. Von den breiten Grünschieferzügen wollen wir zunächst noch absehen. Diese, dem Schichtenstreichen des Phyllits parallelen Einlagerungen bestehen aus Serizitquarzit, Biotitquarzit, Graphitschiefer, Diabasschiefer, Uralitdiabas, Chloritschiefer, Hornblendegrünschiefer, phyllitähnlichem Aktinolith-Chloritschiefer und Grünschiefern mit Kataklaststruktur, also eine Mannigfaltigkeit von Grünschiefern, von denen ein Teil nachweislich auf Diabase zurückzuführen ist, daneben gewiß aber auch Gesteine von sedimentärem Ursprung. Als zu kristallinen Schiefen umgewandelte Sedimente sind die Phyllite zu betrachten, da in ihnen klastische Reliktstrukturen nachzuweisen sind.

Wenn nun auch Glimmerschiefer und Phyllit als eine mächtige, gleichsinnig einfallende Schichtfolge erscheinen, ist es doch möglich, daß sie ein vielleicht vielfach, aber wesentlich monoklinal gefaltetes Schichtensystem darstellen, daß also die gewaltige, nach Kilometern messende Mächtigkeit eine nur scheinbare, durch Wiederholung derselben Schichten bedingte ist. Anhaltspunkte für oder wider diese Annahme konnten nicht gefunden werden. Es muß also die bloße Möglichkeit eines derartigen Verhältnisses zugestanden werden.

Die Hauptmasse des Phyllites ist Biotitphyllit und die Hauptmasse des Glimmerschiefers ist Zweiglimmerschiefer. Beide sind sedimentogene, magnesiahaltige Gesteine. Wir dürfen sie aber doch nicht bloß als verschiedene Metamorphosierungsstadien ein und desselben Schichtensystems betrachten. Im Phyllitgebiete finden wir zahlreiche Einschaltungen von Grünschiefern, aber keinen Kalk. Umgekehrt sind im Glimmerschiefergebiete Grünschiefer fehlend oder äußerst selten<sup>1)</sup>, dahingegen sind Einlagerungen von Kalk und Cipollin häufig. Es besteht also eine ursprüngliche Verschiedenheit zwischen den uns heute als Glimmerschiefer und als Phyllit erscheinenden Gesteinszonen und so sind wir berechtigt, hier von einer Glimmerschiefer- und von einer Phyllitformation zu sprechen.

Außer den schon erwähnten Einlagerungen treten in der Phyllitformation breite Züge von Grünschiefern auf, die plötzlich abbrechen scheinen. Wir verfolgten einen solchen Zug am Ostrand der Granitmasse von Čerma bis nach Snežni. Ein zweiter setzt südlich Mezles ein und verschwindet unter der Kreide zwischen Ohnišchov und Wall. Ein neuer solcher Zug stellt sich zwischen Ohnišchov und Janov ein und streicht gegen Süden. Bei Bacetin verbreitert er sich außerordentlich gegen Ost. Allerdings haben dort die Schiefer eine andere Lagerung als gewöhnlich. Der Phyllit streicht O—W bis NO—SW und fällt nach Süd unter den Grünschiefer ein. Weiter im Osten aber, stellt sich das generelle NS-Streichen der Schiefer wieder ein. Es ist am Phyllit wie am Grünschiefer wahrzunehmen. Aber trotzdem greift der Grünschiefer bei Chmelist

<sup>1)</sup> Hier und da, aber nur ganz selten, bemerkte ich Einschaltungen von Chloritschiefer.

und Lom weit nach Ost über. Er greift mit einer über Michovy nach Nordost verlaufenden Zunge noch weiter in das Gebiet des Phyllites ein, obwohl dicht daneben im Albatal der Phyllit O—W-Streichen erkennen läßt. Diese Verbreitung der Gesteine spricht dafür, daß in dem großen Grünschieferareale eine eigene Gesteinsserie, eine Grünschieferformation vorliegt, die diskordant zur Phyllitformation liegt. Man vergleiche die alles Detail vernachlässigende Karte der Tafelbeilage. Der breite Grünschieferzug zwischen Ohnischov und Bistrey steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem weiten Grünschieferareale von Dobrey. Er ist als eine schmalere Einfaltung dieser sich im Süden deckenartig ausbreitenden Grünschieferformation aufzufassen. In gleicher Weise betrachte ich auch die anderen Grünschieferzüge als solche Einfaltungen.

Eine weitere solche Einfaltung wäre der Zug von Grünschiefern, der an der Grenze von Glimmerschiefer und Phyllit aufsetzt und über Sattel nach Deschney streicht. Der Grünschiefer und der in Verbindung mit ihm auftretende Amphibolit enden anscheinend ebenfalls unvermittelt bei Deschney. (Ich habe nicht Gelegenheit gefunden, dieses Ende näher zu untersuchen.)

Ein Analogon zu den Grünschieferfaltungen im Phyllit stellen vielleicht die Phyllite im Grünschiefer dar, wie solche bei Dobrey und bei Woschetnitz in der Karte verzeichnet wurden.

