

Der südliche Kontakt des Riesengebirgsgranits und das angrenzende Schiefergebiet.

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

Von Adolf W a t z n a u e r.

Einleitung.

Das R i e s e n g e b i r g e bildet einen Teil der Westsudeten; es besteht im wesentlichen aus einem Ost-West gerichteten Granitmassive mit einem Schiefermantel. Im Westen ist es schief abgeschnitten durch die L a u s i t z e r Überschiebung, bzw. die Rotliegendengrenze, im Osten ist es begrenzt durch die Inner-sudetische Hauptverwerfung G. B e r g s, gegen Norden grenzt es an das norddeutsche Flachland bzw. Bober-Katzbach-Gebirge, Lausitzer Gebirge, im Süden an das nordböhmische Perm. Da das nördlich des R i e s e n g e b i r g s g r a n i t m a s s i v e s gelegene Gebiet eine Bearbeitung durch E. R i m a n n (22) und neuerdings durch B e r g (30) erfahren hat, der Westen von G r ä n z e r studiert wird, der Osten von B e r g (3) und H a m p e l (13) bearbeitet worden sind, so klafft im Süden eine Lücke, die einigermaßen auszufüllen, Ziel der vorliegenden Arbeit ist. Die letzte Kartierung erfolgte im Jahre 1861—1862 seitens der geologischen Reichsanstalt Wien durch Johann J o k é l y (15). Die 1895 erfolgte Neubearbeitung durch L a u b e (17) im Rahmen der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung Böhmens übernahm im großen und ganzen die Auffassungen J o k é l y s in der Kartierung ist die vorliegende Karte bedeutend ungenauer als die alte J o k é l y s c h e. Spätere Forscher beschäftigten sich speziell mit dem Granit, so M i l c h (28) und in neuerer Zeit B e r g (30). Im Folgenden soll sowohl auf die Kontaktwirkung als auch auf die unveränderten kristallinen Schiefer besonderes Augenmerk gerichtet werden. Zum Studium standen mir außer den eigenen Aufsammlungen die Schiffsammlungen von J. H a m p e l und A. H u y e r zur Verfügung, für deren Überlassung auch an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Übersicht.

Das Gebiet zerfällt im groben in 2 Teile; in ein Phyllitgebiet im Westen und in das Gebiet der Glimmerschiefer im Osten. Beide enthalten mehr untergeordnet Quarzite, Grünschiefer, Kalke, Porphyroide und Granitgneise usw. eingelagert. Während im Gebiete der Phyllite Quarzite, Kalke und Porphyroide vorwiegen, ist im Gebiet der Glimmerschiefer der Granitgneis, der als zentraler Stock im Süden erscheint, vorherrschend. Die Besprechung soll dem natürlichen Ablauf der Bildungsgeschichte des Gebirges folgen. Nach der Besprechung, der nur dynamometamorph veränderten Gebiete, soll die im Norden darüber gebreitete Kontaktmetamorphose nach der Einwirkung auf die einzelnen Gesteine behandelt werden. Die durch die Kontaktwirkung entstandenen Erzlagerstätten werden als Anhang an jene besprochen. Einige Bemerkungen über die auffallendsten morphologischen Erscheinungen sollen den Schluß bilden.

Allgemeines und Tektonik.

A.

Stratigraphische Grundlage.

Die stratigraphischen Grundlagen zu einer Einordnung in bestimmte Zeiten bezüglich der Bildung der Sedimente sowie zur Bestimmung des Alters der Faltung sind äußerst dürftig. Das einzig sichere Glied ist Untersilur, das von P e r n e r bei Ponikla i. d. J. 1919 gefunden wurde. D d₁ γ nach P e r n e r (19) (Didymograptus, welcher aber von Koliha (32) als Climacograptus bestimmt wurde, was einen Vergleich mit den Barrandien ausschließen würde).

Da die untersilurischen Schichten konkordant mit den Phylliten verfaltet sind, dürfte man die Faltung nach-untersilurisch setzen. Eine obere Grenze läßt sich zur Zeit nicht angeben, obwohl die oft diskordante Auflagerung von Grauwacken und grauen Kalken im Süden an der Permgenze stark an Devon erinnern; die Faltung also vordevonisch wäre. Da aber das südliche Gebiet noch nicht in den Bereich der Arbeit gezogen wurde und Fossilien aus den devonverdächtigen Kalken bisher nicht bekannt geworden sind, kann eine sichere Altersbestimmung in unserem Gebiete bis jetzt noch nicht gegeben werden. Vorläufig muß eine petrographische Gliederung des Schichtenkomplexes an Stelle einer zeitlichen Gliederung gesetzt werden. Als tiefstes Glied erscheinen unter den untersilurischen Schiefern mit Kieselkonkretionen von Ponikla Phyllite, denen also nach ihrer Lagerung mindestens kambrisches Alter zukommen muß. Ober diesen untersilurischen Schiefern folgen wieder Phyllite, die Kalke ein-

gelagert haben, in deren Hangendem Quarzite auftreten. In verschiedenen Horizonten dieser ganzen Serie, die besonders für das Phyllitgebiet gilt, stecken nun Hornblendeschiefer (im Glimmerschiefergebiet Amphibolite) sowie Porphyroide. Die letzteren scheinen besonders im Hangenden der Quarzite aufzutreten. Die Quarzite ähneln stark jenen als Obersilur angesprochenen Quarziten der übrigen Sudeten. Sie sind wahrscheinlich gleichaltrig mit den Quarziten des Jeschkens, für welche Gallwitz (12) ein vordevonisches Alter festgestellt hat. Eine direkte Verbindung der Jeschkengesteine ins südliche Riesengebirge ist vorderhand nur beschränkt möglich, da die letzte Bearbeitung des dazwischenliegenden Eisenbroder Gebirges aus den Jahren 1919—1920 durch R. K e t t n e r (16) nicht ausreichend ist. Die Bearbeitung dieses Teiles mit seinen grauen, sehr stark an Devon erinnernden Kalken, in denen schon F r i č unbestimmbare Fossilien fand, einerseits und den vordevonischen Phylliten und ihnen eingelagerten weißen, sicher vordevonischen Kalken von J e s s e n y andererseits, wird eine ganze Reihe interessanter Fragen lösen.

In diese ganze Phyllitserie mit ihren Kalken, Quarziten usw. wurde gleichzeitig mit der Hauptfaltung granitisches Material injiziert, das einen Kontakthof ausbildete, der uns jetzt als Glimmerschiefer vorliegt. Daß diese Granitintrusion nicht die erste war, zeigen die Granitgerölle führenden Glimmerschiefer, welche B e r g (4) fand. Der Horizont, welcher bisher im Anstehenden nicht gefunden wurde, wäre vielleicht ins Algonkium zu stellen.

Tektonik.

Unabhängig von der Frage nach dem Alter der Hauptfaltung ist die Frage nach der Art der Faltung sowie nach der tektonischen Stellung des behandelten Gebietes gegenüber den Nachbargebieten. J o k é l y (15) schrieb dem Aufdrängen des Granits hervorragenden Anteil an der Faltung des Gebirges zu. L a u b e (17) folgte ihm in dieser Auffassung und erklärte auch die überragende Höhenlage der Schneekoppe als Ergebnis einer Aufschiebung des südlichen Anteils auf den nördlichen infolge der Granitintrusion. Über den Kontakthof schreibt L a u b e in der Landesdurchforschung 1895 III. S. 9: „Einen Kontakthof an der Berührung zwischen dem Granit und Gneis, wie er in der J o k é l y'schen Karte durch Ausscheidung von Fleckschiefer angeführt ist, konnte ich nicht konstatieren. “ obwohl sich unter seinem aufgesammelten Material typischer Fleckschiefer befindet, den er auch als solchen zeichnete. Er hielt die in Rede stehenden Gesteine für stark eisenschüssig und führt die Flecken darauf zurück.

