

Die kristallinen Schiefer im Bereich der Amphibolit-Marmorzüge Krumau-Hüttenhof.

Von Dr. Leo Mautner.

Gedruckt mit Unterstützung der deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die tschechoslovakische Republik.

Gegenstand der Arbeit ist die Beschreibung der Marmor-Amphibolitzüge der Gegend Josefstal, Hüttenhof und der Zwischenglieder zum Amphibolit-Marmorgebiet Krumau. Infolge der schlechten Aufschlüsse wurde besonderes Augenmerk zugewandt der Frage, in wieweit die Gesteine metamorph verändert und in Zusammenhang zu bringen sind mit ähnlichen Gesteinen des gesamten Böhmerwaldes.

Beobachtet wurden folgende Gesteine: Marmore, Kalksilikate, Para- und Orthogneise, Amphibolite, Granite und Diorite, Aplite und Pegmatite. Alle diese Gesteine wurden anstehend gefunden. Der Granit dieser Gegend ist im Gegensatz zum grobkörnigen Granit des Böhmerwaldhauptzuges, der bei St. Thoma porphyrtartig ist (Kristallgranit), mittelkörnig. Er ist meist ein Zweiglimmergranit, häufig mit Turmalinnadeln. Auch gangförmige Ausscheidungen von Turmalingranit sind anzutreffen, in denen der Turmalin oft Längen von mehreren Zentimetern erreicht.

Aufgeschlossen ist das Gebiet an der Südostkante des Seschiberges in einer Länge von 100 m und etwas südwärts im Kalkbruch und der Nordhang durch eine Reihe von Kalkbrüchen. Die Aufschlüsse an der Kante erreichen kaum Höhen über 5 m, im Kalkbruch etwa ebensoviel. In diesen Aufschlüssen kann man auch deutlich die intensive tektonische Durchbewegung, die sich in steilen Falten, vielfach auch Fältelungen, äußert, erkennen. An der SO-Kante treten auf Gneise und Amphibolite. Von Gneisen finden sich Orthogneise, die nicht sehr deutlich geschiefert sind, ferner graue Paragneise mit sehr feiner Schieferung und feinkörnig, weiters ziemlich verbreitet solche, die sehr dunkel und biotitreich sind. (Von Hochstetter wohl als Amphibolite kartiert.) Zu erwähnen sind noch dioritartige Schiefer, die ziemlich häufig sind. Diese Gneise sind durchschlagen von Aplitgängen, die eine Mächtigkeit bis $\frac{1}{2}$ m erreichen und noch sehr stark geschiefert sind, was auf eine jüngere Dynamometamorphose hindeutet. Die Gneise haben ein Streichen von N 65 W, ein Fallen 37 N. Die Paragneise unterscheiden sich von den Orthogneisen makroskopisch oft durch einen rötlichen Schimmer (hoher Biotitgehalt). Sie treten auch meist in unmittelbarer Nähe der Kalklager auf. Die Orthogneise herrschen an Menge über die Paragneise vor. — Die Amphibolitvorkommnisse sind von nicht

sehr großer Ausdehnung. Sie bilden meist Gänge in den Kalken und sonstigen Paragesteinen.

Die ältesten Gesteine sind die Paragneise, mit ihnen gleich alt sind die Marmore. Auf diese Gesteine folgen dem Alter nach die Amphibolite, auf diese die Orthogneise, als nächst jüngere die Granite, an welche sich dann die Aplite und Pegmatite anschließen. Bei diesen Gesteinen ist nur eine relative Altersbestimmung möglich; über das absolute Alter etwas Sicheres auszusagen ist bis jetzt kaum möglich; die dynamometamorph nicht beeinflussten Granite sind wohl karbonisch.

Paragesteine.

Kalkvorkommnisse.

Kalkbrüche sind bei Hüttenhof, am Scheschiberg, bei Schwarzbach, bei Planles und bei Mutzkern. Bei Hüttenhof ist der Kalk aufgeschlossen in einer Reihe von Brüchen, deren einer am Südhang des Scheschiberges liegt, während die anderen am Nordhang vom Fuß des Scheschiberges direkt auf seinen Gipfel zu ziehen. Der unterste Bruch des Nordhanges liegt knapp am Waldrand, südlich der Straße von Vorderstift nach Neuhäuser. Der Kalk bildet hier ein bis 7 m mächtiges Lager. Aufgeschlossen ist er in einer Länge bis 40 m. Der Kalk setzt sich bis in die Tiefe fort. Abgebaut wurde er nur oberflächlich. An diesen Bruch schließt sich ein zweiter an, der grabenartig ist und am oberen Ende wie abgesperrt durch einen Granit-Gneisriegel. Ein kleines Stück oberhalb dieses Riegels kommt der Kalk gleich wieder zum Vorschein. Von diesem Riegel weg zieht ein dritter Bruch bis unmittelbar zum Gipfel. Dieser Bruch hat eine Länge von 50—60 m und ist bis 3 m hoch. Dieses Kalklager ist wieder abgeriegelt durch Gneis und einen silikatreichen Kalk, der nicht mehr abgebaut wurde. Abgebaut wurde nur der rein weiße Kalk. Der Kalk hat ein Streichen von N 25 W Als Nebengestein tritt auf dieser dunkle Gneis, Paragneis, wie er auch an der anstehenden Felswand am Südhang des Scheschiberges sich findet. Durchschlagen ist dieser Gneis und auch der Kalk von Amphibolitgängen, u. zw. einem sehr dichten Amphibolit. Im letzten Bruch bildet der Amphibolit an der Ostseite die Begrenzung des Kalkes. Der Amphibolit streicht N 30 W Vom Gipfel des Scheschiberges weg ist angelegt ein vierter Bruch mit seiner Längserstreckung fast senkrecht auf den vorerwähnten dritten Bruch. Hier ist der Kalk aufgeschlossen in einer Höhe von 5 m und einer Länge von 12 m. Auch hier tritt wieder dieser dichte Amphibolit auf. Von diesem Hauptlager strahlte noch eine bis 1.5 m breite und 2 m mächtige Schmitze 50 m gegen N aus. Der Kalk taucht dann wieder auf am Südhang des Scheschiberges, wo

sich auch der größte Bruch befindet. Dieser hat eine NS-Längs-erstreckung von cca. 40 m und eine Höhe bis zu 8 m. Das Streichen des Kalkes ist hier N 15 W, das der Paragneise N 35 W, das Fallen der Paragneise 30 N. Der Kalk ist dickplattig. Da der Kalk am Südhang des Scheschiberges dasselbe Streichen hat wie der am Nordhang, ist wohl anzunehmen, daß der Kalk in einem Zuge durch den Scheschiberg in der Tiefe durchsetzt, allerdings stark disloziert.

Der Kalk ist hier überall eingelagert den Paragneisen. Der Marmor bei Hüttenhof ist rein weiß, nicht im geringsten verunreinigt, von sehr gleichmäßigem Korn. Diese Kalkbrüche von Hüttenhof sind alle schon fast verfallen, was zum Teil darin seinen Grund hat, daß sie nur an der Oberfläche angelegt waren, da ja jedem der umliegenden Bewohner freigestellt war, sich nach Bedarf Kalk zu brechen. Der wegen seiner guten Qualität sehr begehrte Kalk wurde größtenteils nach Österreich geliefert. Er wäre wohl auch heute noch abbauwürdig, doch ist die Betriebsaufnahme mit beträchtlichen Kosten verbunden. Aus der Hochstetterschen Karte gewinnt man für den Kalk leicht den Eindruck einer größeren Mächtigkeit, als sie ihm wirklich zukommt.

Der Kalk von Schwarzbach, Planles und Mutzkern ist feinkörniger als der von Hüttenhof und durch reichliche Graphitfitterchen grau gefärbt. Vielfach zeigt er bis 5 mm breite Bänder von Ophicalzit. Hier wird der Kalk jetzt wieder, nachdem der Bruch durch eine Reihe von Jahren wegen schlechter Qualität stillgestanden hat, abgebaut, und zwar wird heute der Kalk sortiert; der reinere wird gebrannt und der silikatreiche findet als Schotterstein Verwendung. Der Kalk bei Schwarzbach ist aufgeschlossen in einer bis zu 10 m hohen und bis 50 m langen Wand. Der Kalk ist dickplattig, vielfach aber auch sehr dünnplattig. Mitten im Bruch steht eine Insel von einem sehr graphit- und erzreichen, harten Gestein. Bei diesem Erzvorkommen handelt es sich um eine metasomatische Gangbildung.

