

Die kristallinen Schiefer im Bereich südlich der Krumauer Marmorzone.

(Ausgeführt und gedruckt mit Unterstützung der „Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechoslowakische Republik.“)

Von Wolfgang Balzer.

Die Krumauer Marmorzone, mit ihren einst er giebig en Graphitlagern, die einen regen Bergbau ermöglichen, hat nach unserer heutigen Kenntnis eine viel größere Mächtigkeit, als ihr Hochstetter bei seinen Aufnahmen in den Jahren 1852—53 beimaß. Zu einem mächtigen Wulst zusammengeschoben, ist sie zwischen dem Granulit des Planskerwaldes im Norden und einer mächtigen Sedimentgneismasse im Süden eingekellt, in intensiver Weise in Falten gelegt und teilweise auf die Gneise aufgeschoben worden, während sie überall unter den Granulit einfällt.

Das südlich an die Marmorzone anschließende Gneisgebiet, welches in den felsigen Wänden des Moldautales gut aufgeschlossen ist, läßt von der Ortschaft Goldenkron ausgehend, über Rojau, Krumau bis zur Pötschmühle eine ganze Gesteinsserie erkennen, deren Ausgangsmaterial jedoch nicht immer einwandfrei festzustellen ist.

Das herrschende Grundgerüst dieses ganzen Gneisgebietes wird wohl von Sedimentgneisen gebildet, neben welchen aber in nicht unbeträchtlichem Maße auch Orthogesteine auftreten.

Die Streichrichtung dieser Gesteine ändert sich verhältnismäßig nur wenig und man kann im allgemeinen sagen, daß die Gneise den Granulit des Planskerwaldes parallel begleiten.

Auf beigefügter Skizze ist das Streichen und Fallen der Gesteine eingezeichnet und auch die diesbezüglichen Verhältnisse im Marmorgebiet wurden eingetragen.

Bei einer Begehung des Gneisgebietes zeigen sich sofort die Schwierigkeiten, die sich der Absicht einer Trennung der Gesteine und einer geologischen Kartierung in den Weg stellen.

Von der ungeheuer intensiven Verfallung des Gesamtgebietes zeigt der große Felsaufschluß oberhalb Rojau (unterhalb Kote 522 der Karte 1:25.000) ein recht aufschlußreiches Bild. Zahlreiche Falten, vielfach Spitzfalten, Blattverschiebungen und Stauchungen sind hier deutlich zu beobachten. Neben reinen Paragneisen und Migmatiten, treten in wirrer Folge Amphibolite, dioritische und granitische Gesteine auf, welche derart miteinander verwalzt, verlinst und ver-

schliffen sind, daß eine Auflösung stellenweise unmöglich erscheint.

Vom Seitental bei Rojau am linken Moldauufer an der Straße gegen Krumau zieht eine breite Amphibolitzone gegen Rojau, welche von Paragneisen begleitet wird. Das Streichen ist hier N 35° O bei 45° N-Fallen. Die Faltenachsen fallen unter 25° nach N.

In dem nun aufwärts folgenden Teil des Moldautales zeigen sich ganz ähnliche Verhältnisse, doch stellen sich in reicherm Maße Orthogneise ein, neben denen hauptsächlich Migmatite wesentlich werden. Gegen den Roßzipf zu geht das Streichen allmählich auf N 45° O über, die Hauptmasse des Gesteins bilden Hornblendegneise und hornblendereiche Dioritgneise, welche sich bis zum Kreuzberg bei Krumau verfolgen lassen. Vom Roßzipf biegt das Streichen langsam auf N 20° O um und hält nun unvermindert über den Kreuzberg bis zu dem Berg westlich von Lupenz (Kote 577) an.

Die Felsmassen gegenüber dem Roßzipf am linken Moldauufer bestehen aus mannigfach injizierten, zerschlissenen und verfloßten Paragneisen, in welche Amphibolite und Dioritgneise, zu dünnen Schmitzen und Lagen ausgewalzt, eingelagert sind. Eine strenge Trennung dieser Gesteine ist fast ausgeschlossen.

Der im Norden von Krumau liegende Rabenstein besteht aus Migmatiten, welche stellenweise große Feldspatäugen zeigen.

Auf dem benachbarten Kreuzberg bilden hornblendereiche Dioritgneise und Hornblendegneise einen felsigen Grat, der oberhalb des Krumauer Stadtteils Obertor beginnt und ziemlich gerade in südöstlicher Richtung bis gegen das Kirchlein verläuft. In diesem Grat tritt gleich am unteren Anfang ein Amphibolitzug von wenigen Metern Mächtigkeit auf. Ungefähr 200 Schritte unter dem Kirchlein steht ein grobkörniger Pegmatit an, während einige, cm bis dcm. starke Granitporphyrgänge den Dioritgneis mannigfach durchschlagen. Weiter nach O ist von Aufschlüssen nichts zu sehen, doch stellen sich bereits in Lesesteinen die ersten Glimmerschiefer ein, welche manchmal zwickelförmig in die Orthogneiszone eingreifen.

Am linken Moldauufer, am Südausgang von Krumau, zeigt sich gleich hinter den letzten Häusern am Straßenknie noch ein Ausläufer von Kalk, an welchen sich weiter gegen S Paragneise anschließen.

Am rechten Ufer liegen die Verhältnisse etwas anders. Zwar treten auch hier bereits unverkennbar Paragneise auf, doch überwiegen Hornblendegneise. Erst in der Nähe des Branýberges bilden Paragneise die Hauptmasse der Ge-

steine und sie breiten sich nun sowohl nach S, als auch W und O aus. In diesen Paragneisen tritt etwa nordöstlich des Schwalbenhofes am linken Ufer ein Ausläufer des Marmors auf, welcher vom Flößberg gegen S streicht und dann ausbeißt. Eine südliche Fortsetzung dieses Marmors läßt sich zunächst nicht feststellen.

Auffällig sind am Weg vom Schwalbenhof gegen den Branýberg Amphibolite mit großen Feldspatäugen; diese treten auch am linken Moldauufer auf und dürften mit einem, bei Turkowitz gefundenen, ganz gleichartigen Amphibolit in Beziehung stehen.

Der Hügel östlich der Baumwollspinnerei besteht aus Granit, welcher auch in dem großen Granitbruch südlich der Spinnerei aufgeschlossen ist und dessen Fortsetzung weiter nach S über den kleinen Granitbruch am Straßenknie (westlich Kote 585), wo der Granit in Platten abgesondert ist, gegen die Pötschmühle verläuft.

An der Höhenkote 585 und unterhalb derselben stehen unter 45° W-Fallen Schiefer mit fremdartigem Charakter an. Unmittelbar auf der Höhenkote zieht ungefähr im Streichen der Schiefer, aber diese quer durchschlagend, ein Granitgang. Geht man von dort in der Richtung zum ersten Steinbruch, so quert man die erwähnten Schiefer und trifft mehrere Pegmatit- und Granitgänge, welche sie durchschlagen und durch die Klüftung parallel den Salbändern den Eindruck einer widersinnigen Klüftung erwecken. Die Schiefer fallen ins Tal, über ihnen, aber sie zum Teil auch durchquerend, folgt der Granit des Steinbruchs. An der W-Seite stößt der Granit an einer Streckungskluft der dortigen Paragneismassen ab. Die erwähnten fremdartigen Schiefer ziehen zunächst in der Richtung parallel der Deklination streichend, später N—S, noch später etwa 10° O, gleichmäßig über den Grat des Branýberges fort. Sie zeigen etwas wechselnde Beschaffenheit, sind mitunter sehr dicht, mitunter etwas feinkörnig und lassen sich bis Kote 698 anstehend verfolgen. An der Kuppe nördlich Kote 692 findet sich das erwähnte Gestein in Blöcken sehr dünnplattig geschiefert, mit großen Granaten und läßt sich bis Kote 692 verfolgen. Südöstlich und südwestlich von Kote 692 findet sich Kalk in Blöcken, welche manchmal geröllartige resp. fremdartige Einschlüsse zeigen. Dieser Kalk liegt im Streichen des Kalkes nordwestlich des Schwalbenhofes, hängt mit ihm jedoch nicht direkt zusammen.