Geht man von Stefansruh nach Osten, so gelangt man allmählich aus den Gebieten geringerer Dynamometamorphose in solche stärkerer Dynamometamorphose, das heißt, man kommt aus dem Phyllitgebiet langsam in das Glimmerschiefergebiet. Eine scharfe Grenze zwischen den beiden ist nicht wahrnehmbar, sondern es ist ein allmählicher Übergang im Gebiete des Wolfs- und Köschelkamms zu beobachten, so daß eine Grenze auf der Karte nur unsicher eingetragen werden konnte. Als Glimmerschiefer wurde ein Gestein nur dann bezeichnet, wenn sich zusammenhängende Muskowitbelege auf den Schieferungsflächen befanden; infolge dieses etwas subjektiven Merkmales schwankt natürlich die Grenze in den Angaben gegenüber den zitierten Autoren. Während im Gebiete der typischen Phyllite ein Vorherrschen der Quarzite und Grünschiefer bemerkbar ist, dagegen typische Amphibolite fehlen, treten im Gebiete der Glimmerschiefer die Quarzite und Hornblendeschiefer zurück und es treten, je mehr man nach Osten geht, immer typischere Amphibolite, nach Berg (3) stellenweise sogar eklogitartige Gesteine, also Vertreter stärkster Metamorphose, auf. Es heißt also im Osten ein tieferer Horizont aus. Als zentraler Stock der Glimmerschiefer tritt ein schon von J o k é l y als Orthogestein erkanntes Glied auf, das er Protogin analog den Gesteinen in den Alpen bezeichnete. L a u b e hebt die Ähnlichkeit mit gewissen Gesteinen aus dem Erzgebirge hervor und bezeichnet es analog den Gesteinen des Erzgebirges als eruptiver roter Gneis. Der Gneis ist als solcher auf der Karte Laube-Frič nicht ausgeschieden und zu den Glimmerschiefern hinzugezogen und als Gneis signiert. Der Glimmerschiefer ist als Kontaktmantel des Orthogneises aufzufassen, wie später im petrographischen Teil gezeigt werden soll.

Der Faltungstypus des Gebietes ist ein recht komplizierter. Im allgemeinen liegen mehr oder weniger isoklinale Falten vor, die Ost-Nord-Ost streichen. Im Profil längs des Isertales läßt sich die Zusammengehörigkeit der dort bis Rochlitz auftretenden 5 Quarzitzüge verfolgen. Sie ordnen sich dort zu einfachen bis überschobenen isoklinalen Falten, wie aus dem beigegebenen Profil zu ersehen ist. Unter den Quarziten treten Kalke auf, im Hangenden die schon erwähnten Porphyroide. Querstörungen kommen ziemlich selten vor; nur in dem großen Steinbruch etwas unterhalb der Einmündung des Langen Flosses in die Iser treten Anzeichen einer solchen auf. Der Porphyroidsteinbruch läßt deutliche Harnische unter Nord 50° Ost und Nord 65° West erkennen. Weiter südlich ist der Faltenbau stark gestört. Bei Rochlitz treten 3 streichende Verwürfe auf, wie in dem Profil zu ersehen ist, die folgendermaßen belegt sind: die erste Störung am Zusammentritte der Straße Starkenbach-Rochlitz ist belegt

durch einen „faulen Gang“, der erfüllt ist mit mildem-schmierig-seifigem Letten. “ Bruchstücke anstehenden Gesteines kräftigen Rutschstreifen (nach den Angaben J. Porths. (21) Die Zertrümmerungszone ist ungefähr einen Klafter mächtig; längs dieser Zone geht die Erzimprägung noch ungefähr zehn Klafter ins Nebengestein. Das Streichen dieser Störung ist Ost-West, das Fallen ist wechselnd aber im allgemeinen nach S., wie aus den Profilen Porth's hervorgeht. Die zweite Störung ist schon durch Jokély angegeben. Die dritte Störung ist durch die starke Zerwalzung und Zertrümmerung sowie das Auftreten erzführender Kalke gekennzeichnet. Beide letztgenannten Störungen wurden ehemals vom Bergbau angefahren. Über das Alter der Störungen kann man nicht mehr sagen, als daß sie zur Zeit der Granitintrusion schon vorhanden waren und den wässrigen Lösungen, Gasen und Dämpfen als Wege dienten. Durch die ersten beiden Störungen erklärt sich auch das widersinnige Verflachen des zwischen beiden liegenden Streifens, das besonders schön zum Ausdrucke kommt an den Quarzitzügen am auffallenden Knie der Iser bei Grenzdörfel.

Weiter nach Osten zu keilen die nördlichen Quarzitzüge aus, die südlichen setzen sich fort, machen aber im Gebiete von Kaltenberg eine sigmoide Umfaltung mit, die den Anschein einer Anlage zu einer nordwestlich streichenden Querverwerfung macht, wie sie so oft im Gebiete der Sudeten auftreten. Die beiden nördliche Quarzitzüge treten erst wieder auf der Kesselkoppe bzw. den Hofbauden auf. Im dazwischenliegenden Gebiete des Plechkammes zeigen nur vereinzelte flachlagernde Quarzitefelsen, wie östlich des Vogelsteins, die Zusammengehörigkeit der östlichen und westlichen von ihnen auftretenden Quarzite an. Die nördlichste auf der Kesselkoppe wieder auftretende Quarzitantikline setzt sich nun über die Elbe oberhalb Spindelmühle bis in den westlichen Teil des Ziegenrückens fort, wo sie spitzwinklig in den Granit einspießt. Im folgenden kurzen Abschnitt folgen am Ziegenrücken normale Schiefer, die erst wieder im letzten Drittel des Ziegenrückens von einer neuen Quarzitantikline abgelöst werden. Der Quarzit bildet den scharfen Grat des Ziegenrückens. Kurz vor der Kote 1424 schwenkt der Quarzit von der Granitgrenze, die er bisher am Ziegenrücken begleitet hat, ab und streicht über die Eisenkoppe, Hochwiesenberg, Brunnberg gegen die Koppe zu. Auf der Koppe selbst tritt der Quarzit nur untergeordnet im Süden des Koppenkegels auf. Dort ist ihm längs einer Linie, die ungefähr durch den Kiesgraben, die Kristallgrube der Riesengebirgler, gegeben ist, der südlich anschließende Glimmerschieferkomplex aufgeschoben.

Die am Hochwiesenberg im Hangenden der Quarzite auftretenden Orthogneise, die dort in mehr oder weniger schmalen

Lagergängen auftreten, kommen am Ziegenrücken wieder zum Vorschein. Man findet diese Gesteine am Ziegenrücken am ehesten, wenn man die erste Schneise, die vom höchsten Punkte des Ziegenrückens an seinem westlichen Ende gegen Spindelmühle zu hinunter geht und dann den Weg zur Schule von Spindelmühle, der die Schneise quert, weitergeht.

Grünschiefer treten als Linsen allenthalben auf. Viele der von J o k é l y angegebenen Grünschiefer mußten weggelassen werden, da es sich um keine typischen Grünschiefer, sondern nur um grün aussehende etwas chloritführende Gesteine handelte.

Die Kalke sind ebenfalls nicht als durchgehender Horizont aufzufassen, sondern als einzelne Linsen, die allerdings einem stratigraphischen Horizonte anzugehören scheinen!

Petrographischer Teil.

Das rein dynamometamorphe Gebiet ist zum großen Teil von Phyllit eingenommen, der nach Osten in Glimmerschiefer übergeht. Die Mineralneubildungen infolge der Dynamometamorphose ist bei den vorliegenden sauren Gesteinstypen ziemlich zurücktretend. Muskowit, Quarz, Albit, selten Biotit sind die wesentlichen Minerale, die sich bei der Dynamometamorphose neu gebildet haben. Sillimanit fehlt als Neubildung vollständig, was auf geringe Rindentiefe (Epi- bis Mesozone) hinweist. Infolge der schwachen Mineralneubildung wurde mehr Augenmerk gelenkt auf die Strukturen und versucht, aus den Strukturen auf den Gang der Metamorphose zurückzuschließen.

Glimmerschiefer.