Im Kalkbruch bei Planles ist der Kalk grobplattig. Zu unterst ist wahrzunehmen ein Amphibolitgang, auf diesem lagert dann ein ziemlich dünngeschiefertes, sandiges Material, Paramaterial. Dieses sandige Aussehen ist eine Verwitterungserscheinung, hervorgerufen wohl durch Schwefelsäure, die hier im Graphit- und Mergelgebiet bei der Verwitterung eine Rolle spielt.

Das Streichen der Kalklinsen, das bei Hüttenhof NW-SO war, ändert sich bei Eggetschlag über WO und ist bei Schwarzbach und Planles N 70 O und in dieser Richtung zieht der Kalk gleichmäßig gegen Krumau hin.

Kalksilikatfelse.

Die größtenteils grünlichen, ziemlich feinkörnigen Gesteine lassen oft wahrscheinliche Schichtstruktur erkennen. Die Verteilung der Komponenten ist nicht regelmäßig, sondern lokal verschieden.

Kalksilikatfels, 500 m SO Kalkbruch bei Hüttenhof, sehr feinkörnig, grau-grünlich gebändert infolge Überwiegens von Feldspat oder Pyroxen. In ersteren (grauen) Anteilen herrscht neben wenigen etwas getrübbten Mikroklin- und Orthoklaskörnern Labrador ($\perp a 26^\circ$, Ab, selten Pe) vor. Kern ist basischer als der Rand. In einem großen Individuum findet sich sechsmal basische Rekurrenz. Die Feldspatindividuen sind kataklastisch, doch lassen annähernd gleiche oder ähnliche opt. Orientierung manches Feldspatmosaik es ehemals einheitliche Anordnung ersehen. Diese Kataklastose ist die Folge sehr später (nachgranitischer) Dynamometamorphose, der vorausgegangen ist eine hohe Temperaturmetamorphose, die sich zeigt in Mosaikstruktur von Augit und Feldspat. In den grünlichen Partien erscheint Diopsid in Körnern (2 mm), bisweilen gestreckt (4 mm), selten mit anteilweiser kristallogr. Begrenzung. Oft findet sich randlich und längs Sprüngen spät gebildete schwach grünliche Hornblende. Sonst zeigen sich eingeschlossen spärlich Chlorit-schuppen, vermutlich hervorgegangen aus Phlogopit. Große Hornblendeindividuen (bis 1 mm) zeigen auch deutliche Begrenzung nach (110). Feine Nadeln strahlen von ihnen auch in die Feldspate hinein. Sonst ist im Gestein noch vorhanden mosaikartig, doch kataklastisch Quarz, ferner Titanitkristalle (2 mm), endlich etwas Epidot.

Das Gestein wird durchtrümmt von spät gebildetem Albit; gegenüber diesem ist der Labrador oft zersetzt (zuerst Glimmer-, ganz spät Gel-Bildung).

Eine andere Probe von Kalksilikatfels, etwas über 1 km NO der Glashütte von Josefstal gesammelt, besteht aus Feldspat, Pyroxen, Quarz, Zoisit und Epidot, Hornblende, Titanit und Ilmenit.

Labrador ($\perp a 30^\circ, 32^\circ$) zonar, im Kern öfters epidotisiert ($\frac{1}{2}$ mm); Diopsid (Körner $\frac{1}{2}$ mm), gern mit Quarzeinschlüssen, ist gelegentlich verbogen, analog Quarz; Fe reicher Epidot und Zoisit erscheinen als relativ späte Neubildungsprodukte schwammartig weithin gleich orientiert mit den charakteristischen fleckigen, anormalen Interferenzfarben; Titanit, pleochroitisch, ist reichlich in Körnern in augitreichen Teilen; ganz wenig, fast farblose Hornblende und von Ilmenit wenige kleine Flitter.

Eine dritte Probe von Kalksilikatfels aus einer Steingrube ungefähr 200 m NW der Kirche von Untermol-

da u, enthält Diopsid, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Titanit, Apatit und Erze. Sie ist reicher an Quarz und Orthoklas als die beiden vorherbeschriebenen Proben.

Diopsid, nach c gestreckt, undulös auslöschend, trägt sehr wenig späte, // verwachsene Hornblende. Orthoklas, reichlich, ist im Dünnschliff schon durch den rötlich wolkigen Farbton vom Plagioklas unterscheidbar (M. Stark, Kaiserwald). Labrador ist spärlicher. ($\perp a$ Kern 36° , der Rand $[28^\circ]$ ist scharf abgesetzt, also offenbar später gebildet.) Im Feldspat und Quarz (dieser gelegentlich als Ader hinziehend) ist Magnetit und in feinen Schuppen Ilmenit verstreut. Titanit, gerundet oder in spitzrhombschen Kriställchen, deutlich pleochroitisch, ist häufig, Apatit sehr wenig, Zirkon vereinzelt.

In unmittelbarem Kontakt mit Granit finden sich am Nordhang des Scheschiberges im untersten Bruch Putzen und Trümmer von Omphacit-Granatfels, gelegentlich mit Wollastonit.

Das Gestein ist eigenartig und auffallend durch den Wechsel lebhaft lauchgrünen Omphacits und des hell- bis tiefhyazintroten Granats. Es gibt stellenweise mehrere millimeter- bis zentimeter-große, fast homogene Anteile nur des einen oder des anderen Minerals. An einer Probe fanden sich auch etwa 1 cm lange Stengel ölgrünen Vesuvians (nach Lichtbrechung, Doppelbrechung, opt. — und Verhalten v. d. Lötrohr). Omphacit ist körnig, schön lauchgrün, im Dünnschliff kaum pleochroitisch. Vielfach ist er trübe.

Der schwach rötliche Granat ist durchzogen von reichlich Sprüngen (Folge nachgranitischer Dynamometamorphose), die sekundärer Calcit, Klinozoisit und Epidot, hiebei oft weithin // orientiert, ausfüllen; Zoisit ist gerne dispers auslöschend. Primärer Quarz, in größeren gerundeten Körnern angereichert, zeigt kaum Kataklyse.

Da, dort trifft man in diesem Kontaktfels auch feinfaserigen Wollastonit an, der in einer Breite von $\frac{1}{2}$ cm die Granat-Omphacitpartien umsäumt.

Titanit findet sich in wenigen, rosa pleochroitischen Körnern. Auch Feldspat scheint sich beteiligt zu haben an der Zusammensetzung, ist aber größtenteils durch Epidot verdrängt.

Kalksilikatfels vom Nordhang des Scheschiberges, unmittelbar vom Gipfel.

Das Gestein besteht aus Feldspat, Omphacit, Quarz, Zoisit und Epidot, Hornblende, Biotit, Titanit und Apatit. Im Handstück beobachtet man auch Granat wie im vorigen Gestein.

Der ursprüngliche Bytownit ist aufgelöst in ein Körnerwerk, wobei aber noch die alten Individuen (bis 2 mm) mit ihren Zwillinglamellen (gerne verbogen) sichtbar sind; allenthalben hat sich neu eingestaltet saurer Feldspat, der klare und scharfe Zwi-

lingslamellen erkennen läßt. Die Ursache dieser Umwandlung ist sicher mitbedingt durch kataklastische Prozesse, denn dafür spricht undulös auslöschender Quarz und Verbiegung am Diopsid.

Omphacit, ziemlich viel, meist nach c gestreckt (3 mm), mit Saum neugebildeter grüner Hornblende, ist z. T. limonitisiert, ebenso oder chloritisiert ist ehemaliger Biotit.

Quarz ist kataklastisch, die einzelnen Körner sind verzahnt.

Titanit, kleine Körnchen oft in Gruppen, rosa pleochroitisch, ist häufig in den Feldspat- und Quarzpartien.

Apatit bildet rundliche Körner, aber auch kleine, oft kettenartig aneinandergereihte Säulchen.

Der Dünnschliff wird durch zogen von einer Ader von Epidot, Quarz, Chlorit und Hornblende.

Zoisit und Epidot, mit optischen Anomalien vom Kern gegenüber Rand (opt. +, dann wieder —), ist begleitet und umsäumt von chloritisiertem Epidot. Epidot findet sich auch noch in kleineren Körnchen, hervorgehend aus Feldspat, den er manchmal wie ein Aderwerk durchzieht. In nächster Nähe des Epidots sind im Quarz stellenweise sehr feine, farblose oder grünliche, spät gebildete Hornblendenädelchen eingelagert. Es ergibt sich bei diesem Gestein, daß diese Mineralfüllung der Kluft durchaus identisch ist mit den Neubildungen im Gestein bei der späten Dynamometamorphose sonst, worauf auch schon im Böhmerwald öfters hingewiesen wurde (M. Stark, Umwandlungsvorgänge in Gest. d. Böhmerwaldes, p. 22 u. 23, p. 35).