Auffallend ist nun das scheinbar widersinnige Streichen des Eichbergzuges, das zu dem bisher beschriebenen Gneisstreichen im absoluten Gegensatz steht. Die in Linie NW—SO angereihten Berggipfel sind eine direkte Folge des Gesteinsstreichens und dieses morphologische Moment fällt schon von

weitem in die Augen, wenn man sich mit der Bahn von O her Krumau nähert.

Ausgehend von der Hammermühle nordwestlich Turkowitz, wo granitische Gesteine mit N 30° W Streichen, bei deutlichem W-Fallen anstehen, ändert sich der Gesteinscharakter, ebenso wie die Streichrichtung nur unbedeutend. Granitgneise bilden die Hauptmasse des Anstehenden, während Amphibolitzüge nur untergeordnet auftreten (Marterl Kote 626 bei N 23° W Streichen und Kuppe nordwestlich Eichberg mit gleichsinnigem Streichen).

Das Gesteinsstreichen ändert sich nur unbedeutend auf N 25° W (zweite Kuppe östlich Kote 605) und hält dann konstant bis zum Eichberg (Kote 670) an. Weiter gegen Süden erscheinen kuppenförmige Kegel (Kote 539 und 607) aus Granit. An den Bergflanken gegen S stehen Paragneise mit N 10° W Streichen an. Der nördlichste Punkt dieses Granitgebietes ist ein nordwestlich der Baumwollspinnerei liegender isolierter Kegel (Kote 630). Das Gebiet westlich des Eichbergzuges wird von Paragneisen eingenommen; in diesem Gebiet ragen die Granitkuppen des Gemeindeberges und Langenberges hervor. Im Tal südlich des Eichbergzuges ist das Streichen der Paragneise N 5° W und ändert sich gegen Gaja langsam auf N 10° O.

Westlich der Ortschaft Kladen ist am Waldrand in einem kleinen Steinbruch ein bröseliger Marmor aufgeschlossen, welcher anscheinend N 20°—25° O streicht und vielleicht mit dem kristallinen Kalk bei Turkowitz in Beziehung stehen könnte.

Paragneise

Die im Verhältnis zu den Graniten, Amphiboliten und Granuliten ältesten, in dem bearbeiteten Gebiet auftretenden Gesteine, stellen die Paragneise dar, welche dem großen Sedimentgesteinsbezirk angehören, der von Rosenberg gegen Krumau zieht.

Diese Paragneise gingen zum größten Teil aus Ton-schiefern hervor, in welche vermutlich stellenweise Schichten von kalkigen Mergeln eingeschaltet waren. Ihre Kristallisation weist darauf hin, daß sie unter hohen Druckverhältnissen und für lange Zeit wirkenden hohen Temperaturen entstanden sind. Unter dem Einfluß einer Dynamometamorphose, entsprechend der variszischen Hauptfaltung, eventuell auch schon vorangegangenen dynamometamorphen Prozessen und einer dann folgenden, vielleicht auch schon begleitenden Hochtemperaturmetamorphose (Regionalmetamorphose), wurden die Gesteine weitestgehend umgewandelt. Dabei ist es wahrscheinlich, daß die Gesteine mehrere Dynamometamorphosen durchgemacht haben.

morphosen erfahren haben, welche jeweils dem Gestein ihren Stempel aufdrückten. Wie A. Bien in einer Studie im Schnellgebiet (Lotos, Prag 1930) gezeigt hat, greift eine einheitliche Dynamometamorphose über die dortigen Phyllite und Glimmerschiefer. Die hohen Temperaturen waren in erster Linie bedingt durch das Empordringen magmatischer Massen, welche die geothermische Tiefenstufe verringerten. Nach einer Umkristallisation und Neumineralisation erfolgte in der Regel keine durchgreifende Umkristallisation oder sehr weitgehende Änderung der Struktur mehr. Es gibt aber eine Reihe von einschlägigen Beobachtungen, welche zeigen, daß auch noch später dynamometamorphe Prozesse über diese so umgewandelten Gesteine hinweggegangen sind (späte Kataklyse, Verbiegung der Komponenten etc.). Mit diesen späten dynamometamorphen Prozessen setzte mitunter auch eine Änderung des Mineralbestandes ein, so z. B. entstand aus Diopsid sekundäre Hornblende, weiters Epidot, Zoisit, Titanit, Chlorit, eventuell auch saurer Feldspat.

Die meist anzutreffende helle Streifung der Paragneise ist teils auf magmatische Intrusionen, teils auf einen Wechsel von verschiedenen Gesteinslagen und manchmal auch auf die Auswälzung von Gesteinskomponenten (Feldspat und Quarz) zurückzuführen. Die Injektionen erfolgten oft in bereits fertig gefaltete Gesteine, wobei diese meist aufgeblättert wurden und deshalb dem eindringenden Magma in den Schieferfugen den Ort des geringsten Widerstandes boten, seltener wurden sie von den Bewegungen noch miterfaßt, verbogen und geschiefert.

Durch tektonische Vorgänge, wie Überfaltung und Überschiebung können große Gesteinsmassen in die Tiefe versenkt worden sein, wo sie nun unter vollkommen geänderten Temperaturverhältnissen standen. Diese vorgewärmten Gesteine konnten dann von hochtemperiertem, dünnflüssigem Magma durchtränkt werden und erhielten so ein Gefüge, wie es im Böhmerwald vielerorts anzutreffen ist (M. Stark Umwandlungsvorgänge Pag. 43—45, 69, Pfraumberg Pag. 346—363, Petrographische Provinzen Pag. 265). Solche Vorgänge sind in Oberflächennähe undenkbar, weil infolge des kühlen Nebengesteins sofortige Erstarrung des Magmas eintreten müßte. Analoge Vorgänge könnten nur in Sprüngen und Schlieren eines erstarrten Oberflächengesteins vor sich gehen (M. Stark Beiträge zur Lakkolithenfrage). In großer Rindentiefe kann manchmal das injizierte Gestein teilweise selbst aufgeschmolzen werden und es kommt dann durch Vermischung des sedimentären mit dem eruptiven Anteil zur Bildung von Misch-(Assimilations-)Gesteinen. Bei den vorliegenden Gesteinen scheint eine Assimilation zu fehlen, oder wenn sie doch auftritt, ist sie geringfügig (millimeterweit).

In den hochmetamorphen Gebieten des nördlichen Böhmerwaldes zeigen die Paragneise als charakteristische Bestandteile Cordierit, Sillimanit, Spinell und Orthoklas. Es handelt sich also dabei um Gesteine, welche eine starke Vormacht von SiO_2 , Al_2O_3 , MgO und Kali zeigen und arm an Kalk sind. Dabei kann die Substanzverteilung derart sein, daß das Kali, SiO_2 , Al_2O_3 und MgO in Biotit gehen, oder das Kali geht in Biotit oder Orthoklas, Al_2O_3 in Sillimanit, während ein Teil der MgO nebst etwas Fe in den Cordierit wandert. Gewöhnlich ist jedoch wegen des Eisens eine gewisse Menge Biotit da. Da nun Cordierit und Sillimanit für ihre Entstehungsmöglichkeiten hohe Temperaturen verlangen, muß man diesen im nördlichen Böhmerwald bei der dort oft massenhaften Entwicklung von Cordierit einen maßgebenden Einfluß zurechnen. Cordierit findet sich übrigens auch in Schiefen des mittleren Böhmerwaldes, auch noch in den benachbarten Granulitgebieten.