Für solche Einfaltungen, gar wenn sie Schichten betreffen, die zueinander im Verhältnis diskordanter Auflagerung stehen, ist das unvermittelte Enden durchaus nicht verwunderlich, ja im Gegenteil leicht zu verstehen. Ich kann aber doch eine Erörterung der Frage nicht außer acht lassen, ob hierbei nicht auch Verwerfungen in Betracht kommen können. Den Grünschieferzug Mezles—Wanovka etwa als ein verworfenes Bindeglied der bei Sneznei und zwischen Ohnischov und Janov endenden Grünschieferzüge aufzufassen, geht nicht an. Für das Nordende der Grünschiefer bei Mezles läßt sich kein Bruch auffinden. Dahingegen ist es doch auffallend, daß das unter der Kreide verborgene Südende dieses Zuges, ferner das Nordende zwischen Ohnischov und Janov und endlich das Südende bei Sneznei auf einer NO—SW verlaufenden Linie liegen. Eine Querstörung mit einer Verschiebung um beiläufig 3 km könnte die beiden nördlichen Grünschieferzüge von den beiden südlichen abgetrennt haben. Es ist auffallend, daß gerade auf dieser Linie am Phyllit bei Sneznei und Hinter-Pollom eine von der Umgebung abweichende Lagerung vorhanden ist. Man könnte das nach NO—SW gehende Streichen mit seinem nach NW gerichteten Fallen als die Folge einer Schleppung an dem gewaltigen Bruche oder vielleicht als eine hier auftretende Transversalschieferung auffassen. Man könnte weiter zugunsten der Annahme eines solchen Bruches darauf hinweisen, daß der bei Sneznei endende Grünschieferzug im wesentlichen aus phyllitähnlichen Aktinolith-Chlorit-schiefern besteht, an deren Westseite Hornblendegrünschiefer auftreten und daß der Grünschieferzug zwischen Pollom—Sattel und Deschney dieselbe Zusammensetzung hat. Auch das wäre zu be-

merken, daß man zwischen Bohdaschin, Wanovka und Wall sowohl, wie zwischen Ohnischov und Bistrey—Janov viel flaserigen Amphibol-Zoisitschiefer antrifft.

Eine derartige NO—SW verlaufende Querstörung würde im Rahmen des hier erörterten Gebietes gar nicht ohne Analogon sein. Ich verweise hier auf die wahrscheinlich auf einen NO—SW-Bruch zurückführende Verschiebung im Gabbro des Deschneyer Spitzberges, die schon oben (pag. 453) besprochen wurde und erwähne auch, daß ich diese für das Gebiet ungewöhnlich erscheinende Bruchrichtung auch an den postkretazischen Brüchen der Adersbach-Wekelsdorfer Mulde feststellen konnte.

Trotzdem also eine Anzahl gewichtiger Gründe für die Annahme einer alten, sehr bedeutenden, über Sneznei streichenden, NO—SW verlaufenden Querstörung sprechen, muß ich die Frage nach der Existenz dieses Bruches zum mindesten offen lassen, eher aber verneinen. Der über Sattel nach Pollom streichende Grünschieferzug verschwindet dort unter dem Oberrotliegenden. Es läßt sich also nicht sagen, ob er dort endet, wie es die Annahme eines solchen Bruches erfordern würde. Zwischen diesem Grünschieferzuge und dem Glimmerschiefer lagert der Amphibolit, in dem die Cudo-waer Granitmasse aufsetzt.

Die Grenzen dieser Gesteine zeigen nichts von einer Verschiebung, wie sie einem derartig gewaltigen Bruche entsprechen müßte. Man kann aber doch schwerlich annehmen, daß ein solcher Bruch, der sich der veränderten Streichrichtung der Gesteine nach bis in den Hornblendegrünschiefer von Pollom hinein verfolgen läßt, hier plötzlich ganz endet. Man müßte geradezu eine unvermittelte Richtungsänderung, ein Umspringen in einen streichenden Bruch annehmen, welcher infolge der Rotliegendbedeckung der Beobachtung entzogen ist. Gerade der Umstand, daß sich der Amphibolit von Pollom unbeirrt gegen N fortsetzt, spricht mir dafür, daß das gleiche auch beim Grünschiefer der Fall ist, denn der Amphibolit scheint mir seiner Entstehung nach untrennbar mit dem Grünschiefer verbunden werden zu müssen. Er wiederholt alle die mannigfachen Strukturformen dieses letzteren und scheint nur eine andere Umwandlungsstufe derselben Gesteinsserie zu verkörpern.

Noch eine andere Tatsache nimmt auf die hier erörterte Frage Bezug. Auf dem Wege von Janov nach Ohnischov, der über Phyllit führt, trifft man bei Kote 518 (1:25.000) eine Einlagerung von Graphitschiefer. Dem Schichtenstreichen nach dieser genau entsprechend, findet man 500 m südlich davon auf dem Höhenrücken wiederum Graphitschiefer, der aber schon in dem Grünschieferzuge liegt. Im Tale zwischen diesen beiden Fundpunkten müßte der Graphitschiefer bei der Mühle durchziehen. Hier konnte ich ihn nicht nachweisen. Sollten beide Graphitvorkommnisse unzweifelhaft in Zusammenhang gebracht werden können, so würde dies nicht nur gegen die Annahme einer Verwerfung sprechen, es würde auch die Erklärung des Grünschieferzuges als eine Einfaltung im Phyllit sehr erschweren. Allerdings müßte unter anderem gleichzeitig der Nach-

weis erbracht werden, daß der Graphit sedimentärer Herkunft sei. Klarheit über alle die Fragen kann nur eine speziellere Kartierung schaffen, als durchzuführen es mir die Zeit erlaubte.