Das Gestein ist ein typisch durchaus kontaktmetamorphes, über das dann später noch (nach der Intrusion) Dynamometamorphose gegangen ist.

Schiefrige Kalksilikatgesteine.

Kalksilikatgneis (Hornblende — Augit-Gneis). Kalkbruch bei Planles unmittelbar neben der Straße.

Das Gestein weist auf bräunlich gesprengelte und helle Partien. Die hellen Partien sind sehr fein zuckerkörnig und bestehen meist aus trübem Feldspat, sehr kleinen, farblosen Pyroxenkörnchen, sehr wenig Biotit (phlogopitähnlich) und Calcit.

Feldspat in Mosaikstruktur ist trüber Orthoklas und Oligoklasalbit (wenig verzwillingt, \perp a 12° , 12° , 13°); farbloser Diopsid bildet meist kleine, unregelmäßig verteilte Körnchen, Calcit größere Körner, die oft auch schon in Pyroxen und Hornblende eingewachsen, also nicht sekundär sind. Die gesprengelten Partien setzen sich zusammen aus dem gleichen Feldspat, etwas weniger Pyroxen, hellbrauner Hornblende, Calcit und Titanit. Das Charakteristikum dieser Partie, zugleich aber auch das Merkwürdige für ein Paragestein, um das es sich hier handelt,

ist der Gehalt an brauner Hornblende, die, mit der Lupe betrachtet, dunkelbraun erscheint, im Schliff bräunlich mit deutlich rötlichem Stich. Sie ist deutlich pleochroitisch. Nach der Radde'schen Farbenskala: γ und β 33 braun r, α 33 braun s; Dicke 35 μ . c/γ 16°, 17°; 2 V groß, noch deutlich (—). Im Kern solcher Hornblende ist oft Diopsid. Stellenweise ist die zum Schluß gewachsene Hornblende etwas heller getont. Diese Hornblende steht bemerkenswerterweise am nächsten der Hornblende aus Amphibolit und Granat-Amphibolit vom Krumauer Kalkbruch, hat aber einen deutlich rötlichen Farbton. (M. Stark, Umwandlungsvorgänge, p. 21, 22.)

Calcit ist reichlicher als im hellen Teil. Titanit, in wenigen rosa pleochroitischen Körnern, ist gerne in Schnüren angeordnet.

Beide Partien sind Paragestein, charakterisiert durch Kalk, der bei der Hauptmetamorphose in Körnchen gewachsen ist. Ein weiteres Anzeichen als Paragestein ist bei dem SiO_2 Gehalt der Reichtum an Mg (Diopsid, Hornblende, Biotit [Phogopit], endlich der K-Reichtum [Orthoklas]). Das Gestein ist von später Dynamometamorphose nur spurenhaft erfaßt.

Ihre Bildung verdanken diese Gesteine zumindest z. T. der unmittelbaren Kontaktwirkung der Granite auf kristallinen Kalk oder Kalkmergel, z. T. wohl auch der Regionalmetamorphose.

Daß es sich bei diesen Gesteinen um Sedimente gehandelt hat, darauf weist die öfters noch erhaltene Schichtstruktur hin und der Umstand, daß sie meist in unmittelbarer Nähe der Kalklager auftreten.

Diese schiefriigen Kalksilikatfelse haben die ganze variscische Metamorphose mitgemacht. Die erste Dynamometamorphose ist nur im Handstück ersichtlich durch die Faltungen und Fältelungen. Die durch sie bedingte Kataklase ist durch die Regionalmetamorphose geschwunden. Ab und zu sieht man noch Anzeichen einer späten Dynamometamorphose. Alle diese Gesteine sind vollständig umkristallisiert.

Hornblende-Augitgneis, 500 m NW Hüttenhof.

Dieses Gestein schließt sich an an das Seite 5 beschriebene Gestein mit der braunen Hornblende. Es ist von heller Farbe mit reichlich grünen Partien und besteht aus Feldspat, Pyroxen, Hornblende, Biotit, Quarz, Titanit, Apatit, Zirkon und Erzen.

Orthoklas tritt hier ganz zurück, dafür herrscht Labrador (\perp a 28°, 30°), wenig kataklastisch, dagegen häufig von zierlichen Quarzstengelchen siebartig durchwachsen. Der Quarz ist, wie auch in M. Stark: Umwandlungsvorgänge p. 46 und Rosenbusch-Osann: „Elemente der Gesteinslehre“, IV Aufl. 1923, p. 673 beschrieben, stengelig, ähnlich wie im Myrmekit. Diese Durchwachsung ist auch der Grund leichter Angreifbarkeit des Feld-

spates und erweckt mitunter den Eindruck von Kataklyse. Der schwach grau gefärbte Diopsid ist häufig randlich umgeben von grüner, Quarz durchwachsender Hornblende, die nicht für Umwandlung aus Augit, sondern für sukzessives Wachstum spricht, analog dem vorangegangenen Gestein. Die Hornblende ist etwas dunkler grün oder bräunlich. Biotit, meist limonitisiert, ist wenig; Magnetit und Ilmenit (gerne mit Leukoxenrand) liegt gewöhnlich nur im Bereich der Hornblende, Titanit findet sich auch sonst öfters, seltener Apatit und Zirkon, letzterer mit pleochroitischen Höfen in Hornblende, Quarz ist reichlich in größeren, weithin gleich auslöschenden Körnern, was gegenüber dem selteneren Plagioklas, dem sparsamen Orthoklas und dem häufigen Augit nebst Hornblende für ein Paragestein spricht.

Migmatit, 1000 Schritte vom 1. Haus von Hüttenhof, Weg Vorderstift-Hüttenhof.

Dieses Gestein, etwas vergleichbar dem vorherbeschriebenen, besteht aus hellen Partien und reichlicher dunklen. Das ursprünglich offenbar dunkle, basische Gestein (dioritisch) wurde durchschlagen und zertrümmert, wobei sich die Hohlräume ausfüllten mit lichtem Material (hier wohl Injektionsmaterial) von dioritaplitischem Charakter, bestehend aus Andesin-Labrador (\perp a 22° , oft zonar gebaut und vielfach von // orientiertem Quarz durchwachsen), aus Orthoklas in verschwindender Menge, Quarz in großen, undulös auslöschenden Körnern mit vereinzelt Apatitsäulchen, schließlich Biotit in langgestreckten Schuppen in // Verwachsung mit schwach pleochroitischer, grüner Hornblende, die im basischen Teil vorherrscht; der Plagioklas in diesem Teil ist basischer als im lichten und überwiegt den Quarz.

Das Gestein ist von nachträglicher Kataklyse (nicht von der Zertrümmerung herrührend) erfaßt.

Amphibol Pyroxen Biotitgneis, Untermoldau, Steingrube N Kirche.

Das dunkelgraue (rötlich durch Biotit), sehr feinkörnige Gestein mit gelegentlichen Quarznestern besteht aus Hornblende, Pyroxen, Biotit, Feldspat, Quarz, Titanit und wenig Erz bei halb soviel hellen Gemengteilen als dunklen, welche erstere für sich lokal angereichert sein können.

Hornblende (cy 18°), unregelmäßig gelappt, hat Quarz und Feldspat eingeschlossen; mit ihr ist (halb soviel an Menge) oft Augit verwachsen (cy 40°). Biotit, reichlich, leistung bis unregelmäßig gelappt, ist meist chloritisiert. Bytownit (\perp a 35° , 37° , xenomorph) ist durchwachsen von Quarz, der auch sonst in größeren Körnern auftritt.

Kleine Titanitkörner (pleochroitisch), vereinzelt Zirkon und spärlich Orthit (um beide in Hornblende und Biotit pleochroitische Höfe) und wenig Erz bilden die Übergemengteile.

Auch dieses Gestein ist als Paragestein aufzufassen.

Augit-Biotitgneis, Untermoldau, Steingrube N Kirche.

Dieses Gestein schließt sich eng an an die vorhergehenden. Das Handstück macht den Eindruck sehr intensiver Verfälschung und zeigt einen Wechsel lichter und dunkler Partien, die zum Teil wenigstens wohl der ursprünglichen Schichtstruktur entsprechen. (M. Stark: Umwandlungsvorgänge, p. 34. Gesteine um Wallern.) Es sind Lagen, die nur Biotit als dunklen Gemengteil haben, andere, die nur Pyroxen haben und wieder andere, in denen Pyroxen und Biotit in gleichen Mengenverhältnis vorkommen.