Da der Glimmerschiefer schon mehrfache Bearbeitung gefunden hat, soll er nur kurz als Kontaktprodukt des Orthogneises gestreift werden. Je mehr man sich gegen den Orthogneis zu bewegt, umso stärker ist die Granatführung der Glimmerschiefer. Die Gesteine, die in den Kontakthof des Zentralgranites eintreten, haben nur wenige Reste von Granaten, da der Granat innerhalb des Granitkontaktes nicht bestandsfähig ist. Ein von H a m p e l (13) als granatführender Chloritgneis bezeichnetes Gestein aus dem Urlasgrunde zeigt die für die Kontaktgesteine des Orthogneises typischen Erscheinungen. Das Gestein ist mehr oder weniger klotzig und nur am Querbruch tritt eine feine Schieferung hervor. U. d. M. ist eine ausgeprägte Schieferung wahrnehmbar. Quarz und unverzwillingte xenomorphe Körner von Albit bis Albit-Oligoklas, (+) n kleiner als Kanadabalsam, bilden eine Grundmasse, in welcher reichlich Chlorit eingelagert ist. Daß nicht aller Chlorit primär ist, ist deutlich daran zu sehen, daß er oft quer zur Schieferung liegt, wobei dieser Chloritblättchen eine deutlich höhere Doppelbrechung bei gleicher

Lichtbrechung zeigen, als jene, welche in der Schieferung liegen, also chlorisierter Biotit sind. Streng in der Schieferung hält sich der Muskowit, der nur spärlich in kleinen Schüppchen vorhanden ist. Auffallend sind in diesem Gesteine die Granaten. Sie sind klein (0.12 mm im Maximum) vielfach zersprungen und selten idiomorph, dagegen oft zu mehr weniger deutlichen Linsen ausgewalzt. Rutil und hin und wieder Titaneisenblättchen sind akzessorisch. Zweifellos liegt ein Kontaktprodukt des Orthogneises vor, das später noch einmal einen Gebirgsdruck erfahren hat. Aus den Strukturen der zahlreichen Hampelschliffe kann man folgendes ablesen: Nach der kristallinen Schieferbildung trat im Süden eine Ruhepause ein (Bildung der Querbiotite usw.), dann erfolgte abermals eine gewisse Druckwirkung, die aber nicht mehr zur Bildung einer neuen Struktur sondern nur zum Zerschneiden und Verbiegen ausreichte. Im Bereiche der Kontaktmetamorphose, die sich später im Norden über die Dynamometamorphose überlagerte, fehlen wesentliche Spuren einer Druckwirkung nach der ersten Kontaktwirkung. Das Aufdringen des Granits fällt also nach der schwachen Bewegung, welches die Granaten zu Linsen auswalzte und die in der Ruhepause gebildeten Querbiotit verbog, bzw. zerriß

Phyllite.

Da die Phyllite von Hampel, (13) Berg (3) und Huyer (14) bereits eingehend behandelt wurden und neuerdings von J. Gräner in den zweifellos gleichaltrigen Phylliten im Jeschkegebiet untersucht werden, erübrigt sich ein näheres Eingehen auf dieses Glied der metamorphen Serie.

Quarzite.

Viel interessanter als die Veränderungen, die zur Bildung der Phyllite und Glimmerschiefer geführt haben, sind jene, welche die Einlagerungen im Phyllit, und Glimmerschiefer (nämlich die mannigfaltige Reihe der Quarzite, Kalke, Grünschiefern, Porphyroide, Erlanfelse usw.) erlitten haben.

Die Hauptmasse der Einlagerungen sind im westlichen Riesengebirge im Gegensatz zum Osten Quarzite. Sie bilden langgezogene Rücken, die bald mehr, bald weniger aus ihrer Umgebung hervorragen je nachdem ob sie hangparallel oder senkrecht dazu fallen beziehungsweise streichen. Ihre Abgrenzung gegenüber den Glimmerschiefern und Phylliten ist oft schwierig, da alle Übergänge zwischen den beiden Typen vorhanden sind. Die Quarzite nehmen an der Grenze nach und nach mehr phyllitischen Charakter an bzw.

die Phyllite werden immer quarzreicher und gehen allmählich in die Quarzite über. Die Wiederholung der einzelnen Quarzitzüge, ist, wie schon oben bemerkt wurde, eine tektonische und eine Folge der isoklinalen Faltung. Die Mächtigkeit beträgt im Höchstfalle 30 m, ist aber gewöhnlich nur 10—15 m. Die oft enorme Mächtigkeit wird vorgetäuscht durch ungefähr oberflächenparalleles Streichen und Fallen, was auch die oft kleinen rasch auftretenden und rasch wieder auskeilenden Quarzitzüge bedingt, die auf Spezialsättel zurückzuführen sind. Die Kartierung der Quarzitzüge gestaltet sich insofern oft schwierig, als die Blockhalden, die sie verraten, dort wo sie durch bebautes Gebiet streichen, sorgfältig beseitigt worden sind. Wo das der Fall ist, wurde aus Lesesteinen auf das Vorhandensein geschlossen und der Quarzit als anstehend angenommen.

Die petrographische Beschaffenheit der Quarzite wechselt stark. Als Typus kann der Quarzit von Haidstein angesehen werden. Das Gestein ist plattig, auch dickplattig entwickelt, mit feinen Serizithäutchen auf der Schieferungsfläche; oft ist das Gestein durchzogen von einer Unzahl sekretionärer Quarzadern, die oft im Handstück das Aussehen einer Breccie erscheinen lassen. U. d. M. besteht das Gestein aus stumpf fingerförmig verzahnten, mittelgroßen Körnern, die schwach undulös auslöschten. Die tektonische Beanspruchung hat bei den Haidstein-quarziten nur zur Entwicklung von Sandquarzen geführt. Der Muskowit ist in kleinen Blättern stumpffingerförmig ausgefranst. Oft sind kleine Fetzen noch deutlich als Bruchstücke eines größeren Blättchens zu erkennen.

Von diesem Typus weichen die Quarzitzüge im Streichen, wie auch untereinander stark ab. Ein Quarzit bei Hawirna hat eine mehr schuppig-schiefrige Struktur und ist stärker durchgewalzt. Hauptgemengteil ist Quarz, der als körnige Masse lange Linsen bildet, die bei der Bewegung auf Serizitzwischenlagen geglitten sind. Die Serizitsträhne sind noch außerdem in kleine Fältchen gelegt, ein schönes Beispiel für die Regel der Stauchfaltengröße. Der Quarz löscht nur noch schwach undulös aus. Feldspatkörnchen (Albit bis Oligoklas) sind selten und klein. Muskowit, Serizit und ausgebleichter Biotit bilden die oben erwähnten Strähne. Rutil in dicken Säulen und farblosen Körnern, Titaneisen mit Titanitkränzen, sowie Zirkonkörner sind Übergemengteile. Turmalin, regellos in der Schieferungsebene liegend, ist in dicken Säulen zonar: Innen braun, außen bläulichgrau, $\omega > \epsilon$.

Grünschiefer.

Unter Grünschiefer werden hier aus basischen Magmen hergeleitete Gesteine, wie typische Grünschiefer und Hornblende-

schiefer zusammengefaßt; auch einige Chloritgneise sind hier einbezogen, da sich eine Trennung auf der Karte nicht durchführen ließ, weshalb sie alle als Grünschiefer zusammengefaßt wurden.

Die Grünschiefer treten als kleine Linsen sowohl im Glimmerschiefer als auch im Phyllit auf. Eine Zusammengehörigkeit der einzelnen Linsen in dem Sinne, daß sie einen stratigraphischen Horizont bilden, konnte nicht mit Sicherheit ermittelt werden, wahrscheinlich aber treten sie in allen Horizonten auf.

a) Hornblende.

Die Gesteine zeichnen sich durch ihren hohen Gehalt an Hornblende aus. Der Prozentgehalt an Hornblende ist oft über 90 Prozent. Ein diesbezügliches Gestein ist als Gerölle im Blaugrund häufig zu finden. Das Gesteine ist kaum angedeutet schiefrig, schwarz und auffallend schwer. Hauptgemengteil ist eine glaukophanitische Hornblende neben gemeiner grüner schwach pleochroitischer Hornblende, die oft mit der glaukophanitischen parallel verwachsen ist. Die Hornblende ist in rosettenartigen Büscheln angeordnet. Da die blaue Hornblende an die von Pelikan (Lotos 1928) beschriebene erinnert, wurde sie optisch genau untersucht. Es ergab sich, daß die Axenebene in der Spaltrichtung liegt ($2v$ klein) und in der Symmetrieebene. β = grünblau, β = heller gelbgrün, γ = gelblich, $c\gamma = 14'2''$ (Mittel aus 10 Messungen). Eine Gegenüberstellung mit den von Pelikan beschriebenen gibt:

$\beta = 19$ blau	h }	$\beta = 11$ gelbgrün	k
$\gamma = 21$ blau	h }	$\gamma = 18$ blaugrün	g
$\alpha =$ farblos		$\alpha = 11$ gelbgrün	q