Das Alter der Grünschieferformation im Vergleich zu dem der Phyllitformation festzustellen, ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse in einwandfreier Weise nicht möglich. Wohl sahen wir, daß bei Böhmischemerma der Biotitphyllit im Osten und Westen gegen den Grünschiefer einfällt, wir sahen, daß bei Ohnischov und Bacetin derselbe Phyllit nach Ost gegen den Grünschiefer einfällt. Auch bei Kounov und im Albatale fallen die Phyllite unter die Grünschiefer. Wir können aber bei Slavonov, bei Rzy, bei Sneznej u. a. O. genug Punkte mit der umgekehrten Lagerungsart finden und sonach wäre es ebenso gut denkbar, daß die Grünschieferzüge in den Phyllit eingesenkte, jüngere Mulden bilden, wie es denkbar wäre, daß sie Aufbrüche älterer Gesteine bilden. Die Gesteine der Grünschieferformation lassen aber einen geringeren Grad der Metamorphose und geringeren Grad der Faltung erkennen als diejenigen der Phyllitformation.

Zur Stützung dieser Anschauung verweise ich auf den tonschieferähnlichen Phyllit von Hlinei mit seiner flachen Lagerung, ich verweise auf die schwarzen und dunkelbraunen und grünen Tonschiefer, die zwischen Dobrey und Lhota dem Grünschiefer eingelagert sind und auf den geringeren Grad von Faltung, den diese Grünschiefer der dortigen Gegend erkennen lassen (zum Beispiel an den Aufschlüssen im ganzen Goldbachtale von Kounov bis Polom und bis Podbrezi, ferner denjenigen bei Zivina und Hlinei). Wohl zeigen fast alle Grünschiefer die Spuren weitgehender Umwandlung. Aber man darf eben nicht den Grünschiefer mit dem Phyllit auf den Grad der Gesteinsumwandlung vergleichen, man muß vielmehr den Vergleich auf gleichartige Gesteine beschränken. Man vergleiche den Tonschiefer der Grünschieferformation mit dem Biotitphyllit und dem Serizitphyllit, den grauackonähnlichen Satteler Quarzit mit dem Biotitquarzit und Serizitquarzit. Zwischen den kleinen Einlagerungen von Grünschiefern des Phyllitgebietes und den Grünschiefern des weiten Grünschieferareales sind durchgehende Unterschiede nicht zu bemerken. Wenn aber die Grünschiefer, wie ich oben (pag. 494) hervorhob, im Gegenteil häufig den Übergang zu einem höheren Grad der Metamorphose als die Phyllite erkennen lassen, so braucht das nicht dafür zu sprechen, daß die ganze Grünschieferformation in einer tieferen Umwandlungszone oder stärker wirkenden metamorphosierenden Agenzien ausgesetzt war als die Phyllitformation, denn überall in gefalteten Gebirgen bemerkt man, daß die basischen Eruptivgesteine, also das Urmaterial der Grünschiefer, viel labiler, also leichter umwandelbar sind als klastische Gesteine.

Die aufmerksame Lektüre der beiden ersten Kapitel dürfte aber zeigen, daß zudem noch ein beachtenswerter Unterschied besteht in der Zusammensetzung der eingefalteten Grünschieferzüge im Norden und dem breit ausgedehnten Grünschieferareale im Südtile des von mir aufgenommenen Kartenblattes. Dort findet man viel mehr

Linear- und Flasertextur als hier im Süden. In den Grünschieferzügen herrscht die Kristallisationsschieferung. Sie waren weitergehender Metamorphosierung ausgesetzt als das weite Grünschieferareal im Süden. Dies entspricht aber auch den Lagerungsverhältnissen, unter denen uns heute diese Schieferzüge erscheinen.

Der Gesteinszusammensetzung nach ist die Grünschieferformation überaus mannigfaltig. Ich unterschied: Dobreyer Grünschiefer, Grünschiefer mit Kataklasstruktur, Aktinolithschiefer, faserige Zoisit-Aktinolithschiefer, phyllitähnliche Zoisit-Chloritschiefer und Hornblendegrünschiefer. Nur in selteneren Fällen war es möglich, einzelne dieser Typen in der Karte auszuscheiden. Die im ersten Kapitel gegebenen Profile und Beschreibungen zeigten, daß diese Gesteine in so vielfachem und raschem Wechsel aufeinanderfolgen, daß die Karte meist nur den Sammelbegriff Grünschiefer enthalten kann. Ich erwähnte ebenfalls früher schon, daß ich leider nicht über die chemischen Untersuchungen verfüge, die notwendig sind, um zu entscheiden, ob in den Grünschiefern außer Eruptivgesteinen auch noch umgewandelte Sedimente (Tuffe) stecken. Diabas und Diabasporphyrit waren unter den Grünschiefern nachweisbar. Es wäre aber sehr wohl denkbar, daß die mit diesen körnigen Gesteinen wechselnden, phyllitähnlichen Schiefer auf Schalsteine zurückzuführen wären. Ich muß hervorheben, daß Kalzitklüfte, die oft zu bemerken sind, auf einen ansehnlichen Kalkgehalt schließen lassen und daß die zweifellose Einlagerung der schwarzen und grünen Tonschiefer zwischen die umgewandelten Eruptivmassen auch ein Beweis für das Vorhandensein von Sedimenten ist.

Ohne die Konstatierung dieser Sedimenteinlagerungen und ohne die Konstatierung der Effusivgesteine wäre es naheliegend, in der Grünschieferformation eine mächtige, in die umgebenden Phyllite eingreifende, geschieferte Eruptivmasse eines gabbroiden Tiefengesteines zu suchen, wodurch die Diskordanz zwischen Phyllit und Grünschiefer leicht aufgeklärt wäre.