Die Biotit reichen Lagen bestehen aus Feldspat, Quarz und Biotit.

Labrador-Bytownit (\perp a, 37° , 38° , Ab selten Pe) meist in langgestreckten größeren Körnern, randlich basischer als Kern, ist in geringem Maße durchwachsen mit Quarz. Spätere Kataklase hat die einzelnen Individuen zerbrochen und gegen einander gedreht; ebenso zeigt Quarz in größeren Körnern mäßige Kataklase. Orthoklas tritt nur in verschwindender Menge auf. Biotit ist meist blätterig, selten in den bei Kontaktgesteinen bekannten rundlichen Formen.

Die Pyroxen reichen Lagen setzen sich zusammen aus Feldspat und Quarz in analoger Art und Pyroxen.

Augit, gerne nach c gestreckt (cy 38°) enthält häufig Quarzeinschlüsse. Daß es sich hier um ein Paragestein handelt, dafür spricht der hohe Gehalt von Ca Na-Feldspat und der Quarz bei genug Pyroxen und Biotit und fast völligem Fehlen von Orthoklas.

Paragneise.

Biotitgneis (Paragneis). Anstehende Felswand N vor Hüttenhof, 3. westliche Bastion.

Das größtenteils sehr feinkörnige bis feinschuppige, schwach rötliche Gestein besteht der Hauptmasse nach aus Quarz und Biotit unter Zurücktreten der Feldspate. Andesin (\perp a Kern 14° , Rand 20°) hat eine Durchschnittsgröße von 0.4 mm. In geringer Menge finden sich xenomorphe Partikel von Orthoklas. Die durchaus xenomorphen Quarze (1 mm) löschen vielfach undulös aus, doch erkennt man noch deutlich ihr nach der Umkristallisation erlangtes Verbandsverhältnis. Daher sind intensive spätere dynamometamorphe Prozesse über das Gestein nicht gegangen.

Biotit, in größeren Blättchen, meist aber in sehr feinen, gleichmäßig im Gestein verteilten Schüppchen, findet sich auch in den bekannten runden Formen (Biotiteier). Hie und da ist er muscovitisiert.

Apatit in langprismatischen Kristallen enthält zentrale Einlagerungen. Rutil und Titanit finden sich in einzelnen Körnchen. Um Zirkon und opake Einschlüsse bemerkt man pleochroitische Höfe.

Biotitgneis, Südhang des Ochsenberges, Weg nach Hüttenhof.

Auch dieses Gestein ist ziemlich feinkörnig, stellenweise mit bis ein paar mm großen, helleren Augen. Vom vorhergehenden unterscheidet es sich durch das Auftreten von reichlicher Kalifeldspat. Das Grundgewebe, in welchem vereinzelt auch größere, xenomorphe Biotite sich finden, bildet Biotit, Quarz und Andesin (\perp a 18° , Ab u. Pe, $\frac{1}{3}$ mm). Größere Individuen v. Perthit (1 mm) erwecken den Eindruck von Orthomaterial. Sonst sieht das Gestein ganz ähnlich dem vorhergehenden Paragestein (bes. durch den Biotit). Quarz ist reichlich vorhanden ($\frac{1}{2}$ mm). Der stellenweise unter Magnetitbildung ausgebleichte Biotit durchzieht in Knoten oder netzartig zusammenhängenden Blättchen (0.6 mm) das Gestein. Auch runde Körner bildet Biotit. In // Verwachsung mit Biotit tritt wenig Muscovit in solcher Weise auf, daß man an gleichzeitige Bildung denken muß. Zirkon erzeugt pleochroitische Höfe. Das Gestein ist vollständig umkristallisiert.

Para-Hornblendegneis, Kalkbruch am Südhang des Scheschiberges.

In dem grünlichen (Hornblende), deutlich geschieferten Gestein bildet das Grundgewebe Biotit und Hornblende, die Füllmasse Feldspat und Quarz. Biotit bildet meist kleine, gelbbraune unregelmäßige Individuen; in // Verwachsung mit ihm findet sich schwach pleochroitische grüne Hornblende (0.7 mm nach c gestreckt, Zwillingsbildung, schwach verbogen). In beiden erzeugen winzige Zirkonkörnchen große pleochroit. Höfe. Andesin (\perp a 15° , selten Ab) ist infolge Umwandlungserscheinungen vielfach getrübt. Orthoklas findet sich in ganz geringer Menge, Feldspat herrscht vor gegenüber dem lokal angereicherten, nur spurenhaf kataklastischen Quarz. Apatit ist in langprismatischen Nadeln gleichmäßig reichlich verteilt, ebenso Zirkon in winzigen Körnchen.

Mit diesem Gestein sind die Kalke vergesellschaftet. Für Paragestein kennzeichnend ist der hohe Gehalt von Mg (große Menge von Hornblende und Biotit) und K-Überschuß (reichlich Biotit und mäßiger Gehalt von Orthoklas).

Granatgneis, 500 m NW Hüttenhof.

Das viele sekundäre Umwandlungserscheinungen zeigende Gestein besteht aus Quarz, Feldspat, sehr viel Biotit, reichlich Granat und Erz. An dem meist schon ganz in Muscovit (Pinit) umgewandelten Feldspat kann man nicht mehr entscheiden, ob Orthoklas oder Plagioklas vorlag. Manches von diesem Pinit ist vielleicht auch auf Cordierit zurückzuführen. Im blättrigen (1 mm)

Biotit sind Rutilnadelchen, manchmal in gesetzmäßiger Stellung, eingelagert. Granat, meist schon entlang Sprüngen, am Rande aber auch im Kern in Umwandlung begriffen, wo frisch, schwach rötlich gefärbt, durch reichliche Einschlüsse von Feldspat (rundliche Augen) und Biotit Siebstruktur aufweisend, liegt eingebettet im Biotit und ist von vielen Sprüngen durchsetzt, entlang welcher Fe-Lösungen Gelbfärbung verursachten. Ilmenit, oft in zierlichen Skeletten, umgibt häufig perlschnurartig die einzelnen Biotitblättchen und grenzt sie von einander ab. Von Zirkon finden sich einzelne Kriställchen.

Gemäß der sehr reichlichen Entwicklung von Biotit und der reichen Granatbildung bei genug Quarz ist das Gestein als Paragestein anzusprechen.

Paragneis, migmatitisch. Unterster Kalkbruch N Hang des Scheschiberges.

Der Bestand aus Orthomaterial und Paramaterial äußert sich in der Zusammensetzung in der Weise, daß das Orthogestein eine bedeutendere Korngröße hat und der Feldspat in ihm weit aus überwiegend Kalifeldspat ist, während im Paragestein fast nur Plagioklas auftritt und dieses reichlich von Graphiteinlagerungen durchsät ist.

Im Orthomaterial ist der mäßig kataklastische, überwiegende Mikroclin stellenweise durch Myrmekit ersetzt. Ca Na Feldspat tritt selten auf. Quarz (an Menge geringer als Feldspat) enthält öfters Einschlüsse von Glimmerschüppchen.

Im Paragesteinsanteil herrschen, ein kristalloblastisches Gewebe bildend, Labrador-Andesin (\perp a 10° , 11° , Ab selten Pe, wenig idiomorph), Biotit (reichlich in dünnen Schüppchen) und Quarz (reichlicher als im Orthoanteil), ferner graphitische Substanz (regellos in großer Menge) und einzelne winzige Zirkonkriställchen.

Wegen des Biotit- und Quarzreichtums und des Graphites ist dieser Anteil als Paragestein anzusprechen.

In den Paragesteinen des südlichen Böhmerwaldes ist reichlich vorhanden Biotit, Quarz und Ca Na-Feldspate und gelegentlich Granat. Im nördlichen Böhmerwald kann statt des Biotites Cordierit und Sillimanit sich an der Gesteinszusammensetzung beteiligen. In diesem Falle ist die Tonerde, die in Biotit und Granat verteilt war, im Cordierit und Sillimanit gebunden, die Magnesia des Biotites im Cordierit und das Eisen und Kali an Biotit und Erze.

Aus dem Zurücktreten von Cordierit in den Gesteinen des südlichen Böhmerwaldes kann man schließen, daß hier die Art der Metamorphose eine etwas andere war als im nördlichen Böhmerwalde, wahrscheinlich ging sie unter geringeren Temperaturen vor sich, so daß Cordierit sich nicht mehr bilden konnte.