In dem bearbeiteten Paragesteinsgebiet um Krumau liegen nun die Dinge etwas anders. Da hier Cordierit zu fehlen scheint oder sehr zurücktritt, ist man genötigt anzunehmen, daß hier im Gesamtbereich so hohe Temperaturen keine solche Rolle spielten. Bei analogen Stoffverhältnissen wie im nördlichen Böhmerwald liegt hier bei der Bildung der Gesteinskomponenten das Hauptgewicht in der reichlichen Entwicklung von Biotit (MgO , Al_2O_3 , Kali), wenig Ca-Na-Feldspat (Armut an Kalk) und reichlich SiO_2 (viel Quarz). Infolge dessen nähern sich viele dieser Paragneise den Glimmerschiefen. Die Anwesenheit von Sillimanit bietet für sich allein kein hinreichendes Kennzeichen für die Bestimmung eines Gesteins als Paragestein. Vielmehr ist das Auftreten dieses Minerals örtlich verschieden und es kann sowohl in Para- als auch Orthogesteinen anwesend sein. Das einzige halbwegs sichere Merkmal eines Paragesteins bieten vielmehr der beträchtliche Gehalt an Tonerde, Magnesia, Kali und Kieselsäure. So könnte man drei Gruppen von Paragesteinen unterscheiden:

1. Solche, welche nur aus Biotit und Quarz, bei vollständig zurücktretendem Feldspat bestehen.
2. Gesteine, bei welchen zu den vorerwähnten Komponenten noch Granat hinzutritt.
3. Gesteine mit massenhaft Sillimanit, bei viel Biotit und relativ wenig Feldspat.

Biotitschiefer

Am Berg südlich Eichberg gegenüber Branýberg, findet sich ein Gestein, welches makroskopisch an Migmatit erinnert durch graue typische Paragesteinslagen und weiße

Schmitzen. Diese letzteren erweisen sich u. d. M. als verwalzte Quarzgerölle, welche dann völlig umkristallisierten und später durch eine neue Dynamometamorphose mäßig kataklastisch und deutlich undulös wurden.

Oligoklas ($\perp \alpha$ 15^0 , 16^0 opt. [—] [Ab*]) ist spärlich.

Auch ein an der Bahnlinie östlich der Kirche in Gojau anstehendes graubraunes Gestein besteht vorwiegend aus Biotit und Quarz, bei zurücktretendem Oligoklas (bis 1 mm) ($\perp \alpha$ 14^0 , 15^0 , 17^0 , opt. [—]), der zwar reichlicher ist als in vorhergehendem Gestein, immerhin beträchtlich weniger als Quarz (bis 2 mm) der körnig bis stark zackig erscheint, bei geringer Kataklaste. Reichlich tritt Ilmenit auf, Granat in gerundeten Körnern, jedoch nirgends idiomorph. Nur spärlich trifft man im Biotit pleochroitische Höfe an.

Granat-Glimmergneis

(Aufschluß an der Straße hinter den letzten Häusern vor der Baumwollspinnerei, linkes Moldauufer.)

Das Gestein hat Parallelstruktur.

Biotit (bis 1 mm), gern in schuppigen oder lappigen Partien, mit starker Ilmenit-, gelegentlich auch Rutilabscheidung, hiebei einzelne Erzkörnchen randlich mit Klinozoisit. Gelegentlich ist der Biotit zu Chlorit oder Muskowit umgewandelt; letzterer gern bei der Verdrückung und Fältelung des Biotit. Quarz, reichlich in linsigen Partien, ist in der Schieferungsrichtung gewachsen und zeigt annähernd gleiche opt. Orientierung. Ca-Na-Feldspat (Oligoklasandesin), sehr spärlich (oft Ab, selten Pe) ist mäßig zonar: nahe $\perp \alpha$ 15^0 , 17^0 , 18^0 , opt. (—).

Magnetit, reichlich in derben oder gegliederten Körnern, umschließt nicht selten Quarzkörnchen. Apatit in Körnern meist eingeschlossen in Biotit. Granat, hellrötlich bis farblos, ohne Siebstruktur. Zirkon, gern in Quarz, ruft nicht selten im Biotit pleochroitische Höfe hervor.

Stellenweise trifft man eine Schmitze reicher an Feldspat oder nur aus Feldspat bestehend; es ist fraglich, ob da ein klastisches Feldspatkorn vorlag oder Injektion in Frage kommt.

Die jetzt sichtbare Kataklaste des Gesteins ist später Entstehung.

Ganz ähnlich in ihrem Gefüge und ihrem Mineralbestand sind die Paragneise, welche östlich vom Branýberg streichen. Es wurden da am Zirkon auch Doppelhöfe beobachtet. Neben Oligoklasandesin ($\perp \alpha$ 14^0 , 16^0) tritt etwas reichlicher Orthoklas auf, beide zusammen stehen an Menge aber weit

*) Ab = Ab-Gesetz; Pe = Pe-Gesetz; Kb = Kb-Gesetz.

hinter Quarz zurück. Häufig ist Bildung von Mýrmekit zu beobachten, auch von Epidot in kleinen Körnchen. Späte kataklastische Wirkungen haben in diesem Gestein die Quarzkörner nur etwas gequetscht.

Sillimanitgneis

(gegenüber der Baumwollspinnerei, linkes Moldauufer):

Neben Biotit tritt hier auch primär Muskowit auf. In beträchtlicher Menge, in garbenartig gebündelten, haarigen Nadeln, bildet Sillimanit Gleitschwielen. Ob dieser Sillimanit stellenweise aus Disthen hervorgegangen ist, wie es im Böhmerwald nicht selten vorkommt, läßt sich infolge des absoluten Fehlens von Disthen im ganzen Gneisgebiet um Krumau (abgesehen vom Granulit) nicht sicher feststellen. Dagegen erweckt es stellenweise den Anschein, als verdanke der Sillimanit seine Entstehung dem Biotit, welcher stark im Abnehmen begriffen ist und Fe und Mg verliert. Anderwärts sind manchmal Biotitblättchen, welche in einem Gewirr von Sillimanitnadeln liegen, vollständig unbeeinflußt und zeigen keinerlei Anzeichen für einen Zusammenhang mit der Sillimanitneubildung. Im Biotit sind pleochroitische Höfe nicht selten.

Bei genauer Untersuchung konnten Scharen von Rißklüften durch Quarz und Feldspat festgestellt werden, längs welcher vornehmlich sich Sillimanit bildete. Der Biotit ist in diesen Teilen wenig beeinflußt. Wie M. Stark (Umwandlungsvorgänge Pag. 54) feststellte, kann Sillimanit außer aus Biotit auch aus Ca-Na-Feldspat hervorgehen, indem der Ca- und Na-Anteil, welcher leicht schwinden kann, durch die in Rißflächen der Gemengteile sowie des Gesteins selber, besonders leicht beweglichen Lösungen abtransportiert wird, während die weniger beweglichen Al_2O_3 und SiO_2 zurückbleiben und sich neu umsetzen. Die Entstehung des Sillimanits an solchen mechanischen Zerreißzonen würde dieser Ansicht entsprechen. Sicher ist es jedoch, daß er nicht durchwegs der einen oder der anderen Entstehungsart seine Bildung verdankt, sondern wahrscheinlich durch ein Zusammenwirken der angegebenen Vorgänge, welche durch eine intensive Dynamo- und Kontaktmetamorphose hervorgerufen wurde, entstand. Der Quarz läßt zwei Generationen erkennen: 1. Quarz, welcher nach den letzten kräftigen dynamischen Vorgängen in Spalten und Klüften entstand, also jünger als diese ist, 2. Quarz, welcher noch von diesen Vorgängen mit-erfaßt wurde, also älter als diese ist. Das Gestein selbst besteht aus zwei von einander verschiedenen Teilen: einem Massengesteinsanteil mit grobgranitischer Struktur und großen Muskowitblättern, in welchen Sillimanit vollständig fehlt und einem Paranteil, in welchem Muskowit völlig fehlt.

Oligoklasandesin ist nur spärlich (Ab, Pe, $\perp a$ 14° , 15°) öfters getrübt durch Kaolinbildung längs Spalten und Rissen.

Ein ganz ähnlicher Sillimanitgneis steht hinter der Spinnerei an, doch enthält er etwas Granat in unregelmäßigen Körnern ($\frac{1}{2}$ mm). Etwa $\frac{1}{4}$ des Gesteins ist Feldspat (überwiegend Orthoklas, nur spärlich Oligoklasandesin, $\perp a$ 12° , 13° , Ab, sehr selten Pe), meist nicht ganz frisch infolge Kaolinisierung. Häufig ist Perthit. Manchmal finden sich eingeschlossen Biotiteier. Myrmekit ist nicht selten. Quarz (ca. ein Drittel des Schliffs) erscheint in kataklastischen Körnern (1 mm). Im Biotit reichlich pleochroitische Höfe.