Da die oben angeführte Analyse des Grünschiefers von Plaßnitz auf einen Gabbro hinweist, da zweifellos auf Gabbro zurückzuführende Grünschiefer bei Hlinei, bei Bohdaschin und zwischen Böhmisch-Cerma und Borowa angetroffen wurden, muß allerdings auch zugegeben werden, daß neben Effusivgesteinen und Sedimenten auch Tiefengesteine in der Grünschieferformation enthalten sind.

Ich rekapituliere aus den voranstehenden Auseinandersetzungen: Die diskordant zur Phyllitformation liegende Grünschieferformation entstand aus Sedimenten (Tonschiefer, Quarzit, tonschieferähnlichem Phyllit), Effusivgesteinen (Diabas und Diabasporphyrit) und Tiefengesteinen (Gabbro). In dem ausgedehnten Grünschieferareale im Südteile des Kartenblattes Josefstadt-Nachod läßt die Grünschieferformation geringere Faltung und geringere Metamorphose ihrer klastischen Einlagerungen erkennen als die Phyllit-

formation. Die Grünschieferformation ist also wahrscheinlich jünger als die Phyllitformation. Die nach N ins Gebiet des Biotitphyllits eingreifenden Grünschieferzüge scheinen Einfaltungen der Grünschieferformation zu sein. An diesen Einfaltungen macht sich häufig Kristallisationsschieferung bemerkbar.

Drei bedeutendere Eruptivmassen sind im Gebiete vorhanden: der Granit von Böhmischemerma, der von Cudowa und der Gabbro von Deschney. Letzterer bildet einen Gangstock, der die Grünschiefer durchsetzt. Da er nur geringe Spuren von Beeinflussung durch Gebirgsdruck erkennen läßt, muß er nach Abschluß der Faltung der Grünschieferformation hervorgezungen sein.

Die Granitmasse von Čerma ist im Westen durch eine Verwerfung begrenzt. Im Süden bei Neu-Hradek fällt der Granitflach unter den Phyllit ein. Auch dort, wo dieser in Primärkontakt mit dem Granite steht, zeigt er nur ganz geringe Metamorphose. In der Umgebung der Granitmasse setzen Gänge von Granitporphyr auf, die zum Granit gehören. Das Alter der Eruption ist unbekannt. Gerölle von Granit und Granitporphyr sind im Oberrotliegenden vorhanden.

Die Granitmasse von Cudowa injiziert die sie umgebenden Schiefergesteine. Namentlich der Amphibolit enthält eine Menge von dünnen und dickeren granitischen Injektionen (vergl. Profil pag. 449), welche die mannigfachsten strukturellen Abänderungen erkennen lassen.

Auch der Amphibolit (viel Zoisitamphibolit) ist wenigstens zum Teil auf einen Gabbro zurückzuführen, denn er ist wiederholt faserig und dabei grob- bis großkörnig und zeigt dabei Reste von Ophitstruktur. Da der Amphibolit die mannigfaltigen textuellen und strukturellen Abänderungen des Grünschiefers wiederholt, da er dort (anscheinend auf Kosten des Grünschiefers) mächtig und breit entwickelt ist, wo der Granit noch mächtig ist und ihn in einer breiten Injektionszone durchschwärmt und da sich der Amphibolit mit Entfernung vom Granite auskeilt, habe ich lange erwogen, ob ich ihn nicht als ein Produkt des Eruptivkontaktes am Grünschiefer betrachten soll.

Es ist aber eine alte Erfahrung, daß die Amphibolite im Glimmerschiefer eine dunklere Farbe haben als diejenigen im Phyllit und die dunkle Farbe der Hornblende ist ja oft der einzige Unterschied zwischen dem, was ich Hornblendegrünschiefer und dem, was ich Amphibolit genannt habe. Nachdem sich der Amphibolit bei Deschney ausgekeilt hat, stellt sich solcher in derselben stratigraphischen Position, nämlich zwischen Glimmerschiefer und Phyllit, bei Hüttendorf wieder ein. Hier fand ich aber nichts von granitischen Injektionen. Und da dieser Amphibolit nach den geologischen Karten im Adlergebiete noch weithin streicht, ohne daß Granite neben ihm nachweisbar wären, halte ich es für richtiger den Amphibolit als Erzeugnis der Zone der Kristallisationsschieferung, in der der Glimmerschiefer entstanden zu denken ist, zu betrachten. Wenn ich auch oben hervorhob, daß die Glimmerschieferformation von Anfang an verschieden von der Phyllitformation war, so braucht des-

halb nicht bezweifelt zu werden, daß die Umwandlung zum Glimmerschiefer in einer anderen Tiefenzone erfolgt ist als diejenige zum Phyllit.

Was den Granit von Cudowa besonders interessant macht, ist, daß er eine Intrusion eines Magmas darstellt, das im Streichen des Adlergebirges noch wiederholt anzutreffen ist.