Die Paragneise sind in diesem Gebiet die ältesten Gesteine und haben daher sämtliche Vorgänge, die in diesem Gebiet metamorphosierend einwirkten, mitgemacht. Zuerst ging eine intensive Dynamometamorphose (variscische Gebirgsbildung) über das Gestein hinweg, die sich in Zertrümmerung der Komponenten und Verquetschung äußerte. (Feldspatkörner in Linsen ausgewalzt, Quarz kataklastisch.) Hierauf wurde durch Regionalmetamorphose, z. T. auch durch Kontaktmetamorphose das Gestein metamorph verändert. Infolge dieser Metamorphosen kam es zur Verwischung der ehemaligen dynamischen Beanspruchung, es erfolgte Ausheilung der zertrümmerten Komponenten, Ummineralisation und Neumineralisation. (Ummineralisation ist gleich Umkristallisation zu gleichen oder annähernd gleichen Mineralen. Z. B. bas. CaNa-Feldspat, aus dem sich saurer bildet, oder Quarz, aus dem sich wieder Quarz bildet.)

Neumineralisation ist gleich Bildung von neuen Mineralen aus vorhandenen. Z. B. aus CaNa-Feldspat entsteht Epidot, Zoisit, Carbonat etc.)

Alle die dynamischen Einwirkungen, die man jetzt bei den kristallinen Schiefen wahrnimmt, rühren meist nicht mehr her von der ersten Dynamometamorphose, sondern sind die Folgen einer jüngeren dynamischen Einwirkung (vielleicht mitunter auch noch im Zusammenhang mit der Bildung der Alpen). Diese junge Dynamometamorphose war meist viel schwächer als die erste und sie äußert sich in schwachen Verbiegungen, Kataklyse der Quarze und undulöser Auslöschung und Verzahnung der Einzelindividuen.

Orthogesteine.

SiO₂ reiche Eruptivgesteine.

Schwachschiefriger Quarz-Biotit-Diorit. Felswand N vor Hüttenhof.

Dieses Gestein ist an der SO-Felskante des Scheschiberges ziemlich verbreitet und wurde wohl von Hochstetter unter seine Amphibolitzone mit einbezogen. Der Hauptsache nach besteht es aus Andesin, Quarz und Biotit.

Wenig Kalifeldspat erscheint in kleinen Körnern als Restkristallisation. (Auch als Antiperthit.) Andesin (\perp a Kern 10⁰ also bei 27% An. Rand 4⁰—0⁰“ bei 24% An. also normale Zonarstruktur der Erstarrungsgesteine) enthält als Einschluß in kleiner Menge Orthoklas, Biotit und Quarz. Ganz ähnlich zusammengesetzte und struierte Andesine kommen auch in Dioriten am Libin und bei Christiansberg vor. (M. Stark: Umwandlungsvorgänge p. 10 u. 12.) Quarz (kataklastisch, jedoch die ursprüngliche Struktur noch zeigend) ist in den Zwischenräumen verzahnt durcheinander gewachsen.

Die mehr oder weniger deutlich idiomorphen Andesine sind umgrenzt, abgesehen vom Quarz der Zwickelräume, von Biotit-schüppchen (gelegentlich unter Erzausscheidung muscovitisiert). Sonst ist der Mangel an Erz auffallend. Apatitkörner und Zirkonkriställchen (pleochroit. Höfe) sind wenig vorhanden. Durchschnittskorngröße 2 mm. Mengenverhältnis: Feldspat Quarz = 1 3, Feldspat Biotit = 1 2.

Entsprechend der schwachen Schieferigkeit zeigen die Biotit-schüppchen nur einen geringen Grad von Parallelität.

Orthogneis, 500 Schritte vor der Abzweigung der Straße Vorderstift-Neuhäuser nach Hüttenhof.

Das Gestein ist deutlich geschiefert und besteht hauptsächlich aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit und Granat.

Orthoklas zieht als Restkristallisationsmasse gewebeartig zwischen den anderen Gemengteilen hin. (Gegenüber Ca Na-Feldspat zurücktretend, doch reichlich vorhanden; stellenweise Myrmekitbildung, einzelne Perthite.)

Andesin-Labrador (\perp a 20° , opt. +, Ab, selten Pe) ist bis $\frac{1}{2}$ mm groß.

Quarz in großen Körnern (0.7 mm) ist schwach kataklastisch.

Reichlicher Biotit (große unregelmäßige Lappen, auch bis 1.5 mm lange dünne Schüppchen) ist vielfach unter Magnetitausscheidung muscovitisiert. Granat in kleinen, rundlichen Körnern ($\frac{1}{4}$ mm), zeigt, wo noch frisch, schwach Rötlichfärbung (Umwandlung in grünlichen, Fe-reichen Biotit und in Muscovit, oft umgeben von einem Saum heller Komponenten).

Trotz des vielen Biotites ist doch die Menge des Granates so gering, daß man eher auf Orthogestein schließt als auf Paragestein.

Gneis, Südhang des Ochsenberges.

Das Gestein erweckt den Eindruck eines verwalzten, kleinschuppigen Eruptivgesteins. Einzelne Flasern bestehen aus sicherem, hellem Orthomaterial (vornehmlich Mikroklinperthit neben Quarz und wenig Oligoklas, Myrmekitbildung häufig). Die übrigen Gesteinsanteile sind von reichlich Biotitblättchen, vornehmlich // der Schieferung, durchwoben und sind wesentlich ärmer an Mikroklin.

Der Biotit zeigt gar nicht selten einen Auflösungsprozeß in Muscovit und Quarz gleichzeitig unter Erzflitterausscheidung längs Gleitschwielen. Auch höchst kleinschuppige bis körnige Anteile von Muscovit, Quarz und Biotit finden sich, die den Gedanken nahe legen, daß darunter auch umgewandelter Cordierit sich verberge. (6. p. 65 u. 66.) Nachgewiesen konnte Cordierit ebenso wie auch Sillimanit nicht werden, weswegen in erster Linie an Orthonatur gedacht wird.

An den Grenzen der Quarz- und Feldspatkörnchen ist vielfach feinstes Schuppenwerk von Biotit und Muscovit. Zirkon ist auch reichlich vorhanden. Das Gestein hat nach voller Umkristallisation bei der Hauptmetamorphose nachträglich noch mässige dynamometamorphe Einflüsse erfahren. (Kataklyse der Quarze, Umstehen von Biotit zum Teil zu Muscovit, Quarz und Erz, Spuren von Mörtelbildung nebst Flittern von Biotit und Muscovit.)

Geschieferter Quarzsyenit, 500 Schritte vor der Abzweigung der Straße Vorderstift-Neuhäuser nach Hüttenhof.

Das Gestein, gleichmäßig mittelkörnig, zeigt noch die ursprüngliche Struktur, ist aber deutlich geschiefert. Es besteht vorherrschend aus Mikroklin, etwas zurücktretend Quarz und noch weniger Biotit. Ganz zurück tritt der Plagioklas (Oligoklas bis $\frac{1}{2}$ mm, in kleineren Partikeln im Kalifeldspat eingeschlossen).

Mikroklin (2 mm große, allotriomorphe Körner, Karlsbader Zwillinge) weist vielfach eine sehr feine Gitterlamellierung auf. Gelegentlich zeigt er sparsame Albitspindeln.

Der Kalifeldspat wird seitlich vielfach von Myrmekitknospen verdrängt. Quarz bildet 1 mm große, kataklastische Körner.

Biotit (1 mm große, unregelmäßige Schuppen) ist teils unter Erzausscheidung muscovitisiert. Muscovit war auch primär vorhanden, da er in selbständigen Individuen mitten im Biotit erscheint.

Im Gefolge der dynamischen Wirkungen beobachtet man Kataklyse am Quarz, Myrmekitbildung selbständig in Knospen oder auch von Gesteinsplagioklas weiter wachsend, ferner sieht man an den Grenzen der Feldspate, außer mäßigem Mörtel, Muscovitschüppchen, die so wie Myrmekit am Orthoklas zehren.

Eine weitgehende Dynamometamorphose oder Umkristallisation hat das Gestein nie erfahren. Es erinnert etwas an den Syenitgneis von Prabsch (12, p. 39, 40).

Granitgneis.

Südhang des Ochsenberges.