Die Schliffdicke beträgt beide Male 20μ . Die Farbenangabe ist nach der Radde-Skala, wo die Zahl die Farbe, der Buchstabe die Intensität angibt, gegeben. Da γ oft fast rein blau ist, während α und β farblos werden, ist auch große Ähnlichkeit mit dem Schweizer Glaukophan aus dem Val de Bagne vorhanden. Oft beobachtet man Verwachsungen von blauer und gemeiner grüner Hornblende. Kristalle von Magnetit nehmen oft große Teile des Gesteines an. Der auftretende braune Biotit kann Kontakmineral sein. Quarz und Feldspat fehlen vollständig. Hin und wieder treten dicke Apatitsäulchen auf. Bemerkenswert ist, daß das Gestein nicht allzuweit vom Orthogneis auftritt. Die Gesteine von Hampel zeigen ebenfalls glaukophanitische Hornblende und zwar die Amphibolite von Glasendorf; doch ist dort der blaue Pleochroismus steifenweise im grünen; die optische Orientierung ist wie bei unseren blauen Hornblenden. Aus benachbartem Gebiet hat Prof. Pelikan (20) Glaukophan mit normal-sym-

metrischer Achsenebene γ = violett, β = blau, α = farblos bekannt gemacht, und als Pseudoglaukophan bezeichnet. Auch dieser ist mit gemeiner grüner Hornblende verwachsen. In dem Gestein ist reichlich Epidot und Albit. Auf den Fundort dieses Gesteins im Anstehenden hatte Prof. Proschwitzer die Freundlichkeit mich aufmerksam zu machen. Außer in größeren Rollblöcken in der Elbe findet man den Glaukophanschiefer als Einlagerung anstehend in dem kristallinen Schiefer 100 Schritte unter der Rotter-Fabrik in Ober-Hohenelbe. Da die Blöcke in der Elbe bedeutend größer sind als der ansteigende Fels, ist es wahrscheinlich, daß noch an anderen Stellen das Gestein zu finden sein wird. Petrographisch stimmt dieser Glaukophanschiefer mit dem von Pelikan beschriebenen überein.

In die kontaktmetamorphe Zone eingeschlossen ist ein Hornblendit vom Koppenkegel. U. d. M. bemerkt man trotz der Wirkungen einer weitgehenden Kontakmetamorphose noch die Spuren einer vorausgegangenen Dynamometamorphose in ausgewalzter schilfiger Hornblende. Zwischen den einzelnen Linsen liegen die durch die Kontaktmetamorphose regellos angeordneten neugebildeten Hornblenden. Die neue Hornblende zeigt einen kräftigen Pleochroismus $\perp c$ mit einem braunen Stich in α . Titaneisen, Titanit, Chlorit und Apatit sind akzessorisch.

b) Hornblendeschiefer.

Für diese Gruppe typisch ist das Gestein von Kaltenberg. Es ist ungemein hart und zähe und wird deshalb von der Bevölkerung als „Eisenstein“ bezeichnet. Es ist im Handstück dunkelgrün, massig und von splittrigem Bruch. Auffallend sind makroskopisch größere Hornblendebüschel, die kreuz und quer das Gestein durchziehen. U. d. M. erkennt man äußerst dicht gelagerte kurze Hornblendesäulchen oder schilfige Hornblende, die manchmal schwach blau pleochroitisch sind. Durchsetzt ist das Hornblendegewebe von augenartigen Körnern von Albit (7 Prozent An) der kurze Apatitsäulchen als Einschlüsse enthält. Hin und wieder tritt ein etwas basischerer Plagioklas (Andesin) mit Zwillinglamellen und vielfach zerbrochenen Einschlüssen auf. (Helizitstruktur.) Pennin in unregelmäßig gelappten Formen ist längs einer unscheinbaren Schieferungsebene gehäuft. Magnetit als Staub oder als opake schwarze Klumpen, Titaneisen mit Umwandlung in Titanit, sowie Rutil sind akzessorisch.

Ein graugrünes Gestein mit massiger Textur, das ebenfalls als Hornblendeschiefer zu bezeichnen ist, bildet eine etwa 200 m lange Linse am Plechkamm. U. d. M. zeigen sich auch Anzeichen einer Kontaktmetamorphose durch Neubildung von Muskowit, brauner Hornblende und Ausbildung einer Kontaktstruktur. Hauptgemengteil ist eine grüne, schilfige Hornblende, die oft

einen bläulich-grünen Pleochroismus aufweist. Feldspat tritt augenartig auf und enthält 25 Prozent An; er bildet unregelmäßige Körner mit Zwillingslamellen und ist von Hornblende durchspießt. Biotit ist durch den Kontakt neu gebildet und in Flecken gehäuft. Titanit in eigenartigen Kristallformen, Titan-eisen, Pyrit, Magnetkies, Zirkon in feinen Körnern und Rutil in Nadelchen sind azessorisch.

Am Südhang des Ziegenrückens treten ebenfalls Grünschiefer auf. Bei parallelfasriger Struktur mit großen, schon makroskopisch sichtbaren Knoten und Linsen von Feldspat zeigen sie deutlich schiefrige Textur und absätzigen Bruch. Haupt-gemengteil ist eine Hornblende in dicken Säulen, die weithin parallel der Schieferung orientiert ist. Auffallend ist wiederum der Pleochroismus, α = hellgelbbraun, β = dunkelgrünbraun, γ = graubraun, $c\gamma = 15, 5^\circ$ Chm (—), Chz (+). Manchmal ist die Hornblende dunkler in der Farbe; parallel der Spaltbarkeit ist viel Titaneisen ausgeschieden. Die sonst seltene Zwillingsbildung der Hornblende nach (100) wurde hier beobachtet. Der frische Biotit ist ein Produkt der Kontaktmetamorphose. Er tritt lagen- oder knotenweise auf, ist optisch einaxig, negativ, mit gelbbraun: dunkelbraunem Pleochroismus; er tritt entweder in Blättern oder als Biotiteierchen auf. Der Feldspat bildet Augen und Knoten; er ist Oligoklas mit 38 Prozent An (25° Max. d. sym. Ausl.). Titaneisen tritt in unregelmäßigen, der Schieferung folgenden Fetzen auf und ist randlich in Titanit umgewandelt. Oft tritt auch in der Mitte die Umwandlung in Titanit auf. Primärer Titanit ist in großer Menge in Körnern überall im Schliff verteilt. Rutil ist selten. Oft treten kleine, in Büscheln zusammenstehende Nadelchen von Hornblende auf. Quarz ist selten und nur als tropfenförmiger Einschluß im Feldspat.

Bei den beiden zuletzt beschriebenen Gesteinen zeigt die Struktur deutlich die Reste einer alten Massengesteinsstruktur, manchmal glaubt man noch eine alte diabasisch-körnige Struktur zu erkennen.

Aus der Sammlung H a m p e l liegt mir ein Amphibolit vom Fuß südlich des Schneekoppenkegels vor. In einem stark kataklastischen Grundgewebe von Quarz und Feldspat (Oligoklas bis Andesin) liegen divergentstrahlige, spießige bis schilfige Hornblende, regellos angeordnet, farblose Apatite, Pyrit, sowie Titanit. Epidotkörnchen treten als Umwandlungsprodukte der Feldspäte auf. Die Struktur ist insofern bemerkenswert, als die alte Massengesteinsstruktur noch deutlich zu erkennen ist. Ausgesprochene tektonische Struktur (wie Linsenbau) fehlt dem Gestein vollständig. Die alte Massengesteinsstruktur ist also nur durch Kontaktmetamorphose und starke Kataklastik verwischt.

Den von H a m p e l angegebenen Orthoklas konnte ich in dem Gestein nicht finden. Dagegen oft Quarz.

c) Biotit-Chloritschiefer.

Das erst als Grünschiefer aufgesammelte Gestein von Hawirna ist lauch-grün, sehr gut schiefrig und fühlt sich fettig an. U. d. M. tritt als Hauptgemengteil ein Biotit auf, der in Chlorit übergeht. Die außergewöhnliche Höhe seiner Doppelbrechung unterscheidet ihn von dem ebenfalls vorhandenen schwach doppelbrechendem Chlorit. Die Untersuchung des Pulvers ergab häufig Biotitreste. Muskowit tritt in langgestreckten Schüppchen auf und steht scheinbar überall senkrecht zur allgemeinen Schieferung. Tatsächlich aber liegt er in der Schieferung und zwar an jenen Stellen, wo jene scharf umgibt, was darauf hindeutet, daß dem Gestein eine zweite Strukturrichtung später aufgeprägt wurde. (Siehe Figur 13.) Die Muskowite wachsen später weiter und können dann die Umgebung durchspießen. Magnetit tritt ziemlich häufig auf; Quarz ist sehr untergeordnet und zeigt schwache undulöse Auslöschung. Titanit (aus Titan-eisen hervorgegangen), Apatit mit zahlreichen parallel gestellten Mikrolithen, sowie zerbrochene Rutilnadelchen treten untergeordnet im Gestein auf.

d) Chloritgneise.