Schon die Granitmasse von Cudowa fügt sich, wenn auch nicht genau, als langgestreckter Gesteinszug in das Schichtenstreichen des Adlergebirges ein. Ihre Injektionen greifen noch weiter streichend gegen Süden vor. In derselben Position liegen die ganz ähnlichen Granite von Kunwald bei Rokitnitz und von Nekoř und Bredau bei Geiersberg. Auch bei ihnen herrscht die graue Farbe vor. Seltener sind rote Varietäten. Alle sind reich an Magnesiaglimmer, neben dem mitunter sich auch etwas Hornblende einstellt. Auch die neuerlich von Hinterlechner<sup>1)</sup> beschriebenen Granite von Lukawitz und Studanka können in Betracht kommen. Beyrich<sup>2)</sup> bezeichnet sie freilich als verschieden vom Granit von Cudowa und dies ist wegen des Gehaltes an Hornblende berechtigt. Auf jeden Fall liegen die zuletzt genannten beiden Vorkommnisse nicht in derselben Position, nämlich zwischen Phyllit und Glimmerschiefer. Ziemlich basische, biotitreiche und Amphibol führende Granitite treten aber in großer Ausdehnung auf den Kartenblättern Landskron—Mährisch-Trübau und Mährisch-Neustadt—Schönberg auf. Wie in dem von mir begangenen Gebiete setzen diese Granite daselbst zwischen Biotitphyllit (hier als Wackengneis bezeichnet) und Glimmerschiefer auf. Der Karte nach liegen in diesem Granit Züge von Amphibolit. Von Tietze wurde der Granit als Hornblendegneis, von v. Bukowski richtiger als Amphibolgranit bezeichnet. Stärker gefaserte Partien dieses Granites hat v. Bukowski besonders unter der Bezeichnung Perlgneis ausgeschieden. Der Karte nach zu urteilen scheinen diese mit dem ident zu sein, was Tietze „Gneis im allgemeinen“ nennt. Es läßt sich in diesem Gebiete nach v. Bukowski keine streng kartographische Scheidung der Gesteine durchführen. Neben Amphibolgranit gibt es nach diesem Autor (Verh. 1897, pag. 190) noch granatführende Muskovitgneise, dünnplattige Gneise, die mit Amphibolit wechsellagern, bei welchen Gneisen einmal Biotit, das andere mal Feldspat und hie und da Hornblende vorwalten, endlich auch typische feinkörnige, gebänderte Hornblendeschiefer. Auf einer in das Gebiet unternommenen Exkursion überzeugte ich mich von der Übereinstimmung mit dem Granite von Cudowa und von dem Vorhandensein den dortigen ganz ähnlicher Injektionen, welche durch die für die Karten gewählte Darstellungsart nicht ganz zum Ausdruck kommen. Aus diesem Granitgebiet beschreibt und analysiert von John<sup>3)</sup> von Chudoba südw. Schildberg und v. Hackelsdorf ein Gestein, das er als Monzonit anspricht. Wenn es auch ganz richtig ist, daß

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 54 (1904), pag. 598 und 599.

<sup>2)</sup> Roth, Erläuterungen, pag. 248.

<sup>3)</sup> Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 189.

dieses Gestein als Feldspat wesentlich nur Plagioklas enthält, so kann man ein Gestein, das immerhin nicht wenig Quarz führt, nicht wohl als Monzonit bezeichnen. Der Plagioklas ist ein Andesin mit schöner Zonenstruktur. Außer Biotit und grüner Hornblende ist auch ein sehr lichtgrüner Pyroxen vorhanden. Es liegt also ein Tonalit vor. Auch Rosenbusch<sup>1)</sup> bezeichnet auf Grund der Analysen die Gesteine als Quarzdiorit. Daß der Granit von Cudowa in dieselbe Gesteinsreihe gehört, geht aus dem schon oben erwähnten Reichtum an Biotit, aus dem Überwiegen von Plagioklas über Orthoklas und aus dem zonaren Aufbau dieser Plagioklase hervor. Die Amphibolgranitmasse neigt also zu Differenzierungen. Wir fanden aber schmale Gänge von Quarzglimmerdiorit am Deschneyer Spitzberg und dürfen wohl auch diese als Spaltungsprodukte des Cudowaer Granites auffassen.

Das genauere Alter des Granites von Cudowa war ebenfalls nicht festzustellen. Auch er ist älter als das Rotliegende, das ihn überlagert. Er ist aber jünger als der Gabbro des Deschneyer Spitzberges. Der Volpersdorfer Gabbro ist nach Dathe<sup>2)</sup> und Tannhäuser<sup>3)</sup> oberdevonisch, wir dürfen aber das Alter des dortigen Gabbros nicht zum Vergleich heranziehen, weil nicht unwesentliche Unterschiede zwischen beiden Gesteinen bestehen.

### Das Alter der Schiefergesteine.

Es erübrigt uns noch in die Besprechung des Alters der kristallinen Schiefergesteine des Adlergebirges einzugehen. Wohl erkannten wir an den Phylliten, daß sie uns eine alte Sedimentärformation darstellen, aber wir konnten weder in ihnen Fossilien finden, noch gelang es sie mit ihrem Alter nach identifizierten Gesteinen in Beziehung zu bringen. Wolf und Beyrich gehen nicht näher auf die Altersfrage ein. Gürich<sup>4)</sup> stellt die Phyllite seiner untersten Zone des niederschlesischen Schiefergebirges, die er als kambrisch betrachtet, gleich. Wenn Lepsius in seiner Übersichtskarte des Deutschen Reiches den Phyllit des Adlergebirges ebenfalls als Kambrium bezeichnet, so ist dies wohl vor allem darauf zurückzuführen, daß dieser Autor alle Phyllite der mitteldeutschen Gebirge als Kambrium verzeichnet.