Migmatite

Eine Gesteinsprobe von der Nordseite des Rabensteins ist deutlich schiefbrig und läßt eruptive, von nicht eruptiven Anteilen unterscheiden. Die Paraanteile sind dünnschiefbrig und bestehen hauptsächlich aus Biotit und Quarz, sehr zurücktretendem Feldspat (mehr Orthoklas als Oligoklas), Titanit, Apatit, Ilmenit und Zirkon. Die Orthoanteile sind dünne, bis $1\frac{1}{2}$ cm starke körnelige Adern, welche noch deutlich die alte Massengesteinstruktur erkennen lassen und hauptsächlich aus Orthoklas bestehen.

Die stark ausgefranzten Biotitindividuen (bis 3 mm) liegen meist in den Strukturebenen, vereinzelt stellen sie sich senkrecht dazu und sind dann oft etwas verbogen. Orthoklas in rundlichen oft verquetschten Körnern (bis $1\frac{1}{2}$ mm), Oligoklas, verbogen und verquetscht, mit undeutlicher Zonarstruktur (Ab und Pe selten, nahe $\perp a$ 11° , 12°).

Sowohl der eruptive als auch der sedimentäre Gesteinsanteil sind von intensiver später Dynamometamorphose erfaßt worden, die sich naturgemäß am intensivsten in den Paraschiefern abspielen konnte.

In den Biotiten beider Anteile pleochroitische Höfe.

Kalksilikatgesteine

Notwendigerweise müssen an dieser Stelle jene eigenartig dichten bis feinkörnigen, mehr oder weniger ausgeprägt schiefbrigen grünlichgrauen Gesteine behandelt werden, welche sich über den ganzen Branýbergzug verfolgen lassen.

Sie erinnern sehr an die Kalksilikatgesteine, wie sie von L. Mautner aus der Gegend von Oberplan beschrieben werden. Dort treten sie meist eingelagert im kristallinen Kalk auf und lassen in ihrem Mineralbestand noch vielfach reinen Calcit erkennen. In den vorliegenden Gesteinen fehlt jedoch Kalk vollständig. Dies wäre jedoch an und für sich noch kein hinreichendes Zeichen dafür, daß diesen Gesteinen der Kalk von

Anfang an gefehlt haben muß, denn bekanntlich ist die Ca-Komponente die am leichtesten bewegliche und könnte daher wohl weggeführt worden sein. Z. T. in dem sehr basischen Ca-Na-Feldspat und im Augit und Titanit untergebracht sein.

Es ist sehr verlockend, diese hochmetamorphen, verwalzten und verquetschten Gesteine als ursprüngliche Sedimente (wohl Kalkmergel) anzusehen, die durch Regionalmetamorphose ihr heutiges Aussehen erhielten. Bestärkt wird diese Ansicht dadurch, daß sie genau in der Streichrichtung des Kalkes gegenüber dem Schwalbenhof liegen und so förmlich eine Brücke zu dem letzten Kalkvorkommen südöstlich von Kote 692 bilden. Auch die Nähe des Kontaktmetamorphose bedingenden Granites, welcher die Gesteine von N nach S parallel begleitet, führt zu dieser Ansicht. Freilich ist die Mächtigkeit des Granitzuges nicht so groß, daß man ihm allein so starke kontaktmetamorphe Einflüsse zuschreiben kann. Daneben haben noch die Temperaturen großer Tiefe eine begünstigende Rolle gespielt. Eine zuverlässige Einreihung dieser Gesteine in irgend eine petrographische Gruppe erscheint vorläufig ausgeschlossen, ja es läßt sich nicht einmal mit Bestimmtheit sagen, ob es sich um Para- oder gar um Orthogesteine handelt. Erstere Ansicht scheint mir nach dem Gesagten jedoch am wahrscheinlichsten zu sein. Hinsichtlich der Art und des Grades der Metamorphosen gilt für die vorliegenden Gesteine Analoges wie für die Paragneise und dieses Merkmal spricht für die Einreihung bei dieser Gruppe. Späte dynamometamorphe Einflüsse äußern sich außer in der Verbiegung von Gesteinskomponenten (Feldspat) und der starken Kataklyse, auch in einer beginnenden späten Umkristallisation. Diese ist jedoch nicht mit der schon vorhergegangenen Umkristallisation und ruhigen Ausheilung zu verwechseln, welche sich als Folge der Hauptdynamometamorphose und Hochtemperaturmetamorphose des Variszikums (oder noch früherer Metamorphosen) einstellte.

Augitgneis

Eine Gesteinsprobe vom Berg südlich Braný östlich der Pötschmühle besteht aus: Diopsid [ca. 40%, in derben lappigen Partien, ohne kristallographische Begrenzung (bis 2 mm) oder in unregelmäßigen Körnern ($\frac{3}{4}$ mm) fast farblos, opt. (+) γ 39°. Nicht selten bildet sich spät aus Diopsid, besonders in den randlichen Partien dunkellauchgrüne Hornblende oder Chlorit, eingeschlossen zeigt sich Titanit und Magnetit.] Orthoklas und Mikroklin [Körner bis 1 mm, etwa in der doppelten Menge wie Plagioklas. Der Mikroklin hat intensive Gitterung mit perthitischen Streifen, zeigt stellenweise beginnende Umwandlung in Mus-

kowit und enthält eingeschlossen Titanit, Diopsid und Quarz.] Plagioklas (meist Ab und Pe) oft verbogen und zerbrochen und mit deutlicher Zonarstruktur. $\perp$ MP 21° R, 36° K, 20° R, 37° K, nahe $\perp$ α 30° , 32° ; es handelt sich also um Labrador-Býtownit.] Magnetit, meist körnig, ist gern limonitisiert und trägt einen Klinozoisitsaum.

In einem gleichartigen Gestein auf der Kuppe nördlich Kote 692 treten schwärzlichgraue oder rötlichgraue Granaten (bis 1 cm) auf, die zum größten Teil umgewandelt sind und sich frisch nur noch in vereinzelt kleinen Körnchen finden. Aus Granat entstand viel Zoisit und Epidot, weiters ein grünes chloritisches Mineral, welches stark an Biotit erinnert. Reichlich hat sich olivgrüne Hornblende in derben Partien gebildet, wobei sie oft Erzausscheidung erkennen läßt. Vielfach ist die Hornblende mit Diopsid verwachsen, wobei es sich vielleicht um einen Entmischungsvorgang einer verschwundenen Komponente handelt. Wo sie erst spät aus Diopsid entstanden ist, erscheint sie schilfig und ist meist heller grün. Als letztes Produkt der Granatumwandlung erscheint limonitisches Material, welches Sprünge und Risse gelb färbt. Pleochroische Höfe sind hier äußerst selten.

In einem Kontaktstück dieses Gesteins mit pegmatistischem Granit ist der Feldspat des Augitgneises durchwegs Labrador-Býtownit (Ab, Pe, nahe $\perp$ α 29° , 31° , 32°). Antiperthitbildung ist nicht selten. Am unmittelbaren Kontakt kommt es zu keiner Assimilation. Gegen die Kontaktlinie nimmt die Bildung von Hornblende aus Diopsid zu. Die Hornblende dieser Kontaktlinie ist schwärzlichgrün, in zerzackten und schwammigen Formen, wohl Alkalihornblendemoleküle enthaltend.

Der Pegmatit hat als Folge später Dynamometamorphose am Kontakt eine 3—4 mm breite Zone mit Mosaikstruktur; Orthoklase (bis $2\frac{1}{2}$ mm), von einem feinen Gemörtel derselben Substanz umgeben, wenig Mikroklin in derselben Ausbildung, spärlich trüber Ca-Na-Feldspat und Quarz. Diese Zone wird gegen den Pegmatit von einem Biotitband begrenzt. Der Biotit erscheint zerfranst und zerrissen, schwärzlichbraun (oft mit einem Stich ins Grünliche oder Gelbliche) und wandelt sich in geringem Maße in Chlorit um. Im Übrigen ist der Pegmatit normal ausgebildet. Diese späte Kataklastik zeigt in beiden Gesteinsanteilen dieselbe Wirkung.