Im Isertal zieht von Zabily ungefähr Ost-West ein Gestein vom linken Iserufer gegen Sich-dich-für zu hinauf. Das Gestein ist grünlich und von zahlreichen sekretionären Quarzadern durchzogen. Der Querbruch ist flasrig, der Längsbruch schiefrig. Häufig treten 1—2 dm lange weiße Quarzlinsen auf, die mit verfaltet worden sind. Der Feldspat, ein Albit-Oligoklas mit 14 % An (\perp MP — 10^0 (+) n kleiner als Kanadabalsam) tritt schwach undulös in Knoten auf. Manche Feldspäte sind schwach zonar mit Albit im Kern und Oligoklas-Andesin als Hülle. Quarz ist in langen Linsen seltener als in verstreuten Körnern da. Er ist kräftig undulös. Das schuppige bis fasrige Grundgewebe besteht zum größten Teil aus Muskowit. Daneben tritt außer Pennin mit rostbraunen anormalen Interferenzfarben noch chloritisierter Biotit auf. Hin und wieder sind kleine Hornblendesäulchen in das Grundgewebe eingestreut. Titaneisen und Pyrit sind die Erze.

Ein Gestein, das zum größten Teile normalen, schwach doppelbrechenden Chlorit führt, ist von H a m p e l vom Kuhberge bei Freiheit beschrieben worden. Es hat große Ähnlichkeit mit dem vorher beschriebenen. H a m p e l s Beschreibung ist nur hinzuzufügen, daß der Feldspat nicht Orthoklas sondern Albit ((+)) wenig schwächer lichtbrechend als Kanadabalsam) ist.

Wesentlich basischeren Feldspat führt ein quarzarmer Chlo-ritgneis aus dem Seifentale bei Marschendorf I. Der Feldspat ist Oligoklas bis Andesin und überwiegt an Menge Quarz. Er tritt in großen augenförmigen Körner auf und ist stark undulös. Als Einschlüsse führt er Quarz, Clorit, seltener Erze. Muskowit mit Pennin bildet das Grundgewebe; Quarz tritt, wie schon be-merkt, stark zurück; in manchen Schliften von demselben Hand-stück fehlt er vollständig.

e) D y n a m o m e t a m o r p h e r G a b b r o.

Ein makroskopisch ebenfalls unter die Grünsteine einzurei-hendes Gestein tritt im Elbetale oberhalb Spindelmühle als häu-figes Flußgerölle auf. Das Gestein ist schwarzgrün und mehr flasrig als schiefrig. Auffallend ist u. d. M. neben der Struktur, die auf ein verwalztes Massengestein deutet, vor allem der Olivin. Er ist frisch und nicht arg zerbrochen. Chrysotil führt er als Zersetzungsprodukt in den Sprüngen. Als Einschluß führt er Chromit, der selbst wieder Spinell als Einschluß enthält. Der Olivin wurde auf seinen Brechungsexponenten hin untersucht. Die Untersuchung wurde mit Jodmethylen und Benzol durchge-führt, wobei die verwendete Immersionsflüssigkeit mit dem Total-reflektometer nachgemessen wurde; es ergab sich $\beta = 1.678$, $\alpha = 1.660$, was nach den Tabellen von Backlund 12 % Eisen entspricht. Der Brechungsexponent für Spinell ergab sich mit $n = 1.735$; es liegt also ein nicht sehr eisenreicher Spinell vor. Quarz und Feldspat fehlen. Schilfig entwickelte gemeine grüne Hornblende tritt ebenfalls auf und hat $c\gamma = 11.4^\circ$, $\beta = 1.642$. Ein Teil der Hornblende zeigt statt des gewohnten Pleochrois-mus einen Unterschied. Sie ist in dicken Säulen entwickelt und hellbraun: schmutziggraugrün pleochroitisch (am deutlichsten $\perp c$). Sie ist als Kontakneubildung aufzufassen. Kleine braun-rote sechsseitige Täfelchen sind Ilmenit. Magnetkies ist selten; Chromeisen ist das herrschende Erz. Es bildet keine kompakten Massen, sondern ist skelettartig, Spinell umschließend, ausge-bildet. Das Gestein ist sowohl seiner Struktur, wie seinem Mine-ralbestande nach ein Olivingabbro, der eine Dynamometamor-phose und später eine Kontakmetamorphose erfahren hat.

f) S e r p e n t i n.

Streng genommen gehört unter diese Gruppe auch noch der im Kiesgraben von Miesspickel imprägnierte Serpentin. Da er nicht als anstehendes Gestein oberflächlich zu beobachten ist und sein natürlicher Verband heute infolge des Verfalles der alten Bergwerke nicht mehr festzustellen ist, kann die Frage, ob er zu den Gabbro-Serpentin-massen der mittleren Sudeten gehört, nicht entschieden werden.

g) Diabas.

Außer diesen hoch dynamometamorph veränderten Gesteinen wurde in der Elbe oberhalb Spindelmühle ein Gestein im Flußbett gefunden, das nur schwache Spuren einer Veränderung zeigt. Es ist graugrün, massig und fällt durch seine schwarzen, entfernt stehenden unscharfen Flecken auf. U. d. M. zeigt er typische diabasische körnige Struktur. Die grüne Farbe rührt von Pennin her, der parallel der Spaltbarkeit blaugrün, senkrecht der Spaltbarkeit hellgelbgrün ist und lavendelblaue bis rostrote anormale Interferenzfarben zeigt; er enthält oft Blättchen von unregelmäßig gelapptem Titaneisen eingeschlossen. Der Feldspat ist oft zonar: Kern 8% An; erste Hülle $21^\circ \perp$ M. P 16% An; zweite Hülle: $6^\circ \perp$ M. P 8% An; Orthoklas fehlt. Apatitnadelchen sind häufig. Zirkon und Titaneisen sind akzessorisch. Spiessige, aus Augit entstandene Hornblende ist oft in Zersetzung in Chlorit begriffen. Magnetit bildet mit Titaneisen das einzige Erz. Die Erze sind stellenweise gehäuft und bilden die schwarzen Tupfen.

Kalke.

Eine große Rolle spielen neben den Quarziten und Grünschiefern noch die Kalke. Sie treten in langen linsenförmigen Einlagerungen im Phyllit, seltener im Glimmerschiefer auf und bilden das Liegende der Quarzite. Oft treten kleine, nur dm lange linsenförmige Einschaltungen im Schiefer auf, wie am rechten Elbeufer längs des Promenadenweges Spindelmühle-Mädelsteg; seltener kommt es zur Ausbildung typischer Kalk-Phyllite, wie bei Unter-Rochlitz und Spindelmühle.

Im allgemeinen ist der Kalk durch die Dynamometamorphose zu einem grobkörnigen Marmor geworden. Einen besonderen Typus stellt ein Kalk von Zabily am linken Iserufer dar. Er bildet dort eine nach Norden überlegte enge Falte. Der Kalk ist in der Nähe der später erwähnten grünen Schiefer makroskopisch grünlichweiß, weich und ist erfüllt von divergentstrahligen Büscheln von Hornblende. Der Hauptgemengteil ist schwach verzahnter, wenig verzwilligter Kalzit. Pennin mit pleochroitischen Höfen um Zirkon und braunem Rutil durchziehen in langen Strähnen das Gestein und bedingen seine grünliche Farbe. Die Hornblende ist lang, spiessig und ergab sich an den Nadelchen mit $n = 1.650$ bis 1.605 und $c\gamma = 15^\circ (\perp \beta)$ als Kalk-Magnesia-Hornblende. Magnetkies ist schon makroskopisch erkennbar. Das Mengenverhältnis des Kalkes zur Hornblende ist nach der Rosiowschen Methode gemessen 1 : 1. Titaneisen und daraus entstandener Titanit vertreten die Erze. Die Masse des übrigen Kalkes ist normaler mittelkörniger Kalk.