Die Gesteine des Adlergebirges lassen sich nach SO bis zum Marchtale verfolgen. Wenn sie auch lokal durch Kreideablagerungen verdeckt sind, so ist doch dieselbe Aufeinanderfolge der gleichen Gesteinszüge unverkennbar. Weithin ununterbrochen verfolgbar streicht allein die zentrale Zone roter Gneise. Auf sie folgt gegen Süd der Glimmerschiefer, dann der Biotitphyllit. An der Grenze beider liegen die schon erwähnten Intrusionen von Hornblendegranit. Was Tietze auf dem Kartenblatte Landskron und

<sup>1)</sup> Mikrosk. Physiographie, Bd. II, 1, pag. 285.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanstalt, 1900, pag. 223.

<sup>3)</sup> Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1907, pag. 296.

<sup>4)</sup> Erläut. zur geol. Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890.

nach ihm v. Bukowski auf dem Kartenblatte Schönberg als Wackengneis bezeichnete, ist nichts anderes als unser Biotitphyllit, der hier nochmals in breiter Entwicklung entblößt ist und der auch hier Einlagerungen von Amphibolgesteinen, Uralitdiabas und Biotitquarzit (die beiden letzteren von Kretschmer<sup>1)</sup> nachgewiesen) enthält. Am Marchbruche stoßt die ganze Schichtenfolge gegen die Gesteine des Altvatergebirges ab. Dort lagert das Unterdevon diskordant und transgressiv auf dem eigentümlichen Chloritgneis, der nach den neuesten Forschungen Beckes ein Diaphthorit ist.

Das Gebiet zwischen Mährisch-Trübau und Müglitz ist das einzige, in dem auf Grund der Lagerungsverhältnisse das Alter der Phyllitformation erkannt werden könnte. Gerade hier aber ist infolge der schlechten Aufschlüsse noch nicht alles aufgeklärt. Kretschmer<sup>2)</sup> stellt unsere Phyllitformation, den „Wackengneis“ ins Unterdevon. Seine Gründe sind aber keineswegs stichhaltig. Wenn Kretschmer Diabas und Diabastuffe im Gebiet des Wackengneises nachweisen konnte, so folgte daraus noch nicht das Alter der betreffenden Schiefer, denn als Leitfossil für Unterdevon können die Diabase doch nicht betrachtet werden. Auch die Übereinstimmung im Gesteinshabitus dieser Diabase und Grünschiefer und derer des Unterdevons im Gesenke ist kein Beweis. Unsere Grünschiefer gleichen vielfach vollkommen denjenigen des Bober-Katzbachgebirges, viele Typen aber auch denen des Semmeringgebietes und der Bündener Schiefer der Schweizeralpen. Es beweist dies nur, daß hier gleichartige Umwandlungen an den betreffenden Eruptivgesteinen eingetreten sind.

So wie das Unterdevon des Gesenkes diskordant am Chloritgneis liegt, so meint Kretschmer liege der „Wackengneis“ diskordant auf dem Hornblendegneis. Auch dies ist aber unrichtig, denn der „Hornblendegneis“ bildet Injektionen in den Schiefergesteinen, er ist ein jüngeres Eruptivgestein als diese. Es bliebe also zugunsten des unterdevonischen Alters der Phyllitformation nur die Tatsache bestehen, daß manche devonische Schiefer, wie diejenigen der Hohen Vibich, (im Handstück) nicht von manchen Biotitphylliten unterschieden werden können.

Dagegen, daß unsere Phyllitformation zum Unterdevon gehöre, spricht das vollständige Fehlen der höchst charakteristischen Quarz-konglomerate des Unterdevons. Diese unverkennbaren, durch eine sehr weitgehende Härteaufbereitung gekennzeichneten Gesteine haben im Unterdevon des Niederen Gesenkes sehr weite Verbreitung. Sie gehen aber auch über die March nach Westen hinüber. Auf Blatt Olmütz beobachtete ich sie zusammen mit schwarzen (devonischen) Schieferen bei Kladek<sup>3)</sup>. Dieselben Konglomerate bilden den Baby lom unfern Adamstal, ja selbst bei Hödnitz östlich

<sup>1)</sup> Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 52 (1902), pag. 353.

<sup>2)</sup> Die nutzbaren Mineralagerstätten der archaischen und devonischen Inseln Westmährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 353.

<sup>3)</sup> Der Phyllit von Kladek ist kein Biotitphyllit, er unterscheidet sich auch von dem Serizitphyllit von Neustadt a. d. Mettau, ähnelt aber manchen bei Nachod vorkommenden Serizitphylliten.

Znaim traf ich sie noch an. Bei dieser sich fast über ganz Mähren erstreckenden Verbreitung des Quarzkonglomerates ist es aber undenkbar, daß (man vergleiche die Karte v. Bukowskis) östlich der March eine Menge solcher Konglomeratzüge nachweisbar sein sollen, westlich aber auf einmal fehlen sollen. Ich sehe mich darum veranlaßt, die Annahme Kretschmers, daß der „Wackengneis“, also der Biotitphyllit, Unterdevon sei, abzulehnen. Da das Oberdevon, soweit solches im Bereiche der Südsudeten durch Fossile nachgewiesen worden ist, wesentlich aus Kalken besteht, da oberdevonische Kalke auch bei Ebersdorf und Freiburg in Schlesien anstehen, kann ich nicht annehmen, daß die Phyllite etwa dem Oberdevon angehören sollen. Ich muß vielmehr voraussetzen, daß der Biotitphyllit älter als Devon ist.

Oben erwähnte ich, daß die zur Phyllitformation diskordant liegende Grünschieferformation jünger als die erste sein dürfte. Diese Diskordanz gibt uns die Möglichkeit nach analogen Lagerungsverhältnissen in benachbarten altpaläozoischen Gebieten Umschau zu halten. Aber auch dies liefert keinen eindeutigen Anhaltspunkt für die Altersverhältnisse.