Das deutlich geschieferte und flaserige Gestein ist von der kristallinen Schiefermetamorphose nicht zu voller Umkristallisation gebracht worden. Infolge dessen erkennt man noch die ursprünglichen Feldspate, die Quarz- und Biotitindividuen, doch sind sie durch die Dynamometamorphose, zum Teil wohl auch durch die Kontaktwirkung eines durchschlagenden Pegmatitganges zu Neukristallisation gelangt. Kataklyse verhältnismäßig später dynamischer Einwirkung ist jedoch am Quarz oft bemerkbar.

Biotit (kaum verbogene Schüppchen, gleichmäßig verstreut), erscheint im Dünnschliff öfters in Nestern (2 mm) von

Schüppchen zusammen mit Muscovit, offenbar ehemaligen größeren einheitlichen Biotiten entsprechend.

Die ursprünglichen Feldspat- und Quarzindividuen sind zerflöst in ein mikroskopisch kleines Körnelwerk.

An Stelle des Orthoklases (in Resten zwar noch nachweisbar) sind zum großen Teil Oligoklas und Myrmekitknospen getreten. Plagioklas ($\perp a$ wenige Grade von 0 verschieden) ist Oligoklas.

Neugebildete Quarzteilindividuen sind nicht größer als die Myrmekitknospen, woraus man erkennt, daß das Gestein weitgehend umkristallisiert ist. Trotzdem läßt es aber nicht die intensive Neu- und Ummineralisation der typischen kristallinen Schiefer dieser Gegend erkennen. Das Gestein ist durchschlagen von einem granitpegmatitischen Gang. An seiner Grenze im Granitgneis sind vereinzelt bis $\frac{1}{8}$ mm große Granatkörner zu sehen, die als Kontaktwirkung aufzufassen sind.

Während die ursprünglichen Gemengteile des Ausgangsmaterials des Granitgneises wahrscheinliche Größen von 1 bis mehrere Millimeter hatten, bestand der Pegmatit aus viel größeren Körnern von Quarz, Kalifeldspat und Oligoklas. Man erkennt, daß die Komponenten von der Wand her wuchsen; insbesondere gilt dies für den Kaliglimmer, der in mehreren Millimeter großen Blättern von der Kontaktfläche aufwuchs. Muscovit hat sich auch sekundär auf Kosten von Feldspat gebildet. Die Kontaktgrenze ist scharf; Aufschmelzung hat also nicht stattgefunden. Der Kalifeldspat ist auch perthitisch. Auch etwas Turmalin trifft man. Der Pegmatitgang ist von später Dynamometamorphose noch erfaßt worden; infolge dessen sind seine Komponenten kataklastisch, zum Teil in Teilindividuen zerlegt, jedoch ist die Zusammengehörigkeit auf Millimeter weit hin oft mit dem Gipsplättchen erkennbar.

Der Granitgneis hat eine viel weiter gehende Metamorphose erfahren als der vorangegangene geschieferte Quarzsyenit. Die ursprünglichen Komponenten (1 bis mehrere Millimeter groß) sind durch Verquetschung in Teilindividuen zerfallen, resp. wurde der Kalifeldspat auch zum Teil ersetzt durch Myrmekit. Aber auch sonst hat Umkristallisation in nicht unbeträchtlichem Maße eingesetzt (Biotit). Vielleicht auch ausheilend mußte Kontaktmetamorphose gewirkt haben. Nach dieser traten, wie dies auch der Pegmatit zeigt, noch dynamische Wirkungen ein, auf welche wohl die undulöse Auslöschung vieler Quarzkörnchen zurückzuführen ist. Dieser Granitgneis stellt also den Abschnitt der kristallinen Schieferbildung der Gesteine dieser Gegend dar, der ansetzte nach dem Hauptumwandlungsprozeß, beispielsweise der Amphibolite und Paragneise, während der Pegmatit nur von den späten Einflüssen der Gebirgsbildung erfaßt worden ist.

Amphibolite.

Bei den Amphiboliten wurden ganz verschiedenartige Typen gefunden, verschieden sowohl äußerlich als auch im Dünnschliff. Diese Unterschiede im Habitus als auch in der Zusammensetzung sind hervorgerufen durch die etwas verschiedene Art der Metamorphosen, denen die Gesteine ausgesetzt waren, aber auch durch den ursprünglichen Mineralgehalt.

Makroskopisch unterscheiden sich die einzelnen Amphibolite in der Textur, in der Farbe und vielfach auch schon durch die verschiedene Größe der Komponenten. Was nun die Unterschiede in der Textur anbelangt, so findet man Amphibolite, die deutlich geschiefert sind, andere, die Lagenstruktur zeigen, und zwar abwechselnd helle feldspatreiche Lagen mit dunklen hornblendereichen Lagen. Ein anderer Amphibolit zeigt wenig deutliche Schieferigkeit; hier sind die einzelnen Gemengteile körnig, ungefähr gleich groß, ohne eine Richtung bevorzugten Wachstums erkennen zu lassen. Manches erinnert zwar an die alte Massengesteinsstruktur, man erkennt beispielsweise auch noch den Injektionsverband heterogener, aber nachher geschieferter Gesteine; inwieweit aber jetzige Strukturen mit den ursprünglichen Erstarrungsgesteinsstrukturen zusammenfallen, ist bei der ganz allgemein ausgiebigen Um- und Neumineralisation nicht sicher zu sagen. Noch eine andere Probe von Amphibolit ist ganz dicht infolge von später Dynamometamorphose. Manches nähert sich in der Zusammensetzung mehr dem Gabbro, manches mehr dem Diorit. Diese Gesteine zeigen meist die hohe, für die kristallinen Schiefer dieser Gegend charakteristische Metamorphose (weitgehende Um- und Neumineralisation bei hohem Druck und hoher Temperatur).

Amphibolite vom Scheschiberg.

Feldspat-Amphibolit, Südhang des Scheschiberges.

Das hellgrünlichgraue Gestein von nahezu massiger Struktur dürfte die ehemalige gabbroide Massengesteinsstruktur erkennen lassen in der stellenweise fast ausschließlichen Anhäufung von Feldspat, stellenweise von Hornblende; es ist mäßig verquetscht und umkristallisiert und erinnert äußerlich an manchen Anorthosit. Gemengteile: Hornblende, Labrador-Bytownit, völlig zurücktretend im Verhältnis dazu Pyroxen, Erz und Apatit.

Die braune Hornblende ($c \gamma = 14^{\circ}$) ist vielfach allotriomorph auch poikilitisch; teilweise ist beginnende Umwandlung in grüne Hornblende wahrnehmbar, auch Chloritisierung und Talkbildung ist randlich sichtbar; mit ihr // verwachsen ist wenig Diopsid.

Labrador-Bytownit ($\perp a 38^{\circ}$, Ab, selten Pe) ist im großen und ganzen homogen, bei genauer Zusicht manchmal fleckig, ja

sogar mit basischen Rekurrenzen. (Im allgemeinen Rand etwas basischer als Kern.)

Erz durchzieht das Gestein in mehr weniger parallelen Schnüren, in deren Nähe die Hornblende oft vergrünt ist. Vereinzelt finden sich langprismatische Apatitnadeln.

Hornblende ist fast ebensoviel wie Feldspat.

Eine andere Probe, ebenfalls vom Südhang des Scheschiberges, 700 m SW Kote 824, ist von dunkelgrauer Farbe und zeigt nur schwache Schieferung; trotzdem ist weitgehend Umkristallisation eingetreten. Gemengteile: Hornblende und Feldspat in gleichem Mengenverhältnis, höchst spärlich Pyroxen, Talk, Erze und langprismatische Apatitkriställchen. Einzelne lichte Partien (Feldspat ohne sonderliche Kataklase oder Verbiegung) wechseln mit Hornblendepartien. Manche Hornblende erinnert auch an poikilitisch wohl hindeutend auf ehemalige Eruptivgesteinsstruktur.

Die grüne deutlich pleochroitische Hornblende ($c\gamma = 15^\circ$) zeigt häufig Fortwachsungen von farblosen oder meist schwachgrünlichen Hornblendenadeln mit anderer Licht- und Doppelbrechung. (Teilweise Umwandlung in Talk.) Die oft homogenen Labradorindividuen sind nicht selten unruhig zonar (Rand basischer als Kern).

Diopsid ist randlich schon größtenteils in Talk umgewandelt. Im reichlichen Talk (verworren blätterig) sind, meist in den Spalt- rissen, aber auch regellos eingelagert, viele Erzflitterchen.