Als Einlagerung enthält der Kalk den später zu besprechenden Phyllit mit Kristallen von Albiten.

Ebenfalls an der Iserstraße, ungefähr 180 Schritte unter der Einmündung des Langen Flosses in die Iser, steht ein schneeweißer, massiger Kalk an, der von grünen Häuten durchzogen ist. Die Kalzitkörner sind durch feinen Staub schwach getrübt. Muskowit und Chlorit (der Rutil als Einschlüsse führt) sind spärlich. Der Chlorit geht durch Ausscheidung des Eisens in eine weißlichgrüne bis braune, im reflektierten Licht weiß schimmernde krümmelige Masse über, welche die erwähnten Häute bildet. Titanit in spitzrhombschen Körnern, Titaneisen, Pyrit und Limonit in Pseudomorphosen nach Pyrit sind Akzessorien. Sehr kleine braune Körnchen sind der Ausbildung nach Anatas.

Unmittelbar in der Nähe des eben beschriebenen Kalkes ist ein anderer wesentlich härterer gut kantendurchscheinender Kalk als 2—3 cm breiter Rand gegenüber dem Nebengestein. U. d. M. zeigt er ein feinkörniges Grundgewebe, in welchem Linsen eines diopsidischen Augites liegen. Der Augit zeigt Zeichen starker dynamometamorpher Einwirkung. Dieses Grundgewebe enthält Albit ($\angle \alpha 8^\circ$ (—) n kleiner als Kanadab.) mit 12 % An, Rutil in Körnern und farblosen Titanit. Der Diopsid ist farblos und hat $c \gamma = 42^\circ$. Serizitische Häute umziehen die Diopsidlinen. Epidot in Stengeln mit schwach gelblichgrüner Farbe und stärkerer Absorption parallel der Hauptachse, $\rho > v$ Chm = (—), Chz = (—) ist gleichmäßig im Schliff verteilt. Die auftretenden rotbraunen Flecken sind teils aus Pyrit entstandener Limonit, teils sind es Verwitterungsprodukte des Augites (s. h. a. Rosenbuch-Wülfing, S. 529), da Epidot, Quarz und Chlorit in der rotbraunen Masse gehäuft sind. Der Chlorit zerfällt dann oft in der schon beschriebenen Weise weiter. Das Gestein ist aufzufassen als ein verwalzter Kontaktsaum zwischen dem Kalk und dem noch zu besprechenden Porphyroid.

Porphyroide.

Eine große Verbreitung haben Orthogneise von porphyritischer Zusammensetzung im Nordwesten des Aufnahmegebietes. Das Gestein ist am schönsten aufgeschlossen in einem Steinbruch an der Iserstraße von Wurzelsdorf nach Rochlitz, wo es zu Schotterzwecken gebrochen wird. Der Porphyroid zeigt eine Klüftung von Nord 15° West- mit 70° Südfallen, Nord 45, West Saiger, Nord 75 Ost 65 Süd, Nord 85 Ost 15 Süd. Außerdem treten ausgezeichnete Harnische in Nord 50 Ost und Nord 65 West auf. Nimmt man die beiden als Scherflächen, so ergibt sich die Resultierende daraus als Nord 7 West, als Richtung des wirkenden Druckes; die Störung ist also eine Querstörung. Ungefähr dieselbe Klüftung zeigt der Porphyroid an der Straße

Stefansruh-Reiditz, wo er ebenfalls anstehend zu beobachten ist. Nach Osten zu läßt sich der Zug über den Rücken des Teufelsberges verfolgen. Am Osthang des Plechkammes verschwindet er, ist am Kahlen Berge durch Lesesteine wieder zu erkennen und läßt sich bei Spindelmühle nachweisen, von wo er bis auf den Ziegenrücken verfolgbar ist. Ein Parallelzug zu dem erwähnten ist am Langen Floß anstehend zu beobachten; er gehört wahrscheinlich demselben Horizont an und ist eine tektonische Wiederholung. Am deutlichsten ist der ehemalige Massengesteinscharakter in dem erwähnten Steinbruch im Isertal zu erkennen. (s. Figur 5.) Das Gestein ist grünlichgrau, flasrig und splittrig brechend. U. d. M. erkennt man zu Linsen ausgewalzte Quarze und Feldspateinsprenglinge, die in einem serazitischen Grundgewebe eingebettet liegen. Der Plagioklas ist Albit mit 3 % Anortit (16° Max, d. s. sym. Ausl.) Er bildet Linsen, wobei die Albitlamellen mehr oder weniger parallel, selten senkrecht zur Schieferung stehen. Die einzelnen Lamellen sind schwach gebogen und absätzig. Der Plagioklas ist oft schwach zersetzt und spärlich von Quarz durchwachsen. Mikroklin ist selten und zeigt leichte Gitterung. Im Serizit treten verbogene Querbiotite auf. Magnetit ist das einzige Erz.

Das Gestein vom Langen Floß zeigt Spuren stärkerer Verfaltung. Im Serizit sind zahlreiche, winzige Gleitbretterchen entwickelt. Die Quarzlagen sind schlangenartig gewunden und zeigen an scharfen Umbiegungsstellen Orientierung nach der Trenerschen Quarzregel. Querbiotite und -Muskowite, sowie das Fehlen undulöser Auslöschung bei Quarz zeigen starke Rekristallisation an. Daß die Rekristallisation eine Wirkung des Granites ist, zeigen die mit einander verwachsenen Biotite und Muskowite sowie die gelegentlichen Biotiteierchen an. Rutil, Zirkon, Apatit und Titaneisen in skelettartigen Formen sind Akzessorien. Eine chemische Analyse des zuerst beschriebenen Gesteins ergab folgende Werte:

Gew. %		Mol. %	
Si O ₂	69.63	Si O ₂	76.52
Ti O ₂	Sp.		
Fe O	2.38	Fe O	3.007
Fe ₂ O ₃	0.99	P ₂ O ₅	0.03
Al ₂ O ₃	3.26 als Fe O	Al ₂ O ₃	10.30
P ₂ O ₅	15.88	Mg O	2.286
Mg O	0.07	Ca O	2.47
Ca O	1.39	Mn O	Sp.
Mn O	2.09	K ₂ O	3.088
K ₂ O	4.38	Na ₂ O	4.30
Na ₂ O	4.02		
Summe	100.83	Summe	100

I. Analyse Berg

	Mol. ‰
Si O ₂	80.55
Fe O } Fe ₂ O ₃ }	3.30
Al ₂ O ₃	7.65
Mg O	1.13
Ca O	0.95
K ₂ O	0.17
Na ₂ O	6.25
Summe	100

$$\begin{array}{rcl}
 A = 7.38 & a = 14.6 & | \text{ si} = 24.27 \\
 C = 2.47 & c = 4.9 & | \text{ al} = 3.26 \\
 F = 5.73 & f = 10.5 & | \text{ f} = 2.46 \\
 & & | \text{ alk} = 10.98
 \end{array}$$

$$\text{Si} = 76.52$$

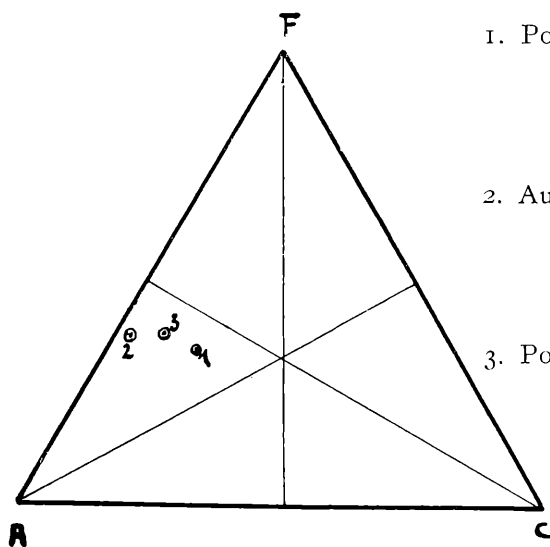
II. Analyse Hampel

	Mol. ‰
Si O ₂	81.60
Fe O } Fe ₂ O ₃ }	2.414
Al ₂ O ₃	8.93
Mg O	1.01
Ca O	0.321
K ₂ O	2.408
Na ₂ O	3.316
Summe	100

- I. Porphyroid von Stenzelberg
 II. Augengneis, Kleinaupa

Anal. Klüss.
 Anal. Hampel.