Biotitplagioklasgneis

Vergleichsweise möge hier noch ein makroskopisch etwas an die erwähnten Gesteine erinnerndes Gestein behandelt werden, welches den Bergzug nördlich der Ortschaft Pohlen aufbaut.

Es ist grünlich- bis schwärzlichgrau, dicht- bis feinkörnig, seine Struktur nähert sich der Pflasterstruktur. Biotit (bis $\frac{1}{3}$ mm, selten bis $\frac{3}{4}$ mm) in lentikulären Massen, öfters stark ausgebleicht und in Chlorit umgewandelt, wobei es zu einer Erzausscheidung (mit Titanit- und Klinozoisitsäumen) kommt. Im Biotit pleochroitische Höfe nicht selten. Quarz (ca. $\frac{1}{3}$ des Schlicfs), in linsigen, stark kataklastischen Körnern, wird von einem Gekrümmele der andern Gesteinskomponenten umgeben.

Ca-Na-Feldspat (selten Ab, nahe $\perp \alpha$ 25°, 27°, 28°) gern wie zellig, ist deutlich kataklastisch, selten in Zoisit, Epidot, noch seltener in Muskowit umgewandelt. Der in beträchtlicher Menge in Körnern und plumpen, verzackten Massen auftretende Magnetkies trägt meist einen Klinozoisitsaum. Apatit in runden Körnern ist nicht selten.

Die Masse von Quarz und dabei der sehr basische Feldspat nebst dem Biotit, welcher ein Überwiegen der Mg O angibt, deutet am ehesten auf Paragestein hin.

Amphibolite

Den Paragneisen stehen in der Art der Metamorphosen die Amphibolite am nächsten. Sie finden sich in dem bearbeiteten Gebiet sowohl in Para-, als auch Orthogneisen eingelagert und zeigen eine verschiedene tektonische Beanspruchung. Teils treten sie in Ausbildungsformen auf, welche noch Anzeichen der ursprünglichen gabbroiden Struktur erkennen lassen, teils ist von einer Massengesteinsstruktur nichts mehr zu sehen und diese hat einer Parallelstruktur oder richtungslos körnigen Struktur Platz gemacht. Rein äußerlich zeigt sich die starke Beanspruchung in der mehr oder minder deutlich ausgeprägten Schieferigkeit und in der stellenweise linsigen Auswalzung von Gesteinskomponenten (Feldspat). Meist sind die Amphibolitgänge auch gefaltet, verbogen und verkniet, in einzelne Teile zerrissen und zu langen, brotlaibartigen Linsen ausgewalzt.

Es lassen sich vier Amphibolit typen feststellen, welche im Folgenden beschrieben werden sollen:

1. Normaler Amphibolit,
2. Amphibolit vom Kalkbruchtypus,
3. Granatamphibolit,
4. Flaseramphibolit.

Normaler Amphibolit

(letzte Moldauwindung südöstlich vor Rojau, unterhalb Kote 522):

Das Gestein ist grünlichgrau, feinkörnig, deutlich geschiefert und hat Parallelstruktur.

Hornblende ($1\frac{1}{2}$ mm, c γ 20° , dunkellauchgrün bis olivgrün, teils körnig, öfter lappig oder stengelig, manchmal säulig gestreckt nach c, aber oft an den Rändern auf kurze Strecken fortgewachsen), erfüllt zu etwa $\frac{2}{3}$ den Schliff. Bemerkenswert ist bei ihr stellenweise eine Zonarstruktur, wobei sie in den äußeren Partien höher doppelbrechend ist. Andesin (bis $\frac{1}{2}$ mm, körnig, wenig zonar, selten Ab und Pe, $\perp$ M P 23° , 26° , 27° , opt. [—]), zeigt vielfach beginnende Umwandlung zu Muskowit und Epidot. Vereinzelt ist rostbrauner Biotit an Schieferungsflächen angereichert. Magnetit (oft mit einem Klinozoisit- oder Epidotsaum) ist meist limonitisch, braun durchscheinend und tritt häufig in Hornblende auf. Apatitkörner sind selten. In der Hornblende mitunter pleochroitische Höfe.

Daß sich auch späte dynamometamorphe Prozesse nach der Umwandlung in Amphibolit und zwar besonders in gewissen Zonen abspielten, während die Hauptmasse des Gesteins von ihnen kaum berührt wurde, zeigt sich bei einem mehrfach umgewandelten Amphibolit von Rojau. Dieser entstand aus dem vorerwähnten Gestein durch späte dynamische Vorgänge, welche wohl dem ursprünglich gefaßten Begriff Diaphthorese entspricht. Stellt man sich die Entstehung eines Amphibolits aus einem Gabbro rep. einem basischen Eruptivgestein so vor, daß der Gabbro eine Verwalzung und Zertrümmerung mit gleichzeitiger Umkristallisation erfuhr, worauf eine Zeit ruhiger Ausheilung folgte, so kann man sich die Bildung dieses Diaphthorits durch eine späte Dynamometamorphose dieses Amphibolits unter geringerem Druck und niedrigerer Temperatur erklären. Als Diaphthorese sind also nur solche späte dynamometamorphe Vorgänge in oberen Rindenzonen aufzufassen, welche einen kristallinen Schiefer der Kata- oder Mesozoene betrafen, während die gleiche Wirkung auf ein vorliegendes Massengestein nicht unter diesen Begriff fällt. Durch Diaphthorese kann also ein kristalliner Schiefer in seiner Struktur umgearbeitet werden und kann dann den Eindruck eines jüngeren Gesteins machen. So ging aus vorerwähntem Amphibolit durch späte Dynamometamorphose ein grünlichgraues dichtes bis feinkörniges Gestein hervor, welches makroskopisch den Eindruck eines jungen dioritischen Massengesteins macht. U. d. M. ergeben sich folgende Gesteinskomponenten: Hornblende (50%), Orthoklas (35—40%), massenhaft Apatit, Titanit (körnig, bis $\frac{1}{5}$ mm) und Magnetit. Die Hornblende ist stark ausgebleicht und in großem Umfang zu Chlorit umgewandelt. In Hornblende und Chlorit nicht selten pleochroitische Höfe. Apatit, in idiomorphen Säulchen, vielfach in sternförmigen Nestern auf-

gehäuft oder körnig; Orthoklas (bis $\frac{3}{4}$ mm), körnig, stark kataklastisch, zeigt beginnende Kaolinisierung. Die Struktur des Gesteins erinnert an die hypidiomorphkörnige jüngerer Massengesteine.

Der Amphibolit vom Kreuzberg ist schwärzlich-grau und steht nach Aussehen und Mineralbestand dem Amphibolit von Rojau nahe, doch tritt als neuer Gemengteil Quarz (ca. 5%) in stark kataklastischen, meist annähernd gleich opt. orientierten Körnern auf. Die Hornblende ist hier tief grün pleochroitisch mit bläulichem Ton in γ . Dieser Amphibolit gleicht manchem, der von L. Mautner beschriebenen Amphibolite. Pleochroitische Höfe treten ganz zurück.

Amphibolit vom Kalkbruchtypus

Gesteine, die mit den aus dem Krumauer Kalkbruch beschriebenen Amphiboliten übereinzustimmen scheinen, finden sich u. a. am rechten Moldauufer gegenüber der Brauerei in Krumau und bei Rojau am linken Ufer des Moldautales im Seitental, durch welches die Straße nach Krumau führt.

Sie führen braune Hornblende (oft mit einem Stich ins grünliche, c γ 19°), Oligoklasandesin (Körner bis 1½ mm, Ab, Pe, gut zonar: $\perp$ MP 6° K, 21° R, 8° K, 20° R), etwas chloritischer Biotit, Titanitkörner ($\frac{1}{2}$ mm), reichlich Apatitkörner ($\frac{1}{3}$ mm), Ilmenit und Klinozoisit. Pleochroitische Höfe sehr selten.

Granatamphibolit

(Kuppe nordwestlich Eichberg bei Kote 670; westlich Baumwollspinnerei etwa 50 m vom Granitkontakt.)