Plagioklas Amphibolit, 3. (westlichste) Felspartie SO-Hang des Scheschiberges. Das Gestein ist von dunkelgrauer Farbe und oft von Adern helleren Materials injiziert. Es ist deutlich geschiefert, dennoch aber ist von Verbiegung oder Kataklase von Hornblende und Plagioklas keine Rede im Verhältnis zur Schieferung; daher ist es weitgehend umkristallisiert.

Gemengteile: Hornblende, Plagioklas, Biotit, verschwindend Pyroxen, Zirkon, Apatit und ganz wenig Quarz (0.8 mm).

Die schwach pleochroitische dunkelgrüne Hornblende ($c\gamma = 18^\circ$, 1 mm) ist oft in feinsten Lamellen parallel ver- und durchwachsen mit Biotit.

Labrador (Ab, 0.7 mm) ist deutlich zonar struiert (Rand basischer als Kern).

Diopsid (nach c gestreckt bis 2 mm) zeigt einen schwach rötlichen Ton.

Im Biotit (schmale bis $\frac{1}{2}$ mm lange Schüppchen) sind häufig, ebenso wie in Hornblende pleochroitische Höfe mit ziemlich großer Reichweite um Zirkonkriställchen. Von Apatit finden sich wenige eiförmige Körner (0.3 mm) mit vielen Einlagerungen parallel der c-Achse.

Das lichte Material der Adern nun ist intrudiert worden nach der ersten Dynamometamorphose. Diese Adern bestehen aus

Quarzkörnern, Feldspat, großen Biotittäfelchen und einzelnen Hornblendeindividuen (wie im Amphibolit). Die Korngröße ist hier 1,5 mm, also bedeutender als im Amphibolit. Dieses Gestein hat noch die Zonarstruktur der Massengesteine.

Plagioklas-Amphibolit, Südhang des Scheschiberges.

Dieses Gestein ist von dunkler Farbe, erscheint ziemlich gleichmäßig körnig und besteht bloß aus Hornblende und Plagioklas in gleicher Menge und Erz.

Die bräunlichgrüne, deutlich pleochroitische Hornblende ($\gamma = 18-20^\circ$) wandelt sich vielfach an Stellen, wo sie von später Dynamometamorphose verquetscht erscheint, in schwachgrüne, fast nicht pleochroitische Faser-Hornblende um. Parallelstruktur ist nur angedeutet. Einzelne Hornblendeindividuen sind häufig umsäumt von kleinen Erzflitterchen.

Der Bytownit-Anorthit ($\perp a 48^\circ, 47^\circ$, opt. —, Ab selten Pe) ist auch hier nicht homogen, sondern ähnlich zonar struiert wie im vorhergegangenen Gestein, dem es bis auf das Fehlen des Pyroxens ganz ähnlich ist.

Eine andere Probe vom Südhang des Scheschiberges unterscheidet sich von der vorhergehenden dadurch, daß die Hornblende von lichter Farbe und geringerer Korngröße ist.

Die zwei letztbeschriebenen Gesteine tragen an sich äußerlich ein durchaus gabbroides Aussehen. Die Schieferung ist nur schwach angedeutet.

Amphibolite von Unter-Moldau.

Plagioklas-Amphibolit ca. 600 m S von Eggetschlag, Straße nach Unter-Moldau. Das Gestein ist feinkörnig, wenig deutlich schiefzig, fast massig, gesprengelt. Es ist wohl weitgehend umkristallisiert; auf ehemalige Struktur deutet nur ein Wechsel von lichten, fast nur aus Feldspatkörnern und anderen fast nur aus Hornblende bestehenden Anteilen. Es besteht der Hauptmasse nach aus Hornblende, Andesin-Labrador, zurücktretend Biotit, Quarz und langprismatischen Apatitkriställchen.

Die tiefgrüne Hornblende, die gelegentlich randlich ebenso wie Biotit sich in Chlorit umwandelt, ist auffallend durch den tiefen Pleochroismus, der auf großen Fe-Reichtum deutet.

Das Erscheinen von Quarz in nicht wenig Körnchen deutet auch an, daß das Gestein eher einem gabbro-dioritischen Magma entstammt als einem basischen gabbroiden.

Plagioklas-Amphibolit, Steingrube 200 Schritte N Kirche Unter-Moldau. Das graue und im Gegensatz zu den anderen Amphiboliten sehr feinkörnige Gestein entstammt einem quarzdioritischen Magma. Es besteht der Hauptmasse nach aus Labrador-Bytownit ($\perp a 34^\circ$, ohne kristallogr. Umgrenzung), Hornblende, genug Quarz, zurücktretend farblosem

Diopsid, Titanit, Erz, ganz wenig Orthoklas und Zirkon (pleochroit. Höfe in Hornblende). Die nicht idiomorphe Hornblende erinnert manchmal an poikilitische in der Art, daß ein scheinbar weiterhin gleichmäßig orientiertes Individuum bei Einschaltung des Nicols sich dennoch aus optisch etwas verschieden orientierten verzahnten Teilindividuen bestehend erweist, ähnlich manchen kataklastischen Quarzen. Man könnte das als eine aus dem ehemaligen Eruptivum trotz der ersten Dynamometamorphose übernommene Struktur deuten. Die seinerzeit jedenfalls durch aus olivbraune Hornblende ist es jetzt nur fleckweise, während außen und längs Sprüngen Ausbleichung eintrat, wodurch die so betroffenen Hornblendeanteile nahezu frei von Pleochroismus sind.

Sämtliche Komponenten sind stark kataklastisch und zwar mit den Anzeichen der späteren Dynamometamorphose. Infolgedessen sind die Feldspate oft intensiv zersprungen und erscheinen mit Quarz ausgeheilt, der mit dem benachbarten Quarz // orientiert ist. Verschwindend beteiligt sich mit daran Albit. Sonst aber trifft man noch Quarz in Stengeln manchen Plagioklasen eingewachsen, so wie dies schon öfters beschrieben worden ist (p. 6.). Dieser Stengelquarz, zwar oft zentral gelegen, könnte, wenn gehäuft seitlich am Plagioklas gelegen, möglicherweise auf ehemaligen Myrmekit gedeutet werden.

Von reichlich vorhandenem Titanit liegen meist eine Menge kleiner Körner in Nestern beisammen.

Plagioklas - Amphibolit, Steingrube N Kirche von Untermoldau. Das grauschwarze, deutlich geschieferte Gestein besteht der Hauptmasse nach aus Hornblende und Plagioklas, zurücktretend Quarz, Biotit, Rutil, Apatit in langprismatischen Kriställchen im Feldspat, und Erz (bis $\frac{1}{4}$ mm große Körner). Die Hornblende ist teils licht, teils dunkler grün. Durch den Schliff zieht ein Streifen, in dem die Hornblende ganz ausgebleicht (fast farblos) ist.

Im Labrador-Bytownit (\perp a 35° — 37° , opt. —) bemerkt man oft kleine runde Stengel von Quarz, die ihn siebartig durchbrochen erscheinen lassen (II, Quarz im Andalusit, ferner 12, Gesteine von Krinhof); in diesen ist der Quarz mehr stengelig, während er im vorliegenden Schliff nur ganz wenig in die Länge gezogen ist) und meist mit runden Durchschnitten auftritt (erinnernd an die Biotiteier der Kontaktgesteine). Quarz findet sich auch sonst als Gesteinsgemengteil in nicht sehr großen Körnern.

Biotit ist recht vereinzelt (bis 1.5 mm lange Schuppen).

Rutil bildet keine, kristallographisch gut begrenzte Individuen (knieförmige Zwillinge nach 101).

Sonst gleicht das Gestein den übrigen. Es ist vollständig umkristallisiert und zeigt kaum Spuren später Kataklyse.

Pyroxen-Plagioklas-Amphibolit, zwischen Kote 783 und 725 bei Mühlneuh. Das Gestein ist gesprenkelt, feinkörnig und deutlich geschiefert. Es setzt sich zusammen aus Hornblende, Pyroxen und Plagioklas.

Hornblende ($c\gamma = 17^{\circ}—18^{\circ}$, dunkel bis fast blaugrün, kräftig pleochroitisch) ist im Auftreten analog dem früheren ohne kristallographische Umgrenzung.

Augit (deutlicher idiomorph in selbständigen Individuen, gern aber auch randlich mit Hornblende verwachsen) ist sehr deutlich grün getont, dennoch aber kaum pleochroitisch (Hedenbergitischer Augit) und erinnert an manche der Amphibolite des nördlichen Böhmerwaldes (M. Stark, Umwandlungsvorgänge, p. 61. Schönwald, manche von Oberhaid und die von Purschau).