Verglichen mit anderen Analysen fällt die chemische Zusammensetzung unseres Gesteins in den 3 Osannschen Dreiecken überall mit dem Granitpunkt der Alkali-Kalkreihe zusammen. Um den Vergleich mit im Riesengebirge gleichfalls auftretenden und analysierten Orthogestein zu ermöglichen, wurden die diesbezüglichen Gesteine in das A C F - Dreieck eingetragen.



1. Porphyroid Isertal

$$\begin{array}{l}
 a = 14.6 \\
 c = 4.9 \\
 f = 10.5
 \end{array}$$

2. Augengneis Kleinaupa

$$\begin{array}{l}
 a = 18.15 \\
 c = 1.02 \\
 f = 10.83
 \end{array}$$

3. Porphyroid Stenzelberg

$$\begin{array}{l}
 a = 15.75 \\
 c = 3.00 \\
 f = 11.25
 \end{array}$$

Am nächsten fällt der Porphyroid vom Stenzelberg, der aber durch den bedeutenderen Na_2O -Überschuß von unserem Porphyroid unterschieden ist. Der Augengneis Hampels hat außer einen wesentlichen höheren SiO_2 -Gehalt, einen bedeutend geringeren Kalkgehalt, der sich in den stark verschiedenen Werten von c zu erkennen gibt. Jedenfalls liegt aber in unserem Porphyroid ein Orthogestein vor, das in die Familie der granitodioritischen Magmen gehört. Vergleicht man das N K-Verhältnis unserer Gesteine mit den ähnlichen Typen der Osannschen Analysentabellen, so ist es etwas zu Gunsten des Natron verschoben, weniger bei den Augengneis und unserem Porphyroid, auffallend stark dagegen beim Porphyroid vom Stenzelberg.

N K - Verhältnisse: Augengneis Kleinaupa	5.80
Porphyroid Isertal	5.82
Porphyroid Stenzelberg	9.73

Vielleicht ist diese Erscheinung der dynamometamorphen Einwirkung zuzuschreiben.

Starke Kontaktmetamorphose hat der Porphyroid am Plechkamm erlitten. Sie tut sich besonders im serizitischen Bindemittel kund, durch Ausbildung von Biotiteierchen und Blättern, die mit Muskowit verwachsen sind. Ursprünglicher Biotit hat seinen Titangehalt als Sagenit, oder als Rutilkörnchen ausgeschieden. Die Quarze sind nicht undulös und vollständig rekristallisiert. Die Feldspäte sind durch lange Reihen körnchenförmiger Ausscheidungen von Epidot parallel der Spaltbarkeit getrübt. Der Grad der Rekristallisation ist beim Feldspat geringer als beim Quarz.

Wesentlich stärker dynamometamorph bei fehlender Kontaktwirkung ist das Gestein an der Straße Reidnitz-Stefansruh. Die Kataklase ist dort am schwächsten, wo Serizitfasern den Druck abgeleitet haben. Der vorhandene Biotit ist grünlich. Epidot in Form von Körnchen ist stellenweise reichlicher. Magnetit ist das einzige Erz.

Noch ärger verwalzt ist dasselbe Gestein am Farnberg, wo man sich der Umbiegungsstelle der Antikline nähert, deren beide Schenkel die erwähnten Porphyroide vom Langen Floß und aus dem Steinbruch sind. Zahlreiche, mit sekretionären Quarz ausgefüllte Risse deuten auf starke Streckung hin. Der Quarz löscht kräftig undulös aus. Der Feldspat ist teils Albit, mit 8% An (\perp MP 12°), teils Orthoklas in kleinen stark getrühten Körnern. Neben grünem Biotit tritt frischer, manchmal fingrig ausgebildeter Muskowit auf. Der Zoisit hat stäbchenförmige Einschlüsse parallel der Spaltbarkeit. Zirkon, Titaneisen mit Leukoxenrand und seltener Umwandlung in Rutilkörnchen sind akzessorisch.

Alle Gemengteile, mit Ausnahme des Quarzes, sind mit einem feinen Staub durchsetzt.

Bei Spindelmühle ist das Gestein zu einem Schiefer geworden und führt als Kontaktneubildung häufig braun-pleochroitische Hornblendenädelchen, Magnetiteierchen sowie fleckenweiße Muskowitmassen, die als Zersetzungsprodukte von Kordierit anzusehen sind.

Am Ziegenrücken ist die Verwalzung schon soweit gegangen, daß das Gestein nur durch die erwähnten verbindenden Glieder als hierher gehörig zu erkennen ist.

Ein genetisches zu den Porphyroiden gehöriges Gestein ist ein Biotitschiefer, der auf der Stefansruh sowie auf der Goldhöhe im innersten Kontakthof zu finden ist.

Der Biotitschiefer von der Stefanshöhe sowie von der Goldhöhe wird als Glied des innersten Kontakthofes später behandelt werden. Hervorzuheben ist nur an dieser Stelle die chemische Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den Porphyroiden wie nach der Bergschen Analyse 9 und der Bemerkung S. 87 (3) zu ersehen ist.

Granitgneise.

Ein mäßig verwalztes Gestein von granitischem Habitus findet sich als Lesestein in Blöcken am rechten Wasserlauf hinter der Schule in Ober-Rochlitz am Wege zu Körbers Waldhaus. Es ist flasrig und zeigt schon makroskopisch Quarz-Feldspataugen, wobei die Quarze den Charakter von Blauquarzen haben. U. d. M. sind die Wirkungen kräftiger dynamischer Beanspruchung zu sehen. In sich selbst oft mehrfach gefaltete und gestauchte Häute von Muskowit, Biotit und chloritisiertem Biotit umziehen mächtige Linsen und Körner von Feldspat. Der Feldspat zeigt fast keine Zwillingsslamellen, die Körner sind unverzahnt und nur schwach bis gar nicht undulös, n kleiner als Kanadabalsam (+), also Albit-Oligoklas. Er enthält zahlreiche winzige tief geriefte Apatitsäulchen als Einschlüsse. Wenn der Feldspat Albitlamellen zeigt, so liegen diese parallel der Schieferung. Dieser Feldspat ist etwas basischer, er zeigt $\perp \gamma$ 6—7°, n kleiner als Kanadabalsam 15 % an. Bei ihm wurde das sonst seltene Periklingesetz beobachtet. Eigenartig sind in dem Gestein die Apatite ausgebildet. Sie sind in bis 28 μ großen Körnern einsprenglingartig im Grundgewebe verteilt. Eine stark getrübe äußere Zone umschließt eine schwächer getrübe bis klare Innenzone; als äußerster Rand tritt wieder eine Zone gleich dem Kern auf. Im Querschnitt sind die Kristalle bald mehr oder weniger eingebuchtet, bald regelmäßig sechseckig umgrenzt. Der Biotit ist tiefbraun pleochroitisch mit γ parallel den Spaltrissen; er geht unter Abnahme der Doppelbrechung und Ausscheidung

seines Titangehaltes in Form feiner Rutilnadelchen in Chlorit über. Manchmal scheidet sich der Titangehalt auch in Form winziger Titanitkörnchen am Rande aus. Das Fehlen von Erzen und das Auftreten von Titanit, läßt vermuten, daß alles Erz Titaneisen war und in Titanit umgewandelt wurde. Muskowit sowie Biotit kommen quer zur Schieferung gestellt ziemlich häufig vor. Das Gestein, das als *Flasergranit* zu bezeichnen ist, hat gewisse Ähnlichkeit mit den Orthogneisen im Süden, die im folgenden behandelt werden sollen. Aber auch zu den Porphyroiden sind Ähnlichkeiten da, die aber in den viel geringeren Apatitgehalt einen Unterschied zeigen.