Die braune Hornblende (bis 1½ mm, c γ 19°) erinnert an die Hornblende der obenerwähnten Gesteine. Ca-Na Feldspat (bis 1 mm, Ab, Pe, deutlich zonar: nahe $\perp$ α 25°, 26° K, 32°, 34° R, opt. [—] ist hier Labrador-Bytownit. Ilmenit (gern mit Epidot- oder Titanit saum) bildet manchmal lange Schmitzen (bis $\frac{3}{4}$ mm), welche den Gedanken auftauchen lassen, daß es sich um eine Auswalsung ursprünglicher Erze handelt. Granat (bis 2 mm), farblos, in nicht kristallographisch begrenzten Körnern, hat deutliche Siebstruktur und wird gewöhnlich von einem Hof mit mehr lichten Gemengteilen umgeben. Eine beginnende Umwandlung zu Hornblende und Chlorit ist deutlich. Pleochroitische Höfe sind spärlich. Einschlüsse bilden Apatit und Epidot. Quarz (ca. 1—2%) in kataklastischen Körnchen (bis $\frac{1}{8}$ mm), ist selten. Auffallend ist mancherorts das massenhafte Auftreten von Magnetkies in derben zerrissenen Körnern mit breiten Klinozoisitsäumen. Dieser Klinozoisit entspricht einer späten Bildung.

Flaseramphibolit

(250 m südöstl. Schwalbenhof und gegenüber der Spinnerei).

Das Gestein zeigt in einem dichten schwarzgrauen Grundgewebe Augen von Feldspat, welche im Verhältnis 1 : 5 oder noch mehr ausgewalzt wurden oder dünnschmitzig erscheinen. Diese Auswalzung ist ein frühes Phänomen, welches die Wirkung der Dynamometamorphose deutlich macht. Das Gestein hat Palimpseststruktur und ist vollständig neu kristallisiert. Es handelt sich um einen ehemaligen feldspatreichen Gabbro, dem der Feldspat eine Art porphyritisches Gepräge gab. Die ehemalige gabbroide Struktur zeigt sich noch in der Art der Verteilung heller und dunkler Gemengteile (Feldspat und Hornblende).

Die Hornblende (1—2 mm, bräunlichgrün) tritt in plumpen Partien, meist nestartig zusammengedrängt, auf, ist vielfach in Chlorit umgewandelt und entsendet oft kristallographisch begrenzte und meist gleichorientierte Stengel in den Feldspat. Pleochroitische Höfe sind höchst selten. Die Feldspatäugen (bis 1 cm), bestehen durchwegs aus mäßig zonarem Bytownit (Ab, Pe, $\perp$ MP 36°, 37°, nahe $\perp$ α 28° K, 34° R, 25° K, 37° R, opt. [—]). Durchwegs beginnt Umwandlung zu Zoisit, Epidot und auch Muskowit, meist von Rissen ihren Ausgang nehmend. Manchmal ist vom Feldspat fast nichts mehr zu sehen, an seiner Stelle sitzt ein dichtes Aggregat von kleinen Epidot- und Zoisitkörnern, zwischen welchen hier und da noch der Feldspat durchschimmert. Magnetit, fast immer mit einem Saum von Klinozoisit oder Epidot, ist reichlich in gezackten Körnern oder eigenartig verlappten Partien anwesend. Titanit in groben Körnern ($\frac{1}{2}$ mm) bildet Einschlüsse in Hornblende oder ist mit ihr verwachsen. Apatitkörner sind ziemlich selten.

In einem analogen Gestein am linken Moldauufer findet sich auch Augit.

Granitische Gesteine und relativ junge Orthogneise

Die Granite, Granitporphyre und Pegmatite der Krumauer Gegend scheinen mit den aus dem nördlichen Böhmerwald beschriebenen analogen Gesteinen völlig übereinzustimmen, etwa bestehende Unterschiede wären nur mit Hilfe von Analysen halbwegs eindeutig festzustellen. Dagegen bieten sie ein aufschlußreiches Bild in Bezug auf späte dynamometamorphe Vorgänge. Während sich in anderen Teilen des Böhmerwaldes eine ziemlich eindeutige Altersfolge feststellen läßt, in der Art, daß als jüngste granitische Gesteine

Pegmatite aufzufassen sind, welche über die normalen Granite und Diorite zu den Orthogneisen überleiten, läßt sich in Krumau diese Reihenfolge scheinbar nicht bestätigen. Gerade die Pegmatite weisen nämlich mancherorts die stärkste dynamische Beanspruchung auf, wie Schieferigkeit, Flasrigkeit, Kataklaste und Verbiegung der Gesteinskomponenten. Dagegen konnte bei den eigentlichen Graniten keine derartige oder wenn doch, dann bedeutend geringere Beanspruchung festgestellt werden. Diese Granite leiten dann ohne scharfe Grenzen zu Hornblendgneisen und hornblendereichen Dioritgneisen über, während Diorite völlig zu fehlen scheinen.

Wie schon M. Stark (Umwandlungsvorgänge Pag. 73) hervorgehoben hat, läßt sich zur Beurteilung des Alters der Orthogesteine und zwar solcher, welche noch die alte Massengesteinsstruktur erkennen lassen, als auch solcher, welche schon zu kristallinen Schiefern wurden, die Art und Wirkung einer Metamorphose nur in beschränktem Maße verwenden, denn der Deckenbau der Gebirge hat gelehrt, daß Bewegungen und sonach dynamometamorphe Prozesse sich vornehmlich in gewissen Zonen, Bewegungsbahnen, Schubflächenbereichen abspielen können, während innerhalb bewegter Massen große Anteile kaum verändert zu werden brauchen.

Ein Schulbeispiel für diese Auffassung bietet die Gegend um Krumau. Schon bei der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse im benachbarten Marmorgebiet zeigte es sich, daß scharfe Störungs- und Überschiebungslinien festgestellt werden können, welche durch starke Graphitbildung deutlich hervortreten. Unterhalb der Krumauer Stadtkirche konnte am rechten Moldauufer eine mehrere Meter mächtige Graphitzone festgestellt werden, an welcher der Marmor auf die angrenzenden Paragneise aufgeschoben wurde, wobei es innerhalb der Paragneise ebenfalls zu Überfaltungen und Überschiebungen kam. Ein in dieser Zone liegender Pegmatitgang (Parkgraben an der Stiege) wurde von diesen Vorgängen miterfaßt, zertrümmert und verbogen und erhielt so ein grobflaseriges Gefüge. An einer anderen ähnlichen Störungszone (großer Aufschluß, letzte Moldauwindung vor Rojau) konnte ein ganz analoger verquetschter und zerrissener Pegmatitgang festgestellt werden, bei welchem aber außerdem eine, durch die notwendigerweise bei dynamometamorphen Vorgängen mit sich gebrachte, beträchtliche Temperaturerhöhung, in der Bildung von Sillimanit ihren Ausdruck fand. Man hat es also bei diesen Vorgängen mit späten dynamometamorphen Erscheinungen von lokaler Wirkung zu tun.

Nun sollen noch kurz einige Diorit- und Hornblendgneise behandelt werden.

Dioritgneis

(Aufschluß südöstlich von Rojau, unterhalb Kote 522).

Das mäßig umkristallisierte, hellgraue, mittelkörnige Gestein zeigt nicht sehr ausgeprägte Schieferung und besteht aus: Andesin (1 mm) in wenig idiomorphen Individuen mit welliger Zonarstruktur (Ab, seltener Pe; Kb fehlt, nahe $\perp \alpha$ 18°, 20°, 21°). Durch späte Kataklaste wurde er nur wenig verbogen. An den meisten Individuen beobachtet man eine oder zwei deutliche, wenn auch unscharf abgegrenzte basische Rekurrenzen. In den zentralen Teilen treten vielfach schwarmartig Antiperthite auf, während die randlichen Partien fast frei von ihnen sind. Orthoklas (gerundete Körner bis 1 mm) tritt sehr stark in den Hintergrund und läßt Muskowit- und Kaolinbildung erkennen. Quarz, an Menge etwa gleich dem Andesin, ist im gewissen Grade idiomorph, hat mäßige Mörtelstruktur, ist an den Rändern kataklastisch und bildet eine Art Füllmasse zwischen den andern Gemengteilen. Mit mäßiger Tendenz zu paralleler Anordnung schaltet sich schwärzlich-brauner Biotit (bis 1½ mm), in blättrigen, schuppigen, selten stengeligen Massen ein. Biotiteier treten manchmal im Feldspat auf. Runzelig korrodierte Apatitkörner (bis 1/3 mm) bilden gern Einschlüsse im Biotit, in kurzprismatischen Säulchen im Feldspat. Zirkon bildet vereinzelte pleochroitische Höfe im Biotit; Ilmenit feine Flitterchen // 001.