Das an Diabasen und Schalsteinen reiche Unterdevon des Altvatergebirges liegt nach übereinstimmenden Berichten Beckes und Schusters sowie v. Bukowskis diskordant auf älteren Schiefen. Ist die Grünschieferformation Unterdevon, so wäre der Biotitphyllit älter, was wir bereits wissen. Die Grünschieferformation könnte aber ebenso gut dem transgredierenden<sup>1)</sup> Untersilur ( $d_1\beta$ , Komoraner Schichten) Mittelböhmens entsprechen, für welchen Fall die Phyllitformation höchstens kambrisch sein könnte. Gegen das silurische Alter der Phyllite läßt sich anführen, daß sich selbst in den metamorphen Gesteinen etwas von den Tiefseesedimenten des Obersilurs nachweisen lassen müßte. Auch das Untersilur müßte sich durch größere Häufigkeit sandiger und quarzitischer Einlagerungen, als sie die Phyllitformation aufweist, erkennen lassen.

Die Funde J. Jahns<sup>2)</sup> in der Semtiner Basaltbreccie erweisen für die Niederungen von Pardubitz das Vorhandensein derselben paläozoischen Schichtfolge, die er im benachbarten Eisengebirge nachweisen konnte und es wäre sehr wohl denkbar, daß diese altpaläozoischen Schichten am Rande des Adlergebirges einen Gegenflügel besitzen. Die im Liegenden des Silurs zutage tretenden, als Kambrium betrachteten Schichten des Eisengebirges sind aber ganz vorwiegend grobklastisch. Grauwacken, die mit Tonschiefen und grünlichen Schiefen wechseln, fand ich auch am Switschinerücken bei Königinhof. Sie ähneln außerordentlich den Grauwacken, die bei Kosteletz unweit Heřmanmestetz verbreitet sind und die nach J. Jahn als kambrisch zu betrachten sind. Es scheint demnach, daß selbst die tieferen Hori-

<sup>1)</sup> Vgl. insbesondere Katzer, Über die Grenze zwischen Kambrium und Silur in Mittelböhmen. Sitzb. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1900.

<sup>2)</sup> Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 441.

zonte des Altpaläozoikums beträchtlich weiter im Inneren Böhmens gesucht werden müssen. Somit führt auch der Vergleich mit den benachbarten als paläozoisch erkannten Sedimenten zu keinem präziseren Resultat als dem, daß die Phyllite des Adlergebirges älter als Devon, wahrscheinlich auch älter als Silur, vielleicht sogar vor-kambrisch sind.

## Ortsregister.

(Die beistehenden Ziffern geben die Seitenzahl an, wo der Ort erwähnt wird.)

- |  |  |
|--|--|
| <p>Adamstal 519<br/>           Albatal 446, 459, 476, 479, 508, 507<br/>           Altstadt 438<br/>           Bacetin 444, 458, 503<br/>           Bemles 457<br/>           Beranetz 438, 496<br/>           Bidlo 429, 441, 442<br/>           Bielowes 436, 474, 490, 492, 510<br/>           Bistrey 430, 441, 443, 444, 458, 464, 476, 500, 502<br/>           Blaschkow 423, 431<br/>           Bohdaschin 429, 441, 443, 458, 463, 495, 502, 505<br/>           Böhm.-Černa 433, 436, 437, 463, 472, 474, 476, 489, 496, 501, 502--506<br/>           Borowa 434, 486, 439, 472, 474, 476, 496, 502, 505<br/>           Brand 481, 486<br/>           Bražetz 432, 433, 462<br/>           Bredau 466, 517<br/>           Břesowice 436, 473, 502<br/>           Buschdörfel 494, 501<br/>           Chmelist 446<br/>           Chudoba 517<br/>           Čihadlo-Berg 506<br/>           Cudowa 448, 517<br/>           Deschney 451, 458, 463, 503, 512<br/>           Deschneyer Spitzberg 451—453, 477, 479—489, 509, 518<br/>           Dlonhei 439, 442, 460, 503, 505<br/>           Dobran 428, 447<br/>           Dobrey 442, 445, 489, 494, 499, 500, 509<br/>           Dobroschov 432, 433, 442, 458, 473, 474</p> | <p>Domaschin 429<br/>           Dörfel 449<br/>           Frimburg 435, 441<br/>           Galgenberg 436, 504<br/>           Gießhübel 439, 447, 448, 449, 450, 460, 464, 465, 466, 467, 468, 490, 510<br/>           Goldbachtal 444, 445, 500, 503<br/>           Grenzdorf 464<br/>           Grunwald 464<br/>           Hackelsdorf 517<br/>           Hallatsch 448<br/>           Hinter-Pollom 448<br/>           Hinterwinkel 510<br/>           Hlinei 429, 442, 445, 462, 464, 494, 496<br/>           Hlukybach 447, 451<br/>           Hödnitz 519<br/>           Ilohe Mense 465<br/>           Hüttendorf 516<br/>           Jankow-Wald 460, 477—478<br/>           Janov 429, 443, 460, 462, 489, 490, 512<br/>           Jestřeby 429, 431, 433, 478<br/>           Jisbitz 433, 434, 436, 462, 474<br/>           Kamenitz 430, 499<br/>           Kapca-Wald 434<br/>           Kladek 519<br/>           Klein-Auerschin 507<br/>           Klopotovalt 431, 455, 458, 460, 462<br/>           Kohouti Kopec 433, 442, 496, 505<br/>           Kosteletz 520<br/>           Kounov 430, 444, 447, 460, 503<br/>           Krahulec 448, 471, 472, 476<br/>           Krahuletz 435, 441<br/>           Kunwald 466</p> |
|--|--|