Andesin (\perp a Kern 15° , Rand bei 22° , manchmal noch kräftiger zonar) ist vielfach getrübt durch Muscovitbildung.

Auch dieses Gestein ist vollständig umkristallisiert und zeigt kaum Spuren später dynamometamorpher Einwirkung.

Granat-Amphibolit, Steingrube N Kirche von Unter-Molda. Das dunkelgraue Gestein, kaum mit Andeutung einer Schieferung, ist zusammengesetzt aus Granat, Hornblende, Plagioklas, Biotit in Schüppchen, Quarz (vereinzelt $\frac{1}{2}$ mm), Erz ($\frac{1}{2}$ mm, lappig) und Apatit (langprismatische Nadeln). Granat (2 mm) zeigt in frischem Zustande die schwach rötliche Färbung und Siebstruktur.

Hornblende ($c\gamma = 14—17^{\circ}$, tiefbraungrün, deutlich pleochroitisch) ist die gleiche wie in den Gesteinen von Schönwald und Hölldraht (12, p. 59 und 61), außen findet sich öfters farblose Hornblende.

Bytownit (\perp a 35° , 37°) ist auch hier intensiv durchwachsen mit Quarzstengeln und erinnert direkt an jenen von Krinhof (12, p. 45).

Die beschriebenen Amphibolite lassen sich nach ihrem chemischen Bestand gliedern in solche, welche dem Diorit nahe stehen (tiefgrüne Hornblende und Quarz) und in andere, die auch dunkelgrüne Hornblende haben, aber keinen Quarz. Hier anzuschließen wäre der Augit-Amphibolit, der auch ganz dunkelgrüne Hornblende hat und kräftiggrünen Augit (hedenbergitisch) nebst genug Quarz, und der erinnert an den Amphibolit von Purschau (12, p. 61). Die anderen Amphibolite haben Hornblendens von wechselndem Charakter; es gibt solche, welche sich den dunkelgrünen anschließen in der Farbe, dann kommen solche, die heller sind, dann wieder andere, die von brauner Farbe sind; zum Schluß käme noch der Amphibolit mit der fast farblosen Hornblende. Solche farblose (wenig tief gefärbt), Hornblende wäre am ehesten zu erwarten nahe der Pyroxenit- und Peridotitreihe. Zu erwähnen ist noch der Granat-Amphibolit, der sich den Typen von Höll-

draht und Schönwald (12, p. 59 und 61), also schon den Amphiboliten nähert, die zu den Eklogiten gehen.

Auch hier zeigt sich, wie in diesen zitierten Böhmerwaldarbeiten, daß dunkelgrüne oder braune Hornblende durch späte dynamometamorphe Prozesse (offenbar in höheren Horizonten, bei niedrigeren Temperaturen) ausgebleicht ist und entweder aktinolithische schwach grüne bis fast farblose (tremolitische Hornblende) geliefert hat nebst Erzausscheidung oder aber auch umgewandelt ist zu Talk.

Die mehrmals erwähnten, unruhigen Zonarstrukturen werden aufgefaßt als nicht vollständig durchgearbeitete Partien aus dem früheren Gestein übernommener Feldspate.

Bemerkenswert ist, daß bei den tiefgrün gefärbten Hornblenden (sehr Fe-reich) sich auch sehr kräftig pleochroitische Biotite finden, also ebenso eisenreich, was eben die Intensität der Färbung dieser Gemengteile andeutet.

Die Amphibolite machten nun mehrere Metamorphosen mit. Zuerst ging über sie hinweg eine Dynamometamorphose, die kristalline Schiefermetamorphose. Diese verursachte die Schieferigkeit und machte die einzelnen Komponenten kataklastisch. Hierauf folgte die Regionalmetamorphose, die durch Um- und Neumineralisation Verwischung der Kataklase bewirkte. Stellenweise erfolgte auch nach dieser Regionalmetamorphose in unmittelbarer Nähe der Granite direkte Kontaktmetamorphose. Ferner zeigen die Gesteine noch oft Spuren einer lokal stattgehabten jungen Dynamometamorphose, die, wie eine der Proben zeigt, (p. 15), sehr intensiv sich auswirken konnte.

Zum Schlusse sei mir gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. Stark, der mir stets hilfsbereit bei der Durchführung dieser Arbeit zur Seite stand, aufrichtigst zu danken.

Ferner danke ich der „Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechosl. Republik“ für die Subventionierung der Arbeit.

Literatur:

1. Camerlander „Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachaticz.“ Geol. R. A. 1887.
2. Fischer G. „Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen.“ Jhrb. für Miner. Geol. u. Pal. 60. Blgbd. A.
3. Fröhlich A.: „Der Diorit von Muttersdorf im Böhmerwald und seine Kontaktgesteine.“ Lotos, Prag 1925.
4. Grubenmann „Die kristallinen Schiefer.“ Berlin 1904.
5. Grubenmann: „Die Gesteinsmetamorphosen.“ Berlin 1924.
6. Hochstetter F. v.: „Geognostische Studien aus dem Böhmerwald.“ Jb. d. geol. R. A. 1854 u. 55.
7. Peters C.: „Die kristallinen Schiefer und Massengesteine im NW-Teil von Ob. Oe.“ Jb. d. geol. R. A. 1853.

8. Reinhold Fr. „Pegmatit- und Aplitadern usw.“ Min. petr. Mitteil. 1910, 29. Bd.
9. Rosenbusch-Ossan „Elemente der Gesteinslehre.“ IV. Aufl. Stuttgart 1923.
10. Sokol K.: „Über die chem. Verhältnisse der Gesteine des Böhmerwaldes.“ Jb. d. geol. R. A. 1918. N.
11. Schrauf „Beiträge zur Kenntnis des Assoziationskreises der Mg-Silikate.“ Z. f. Kristallogr. 6. Bd.
12. Stark M.: „Kontaktprodukte der Kaiserwaldgranite.“ Mitt. d. naturw. Ver. a. d. Univ. Wien. XI.
13. Stark M. „Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes.“ Lotos, Prag 1928.
14. Stark M.: „Petrographisch-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid.“ N. Jhb. f. Min. usw. 1930, 61. Bd. Abt. A.
15. Stark M. „Zur Gesteinswelt des nördlichen Böhmerwaldes.“ Lotosvortrag 1931.
16. Waldmann L.: „Geologische Studien in der Glimmerschieferzone Südböhmens.“ Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 17, 1930.
17. Zartner W. R.: „Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite im Erzgebirge.“ Lotos, Prag 1922. N.
18. Zartner W. R. „Weiterer Beitrag und Überblick über die Amphibolgesteine und Eklogite im böhmischen Erzgebirge.“ Lotos, Prag 1927.
19. Zartner W. R. „Kalksilikatgesteine aus dem nördl. Böhmerwald.“ Lotos, Prag 1931.
20. Zartner W. R. „Kalksilikatgesteine in Westböhmen.“ Věst. stát. geol. úst. ČSR. Roč. IX. 1935, č. 5.

Ueber Trachtenwechsel bei einem Calcitvorkommen in Estland.

Von Ortwin G a n ß.

Im folgenden sollen einige Bemerkungen über ein Calcitvorkommen in Estland ausgeführt werden, das durch seine Eigenart ein gewisses Allgemeininteresse beanspruchen dürfte. Das Vorkommen wurde anlässlich einer geologischen Exkursion am Laaksberg, östlich von Tallin (Reval) beobachtet, von wo aus die Fundstelle in einer Halbtagesexkursion leicht zu erreichen ist.

Der steil abfallende Grint des Laaksberges ist bereits vom finnischen Meerbusen aus deutlich erkennbar. Doch grenzt der Steilabfall nicht unmittelbar an die See, sondern läßt zwischen sich und dem Meere eine gegen Osten an Breite zunehmende Strandterrasse längs der die Straße nach Narwa führt. In der Gegend, in der der Grint in weiter Bucht gegen S einschwenkt, findet sich die Fundstelle, die gerade in dem östlichsten der zahlreichen Steinbrüche des Laaksberges liegt. Seine Plateaufläche wird aus Echinosphäritenkalken (C₁) gebildet, die wegen ihrer Dünnpflichtigkeit als Bausteine Verwendung finden. Verfolgt man jedoch das Grintprofil nach abwärts, so kann man überall die Unter-

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): Mautner Leo

Artikel/Article: [Die kristallinen Schiefer im Bereich der Amphibolit Marmorzüge Krumau-Hüttenhof 69-90](#)