Ein sehr ähnlicher, körneliger, weit umkristallisierter Dioritgneis (südöstlich von Rojau gegenüber der Ziegelei) enthält auch in mäßiger Menge Hornblende (½ mm, γ 18°). Durch Zertragung und Verbiegung ehemaliger einheitlicher Glimmer- und Hornblendeindividuen und nachherige Neukristallisation, entstanden Schären und Nester meist zackiger Glimmer- und Hornblendeindividuen, dabei oft innige Verwachsung und Durchwachsung der Hornblende mit Biotit (doch auch primär).

Hornblendedioritgneis

(Kreuzberg).

Dieses Gestein zeigt eine ausgezeichnete, sehr intensive Mörtelstruktur und durch Flaserung bedingte Riß- und Quetschzonen, welche durch späte dynamische Beeinflussung entstanden sind.

Die Hornblende (2½ 1 mm γ 19°) zeigt deutlich späte parallele Anordnung, ist zerrissen und in den Zerreißzonen meist ausgebleicht, sehr selten zu Chlorit umgewandelt. Andesin (bis 1 mm, Ab, Pe, Kb selten) hat deutliche Zonarstruktur ($\perp$ MP 12° R, 16° K, nahe $\perp \alpha$ 19°, 23°). Orthoklas ist sehr spärlich und meist infolge Muskowitisierung und

Epidotisierung getrübt. Stellenweise sind um Feldspat Epidotkränzchen zu beobachten. Titanit ($1\frac{1}{2}$ mm) tritt als ursprüngliches Kristallisationsprodukt auf. Quarz ($\frac{1}{2}$ mm) hat Mörtelstruktur. Biotit nur noch in vereinzelter, meist ausgebleichten Schuppen. Pleochroitische Höfe in Hornblende und Biotit sehr selten.

Hornblendegneis

(Rechtes Moldauufer gegenüber der Brauerei).

Das Gestein hat Parallelstruktur, von der ursprünglichen Dioritstruktur ist nicht mehr viel zu sehen. Es handelt sich dabei um einen Gneis, der wahrscheinlich aus Hornblendegranitit hervorgegangen ist und soviel Orthoklas enthält, daß der Name Dioritgneis kaum recht am Platz wäre. Als Phänomen der späten kataklastischen Metamorphose zeigt sich eine intensive Myrmekitbildung. Andesin (Ab und Pe undeutlich, Kb fehlt, $\perp$ a 14° , 16°) hat unruhige Zonarstruktur. Stellenweise ist im Andesin Antiperthit. Orthoklas (bis 1 mm) ist reichlicher als in den vorangegangenen Gesteinen, doch auch hier durch Umwandlung getrübt. Rostbrauner Orthit, mit breitem pleochroitischem Hof, wird von Epidotkörnchen eingesäumt.

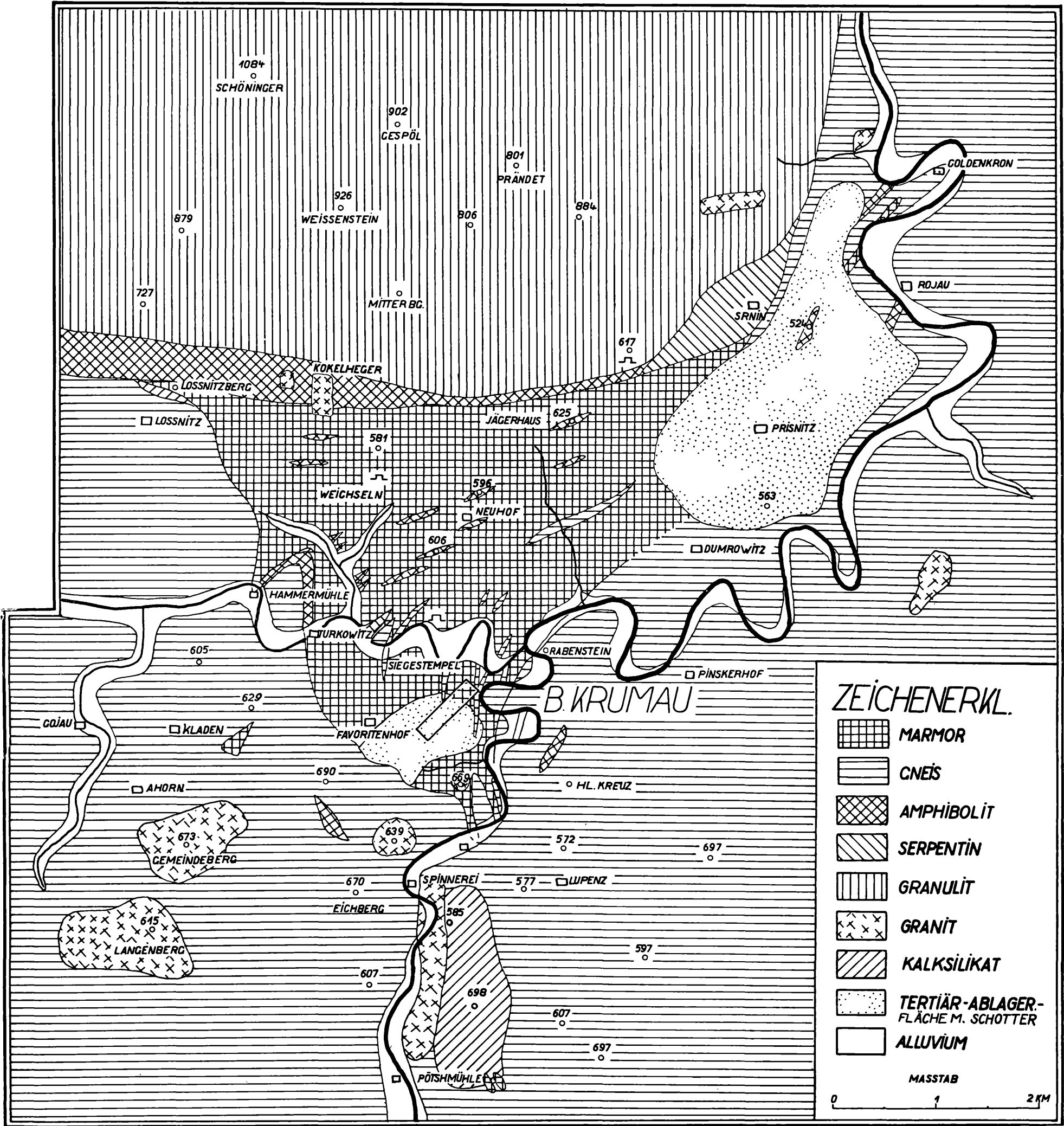
Am Schlusse dieser Arbeit ist es mir eine angenehme Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. Stark, für die Mühe zu danken, welche er dem Zustandekommen dieser Arbeit gewidmet hat.

Weiters danke ich der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die materielle Unterstützung dieser Arbeit.

Literatur:

- Drescher, F. K.: „Über granito-dioritische Mischgesteine der Friedberger Intrusivmasse.“ Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläontol. 54. Beilageband, Abt. A (1926).
 „Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayrischer Wald).“ Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Paläontol. 60. Beilageband Abt. A (1930).
 Fischer, Georg: „Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen.“ Jahrb. für Min., Geol. und Paläontol. 60. Beilageband, Abt. A.
 Gäbert, C.: „Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen.“ Sonderabdruck aus der Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft, Jahrgang 1907, Heft 3.
 Goldschmidt, V. M.: „Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet.“ Vidensk. Skrift. Math.-nat. Kl. 1911.
 Grubenmann, U.: „Die kristallinen Schiefer.“ Berlin 1904 (Verl. Gebr. Bornträger).
 Hochstetter, F. v.: „Geognostische Studien aus dem Böhmerwald.“ Jb. d. G. R. A. 1854.
 Katzer, Friedrich: „Geologie von Böhmen.“ Prag 1892 (Verlag Taussig).