- Leichenbuschberg** 451, 476  
**Lewin** 428, 450, 489, 510  
**Lhota** 445.  
**Lipichin** 433, 462  
**Lippi** 431, 432, 490  
**Lom** 444, 447, 503, 504  
**Lukawitz** 517  
  
**Mähr.-Trübau** 519  
**Malinova hora** 438, 434, 460, 474, 492  
**Masti** 445, 494, 503  
**Mezles** 429, 431, 411, 442, 455, 462, 512  
**Michovy** 447, 460, 494, 501, 505  
**Mokriny** 443  
**Müglitz** 519  
  
**Nachod** 431  
**Nedwcz** 447, 464, 476, 489  
**Nekoř** 466, 517  
**Nesselfleck** 429  
**Neu-Hradek** 435, 436, 441, 460, 471, 472  
**Neustadt** 431, 432, 451, 492  
**Niederer Gcsenke** 519  
  
**Ohnischov** 429, 430, 442, 443, 476, 503,  
510, 512  
**Olesnicatal** 429, 435, 439, 441, 456, 460,  
472, 504  
  
**Pausker** 449, 465, 468  
**Paulu Kopec** 462, 476  
**Peklo** 432, 458, 477, 478, 490, 492  
**Pfitzendörfel** 454, 481, 501  
**Plaßnitz** 463, 496, 502, 505  
**Podbrezi** 429  
**Pollom** 447—449, 451, 468, 494, 502,  
505, 513  
**Polom bei Masti** 445, 500, 514  
**Posdenu Kopec** 431  
**Potoki** 434  
**Pribislau** 429, 492  
  
**Reinerz** 510  
**Rezek** 493  
**Rokitnitz** 429, 517  
**Rokol** 429, 441, 442  
**Rowney** 429, 430, 444, 460, 503  
**Rozkos** 431, 432, 457, 490, 492  
**Rzy** 494, 503  
  
**Sattel** 447—449, 451, 463, 464, 494, 496,  
502, 505  
**Schedivy** 447, 451, 481, 501  
**Schnappe** 429, 465  
**Sendrasch** 433, 462, 490  
**Sezawa** 437, 502  
**Skutina** 503  
**Slavonov** 431, 493, 502, 505  
**Sneznei** 439, 447, 504, 505, 513  
**Spiebach** 443  
**Steinberg** 448, 468  
**Stiefwinkel** 451, 457, 459  
**Stenkaberg** 448, 468  
**Stražnice** 438, 439  
**Studanka** 517  
**Sudin** 430, 441  
**Switschin** 520  
  
**Tanndorf** 430, 463  
**Tänzerwald** 459, 462  
**Tassauer Mühle** 439, 460, 490  
**Tscherbeney** 448  
**Tys** 441  
  
**Volsin** 444, 447  
  
**Wanovka** 442, 443  
**Woschetnitz** 438, 444, 494, 496, 500, 501  
  
**Zakowetz** 499  
**Zakravi** 431  
**Zeinerloch** 457  
**Ziegenkamm** 434, 472  
**Zlatenka Höhe** 447

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>Topographische und tektonische Verhältnisse</b>	<b>428</b>
Der Einfluß des Deckgebirges	428
Das Phyllitgebiet zwischen Nachod und Neustadt.	430
Die Granitmasse von Čerma und ihre Umrandung	433
Das Gebiet zwischen dem Granit von Čerma und der Rotliegendmulde von Gießhübel	437
Das südlich von Neu-Hradek liegende Gebiet zwischen der Kreide im Westen und dem Satteler Grünschieferzuge im Osten.	439
Die Gegend zwischen Gießhübel, Sattel und Deschney	448
<b>Die Gesteine</b>	<b>454</b>
Serizitphyllit	454
Biotitphyllit	455
Gneisphyllit	459
Tonschieferähnlicher Phyllit	462
Schwarze und dunkelbraune Tonschiefer	462
Serizitquarzit und Biotitquarzit	462
Satteler Quarzit	463
Graphitschiefer	463
Silikatreicher Kalkstein	464
Glimmerschiefer	464
Quarzitschiefer	465
Biotitplagioklasgneis	465
Granulitgneis	466
Der Granitit von Cudowa	466
Die Injektionen des Cudowaer Granitits	468
Der Granitit von Čerma	471
Kontakterscheinungen am Čermaer Granit	472
Granitporphyr	474
Porphyroid	475
Aplit	476
Quarzglimmerdiorit	477
Minette	477
Hornblendeporphyr	479
Gabbro	479
Amphibolitisierte Diabas (Uralitdiabas)	489
Diabasschiefer (Epidiabas)	490
Chloritschiefer	492
Grünschiefer	493
Grünschiefer mit Kataklasstruktur	494
Flaserige und körnige Zoisitamphibolschiefer	497

	Seite
Dobreyer Grünschiefer	498
Aktinolithschiefer	502
Phyllitähnlicher Aktinolith-Chloritschiefer	502
Hornblendegrünschiefer .	504
Amphibolit	506
Körniger Amphibolit	508
Melaphyr	509
Erze	509
<b>Rückblick auf die geologischen Verhältnisse der kristallinen Schiefer</b>	<b>510</b>
Das Alter der Schiefergesteine	518
<b>Ortsregister</b>	<b>521</b>

---