GEOLOGISCHE SKIZZE UM BÖHM. KRUMAU



Epidotisierung getrübt. Stellenweise sind um Feldspat Epidotkränzchen zu beobachten. Titanit ($1\frac{1}{2}$ mm) tritt als ursprüngliches Kristallisationsprodukt auf. Quarz ($\frac{1}{2}$ mm) hat Mörtelstruktur. Biotit nur noch in vereinzelten, meist ausgebleichten Schuppen. Pleochroitische Höfe in Hornblende und Biotit sehr selten.

Hornblendegneis

(Rechtes Moldauufer gegenüber der Brauerei).

Das Gestein hat Parallelstruktur, von der ursprünglichen Dioritstruktur ist nicht mehr viel zu sehen. Es handelt sich dabei um einen Gneis, der wahrscheinlich aus Hornblendegranitit hervorgegangen ist und soviel Orthoklas enthält, daß der Name Dioritgneis kaum recht am Platz wäre. Als Phänomen der späten kataklastischen Metamorphose zeigt sich eine intensive Myrmekitbildung. Andesin (Ab und Pe undeutlich, Kb fehlt, α 14° , 16°) hat unruhige Zonarstruktur. Stellenweise ist im Andesin Antiperthit. Orthoklas (bis 1 mm) ist reichlicher als in den vorangegangenen Gesteinen, doch auch hier durch Umwandlung getrübt. Rostbrauner Orthit, mit breitem pleochroitischem Hof, wird von Epidotkörnchen eingesäumt.

Am Schlusse dieser Arbeit ist es mir eine angenehme Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. Stark, für die Mühe zu danken, welche er dem Zustandekommen dieser Arbeit gewidmet hat.

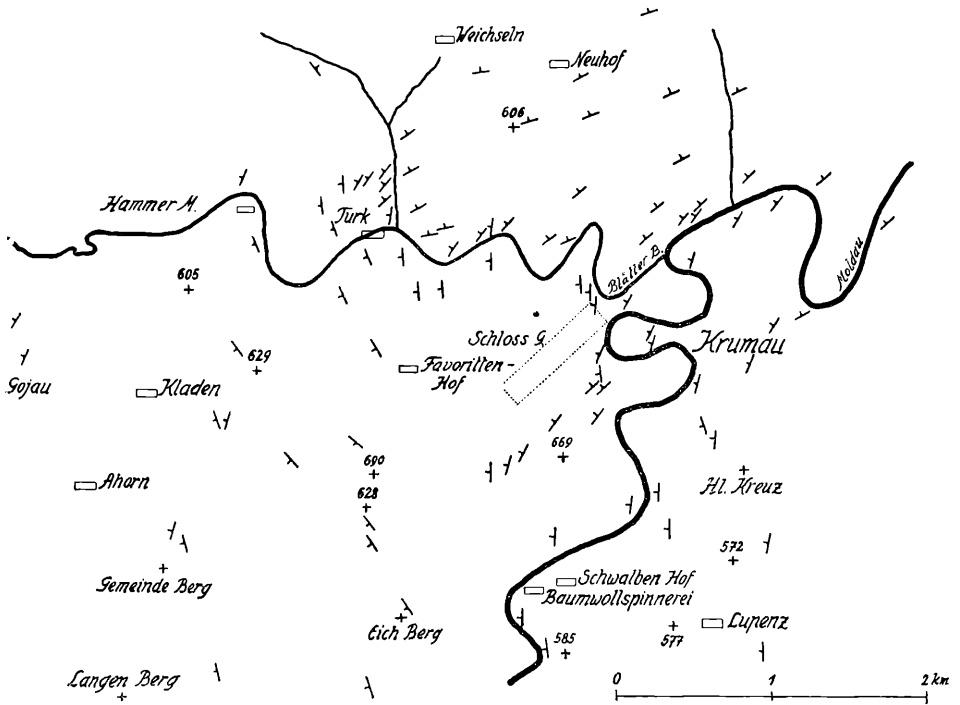
Weiters danke ich der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die materielle Unterstützung dieser Arbeit.

Literatur:

- Drescher, F. K.: „Über granito-dioritische Mischgesteine der Friedberger Intrusivmasse.“ Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläontol. 54. Beilageband, Abt. A (1926).
 „Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayrischer Wald).“ Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Paläontol. 60. Beilageband Abt. A (1930).
 Fischer, Georg „Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen.“ Jahrb. für Min., Geol. und Paläontol. 60. Beilageband, Abt. A.
 Gäbert, C.: „Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen.“ Sonderabdruck aus der Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft, Jahrgang 1907, Heft 3.
 Goldschmidt, V. M.: „Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet.“ Vidensk. Skrift. Math.-nat. Kl. 1911.
 Grubenmann, U.: „Die kristallinen Schiefer.“ Berlin 1904 (Verl. Gebr. Bornträger).
 Hochstetter, F. v.: „Geognostische Studien aus dem Böhmerwald.“ Jb. d. G. R. A. 1854.
 Katzer, Friedrich „Geologie von Böhmen.“ Prag 1892 (Verlag Taussig).

K. Balzer und K. Hegenbart

Skizze des Gesteinsstreichens um B. Krumau



- Lidl, F. v.: „Beiträge zur geognostischen Kenntnis des südwestlichen Böhmen.“ Jb. d. G. R. A. 1855.
- Limbrock, H.: „Geol.-petrogr. Beobachtungen im südöstl. Teil der böhmischen Masse.“ Jb. d. G. B. A. 1925.
- Peters, C.: „Die kristallinen Schiefer- und Massengesteine im nordwestl. Teil von Oberösterreich.“ Jb. d. G. R. A. 1853.
- Reinhold, Franz: „Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegend-schiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel.“ Tschermaks Min. und Petrogr. Mitteilungen XXIX. (1910).
- Schuster, M.: „Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. III. Abt.“ München 1923 (Verl. von R. Oldenbourg und Piloty u. Loehle).
- Sokol, K.: „Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des Böhmerwaldes.“ Verhandl. der G. R. A. 1918.
- Stark, M.: „Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen.“ Wien 1907 (Verl. d. naturwissenschaftl. Vereins).
- „Petrographische Provinzen.“ Fortschr. d. Min. 1914.
- „Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes.“ Lotos, Prag 1928.
- „Petrogr.-geol. Fragen um Pfraumberg-Haid.“ Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paläont. 61. Beilageband, Abt. A (1930).
- Sueß, F. E.: „Bau und Bild der Böhmisches Masse.“ Wien und Leipzig 1903.
- „Intrusionstektonik und Wandertektonik.“ Berlin 1926 (Verl. Bornträger).
- Waldmann, Leo: „Geologische Studien in der Glimmerschieferzone Südböhmens.“ (Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, Nr. 17, 1930.)
- Wurm, Adolf: „Geologie von Bayern, I. Teil.“ (Verl. Gebr. Bornträger 1925.)

Die Krumauer Marmore und die im Norden anschließenden Amphibolite und Granulite.

Von Karl Hegenbart.

Durchgeführt mit Unterstützung der deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechoslowakische Republik.

Wenn man von der Warte des Schöningers an klaren Tagen ganz fern im Süden über den blauen Grenzwäldern unseres Landes die Berge des ewigen Schnees herüberwinken sieht, so denkt man ganz unwillkürlich an die kühnen Theorien, die an deren Aufbau geknüpft sind.

Sollten sich nicht hier in Krumau ähnliche Vorgänge nachweisen lassen wie in den Alpen?

Gerade dieses Gebiet, in dem möglicherweise eine Klärung der Gebirgsbildung zu erwarten war, wurde mir von Prof. M. Stark zur Bearbeitung übergeben.

Mein Aufnahmsgebiet liegt im Bereich der Krumauer Marmore und den im Norden anschließenden Amphiboliten und Granuliten.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften](#)

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: [84](#)

Autor(en)/Author(s): Balzer Wolfgang

Artikel/Article: [Die kristallinen Schiefer im Bereich südlich der Krumauer Marmorzone 27-45](#)