• Das Gestein steht südlich der Bergschmiede an. Es wurde schon von J o k é l y als Orthogneis erkannt und mit dem Namen Protogin belegt. H a m p e l nannte das Gestein Augengneis und führte mittels einer chemischen Analyse den Beweis seines granito dioritischen magmatischen Ursprungs. Leider wurde die sicher beträchtl. P_2O_5 Menge nicht bestimmt. Berg stellt das Gestein unter seine Klein-Aupaer Gneise, unter denen er Ortho- wie auch Paragesteine vermutet. In dem aufgenommenen Gebiet konnten einzelne Lagergänge von Orthogestein gefunden werden, die durch Paraschiefer von einander getrennt sind. Die Mächtigkeit ist in dem kartierten Teile höchstens 1—2 m, während das Gestein weiter im Süden mächtige Gebiete einnimmt. U. d. M. zeigt das Gestein die Struktur eines mäßig verwalzten Orthogesteines, dessen porphyrische Einsprenglinge (Feldspäte) schon eine ursprüngliche Fluidalstruktur hatten. Neben Quarzlin sen und stark zerdrückten undulösem Kalk-Natron Feldspat liegen große zur Schieferung parallel geordnete Orthoklase mit Albit-spindeln. Linsenweise erscheinen im Gestein Muskowit und chloritisierter Biotit. Epidotkörner sind wahrscheinlich Produkte der Plagioklasumwandlung. Sekretionäre Quarzäderchen stehen senkrecht zur Schieferung (Streckungsrisse), zeigen aber undulöse Auslöschung, was einen Druck nach ihrer Bildung anzeigt. Mikroklingitterung ist beim Kalifeldspat sehr häufig und die vorhandenen Apatitsäulchen sind zertrümmert.

Als Anhang sei noch ein Gestein erwähnt, das als ungemein stark kataklastisch zerdrückter Orthogneis aufgefaßt werden muß. Man findet es längs des Kiesgrabens. Es ist weiß, beim Anschlag klingend und fühlt sich rauh an. Makroskopisch sieht man viele zu einander parallele Quarzstengel. U. d. M. ist eine weitgehende Zertrümmerung des ganzen Gesteins erkennbar. In einem feinen Gereibsel von Quarz und sauerem Plagioklas (n kleiner Kanadabalsam (+)), die beide kräftig undulös auslöschen, aber schwach verzahnt sind, liegen große zu Linsen ausgewalzte stark getrübe Orthoklase. Zerrissene und zerbrochene Apatite und Rutilnadelchen und lederbraune Körner von Rutil sowie winzige

Epidotkörnchen, limonitische Eisenerze sowie umgewandelte Titaneisenblättchen sind Akzessorien. Vollständig zerrissen und zerquetscht, stellenweise zu kleinen Häufchen zusammengepreßt, ist der Muskowit, der oft Titaneisenblättchen in den Spaltrissen ausgeschieden hat. Die sekretionären Quarzadern, die schon makroskopisch sichtbar sind, bilden 2 Systeme von Flächen, die sich unter $15-20^\circ$ schneiden und wohl ausgefüllte Scherflächen sind. Bemerkenswert ist, daß gerade diese letztgenannten Flächen an den Rändern einen feinen Serizitbelag haben von einer Gleichmäßigkeit, die man in dem stark zertrümmerten Gestein nicht erwarten sollte. Auffallend ist in dem Gestein vor allem der Quarz. Er zeigt die sonst so seltene „Zwillingsstreifung“ in ausgezeichneter Weise. Da die „Zwillingsfläche“ ziemlich scharf war, wurde eine Bestimmung ihrer Lage versucht. Es ergab sich eine Neigung von 40° der Fläche zur optischen Achse. (Zwei Messungen $40^\circ 18'$ und $38^\circ 20'$.) Diese Flächenlage sowie die optische Orientierung der Lamellen gegeneinander, schließen mögliche Zwillingsgesetze (Japaner oder Esterel) aus, lassen dagegen die Fläche als Translationsfläche, wie sie Mügge (18) beschrieb, erkennen. Die Erscheinung zeigt sich nur in sekretionären Quarzadern, nicht in den zerdrückten Quarzen des ursprünglichen Gesteins, was daran denken läßt, daß es sich um eine Erscheinung handelt, die durch Kristallisation unter Druck aus wässriger Lösung hervorgerufen wird. Das Gestein ist insofern von tektonischer Bedeutung, als es eingeklemmte Reste in der Überschiebungsfläche längs des Kiesgrabens darstellt. Häufig bemerkt man längs der Wasserleitung ein scharfes Umbiegen gerade dieses Gesteines in die Linie der Überschiebung.

Die Kontaktmetamorphose.

Während im südlichen Teile des aufgenommenen Gebietes die Gesteine ihren wesentlichen Charakter durch die eben besprochene Dynamometamorphose erhalten haben, ist im nördlichen Teile über die dynamometamorphen Gesteine im weiteren Verlaufe noch eine Kontaktmetamorphose gelegt worden. Sie ist hervorgerufen durch das Empordringen des zentralen -Iser-Riesengebirgsgranititstockes. Die Kontaktgrenze ist überall deutlich entwickelt. Ein tektonischer Kontakt konnte nirgends beobachtet werden. Im allgemeinen fällt der Granit unter 60° gegen Süden unter die Schiefer ein. Nur am Farnberg ist eine 10 m, stellenweise 20 m breite Injektionszone Blatt für Blatt gegen den Schiefer entwickelt. (Siehe Abb.) Ebenso liegt am Teufelsberg der Granitit flach unter dem Schieferdach und hält diese flache Lagerung südwärts bis gegen Rochlitz bei. Bei Sahlenbach liegt das am weitesten südlich gelegene Vorkommen

von normalem Granitit. Das Granitmassiv liegt vorherrschend diskordant und fremd in dem ihn umgebenden Faltenwurf. Seine Tektonik ist vollständig verschieden von der Falten-tektonik des Schiefermantels. Die Klüfte, die der Granitstock zeigt, deuten, wie unten gezeigt werden soll, auf eine andere Druckrichtung hin als die Streckung sowie die schwach vorhandene Klüftung im rein dynamisch dislozierten Gebirge im Süden. Die Faltenachsen stechen in den Granitit (siehe Blockdiagr.). Schollen wurden nur im kleinen Ausmaße am Farnberg und im Steinbruch an der Seifenbach-Neuwelter Straße beobachtet. Sie haben unregelmäßig ausgefrante Gestalt und können zu tektonischen Schlüssen nicht verwendet werden. Die Kontaktzone ist in einer durchschnittlichen Breite von 1 Kilometer entwickelt und geht nur bei Wurzelsdorf weiter nach Süden, der flachen Lagerung des Granitites an dieser Stelle entsprechend.

Da der Granit schon wiederholt (Milch (28), Hampel (13), Gränzer (29) und neuerdings G. Berg (30)) eingehende Bearbeitung erfahren hat, erübrigt sich eine Wiederholung. Der Granit zeigt am Kontakt keine wesentlichen Veränderungen. Manchmal tritt eine pegmatitische Zone auf, die aber ohne besondere Mineralführung ist; nur hie und da treten etwas größere hemimorph entwickelte Turmalinsäulchen auf. Eine Auto-pneumatolyse hat der Granitit im Gebiete des Kiesgrabens erfahren, wo der Bergbau schon in frühester Zeit (um 1240) die dort lagernden Erze abbaute. Bei Harrachsdorf setzt ebenfalls ein $2\frac{1}{2}$ Klaf-ter mächtiger Mineralgang pneumatolytisch-hydrothermalen Herk-unft im Granitit nahe der Kontaktgrenze auf, der vorzugsweise Schwerspalt und Fluorit, an Erzen Bleiglanz, Pyrit und untergeordnet Grünbleierz und Weißbleierz führt und um 1860 noch bergmännisch abgebaut wurde. Die pneumatolytische Einwirkung fand also statt, als der Massivrand bereits erstarrt war, bzw. eben im Erstarren begriffen war. Bei Seifenbach tritt am Kontakt echter Zweiglimmergranit auf, welcher sich weiter gegen Rochlitz als schmaler Streifen fortsetzt. Auch auf dem Granititmassiv kommen Fetzen von Zweiglimmergranit vor, wie am Veilchenstein und an der Nordseite des Hohen Bergs bei Reichenberg usw.)

Wir kommen nun zu den Veränderungen, welche der angrenzende Schiefermantel durch den Kontakt erfahren hat. Es lassen sich drei Zonen unterscheiden: Eine innerste Hornfelszone, eine mittlere Knotenschieferzone und eine äußerste Fleckschieferzone. Der Fleckschieferhof ist nur im Phyllitgebiet und nur schwach entwickelt. Am Gipfel des Teufelsberges liegen einige schöne Lesesteine von Fleckschiefer. Dem Mineralbestande nach führt der äußerste Hof im wesentlichen nichts anderes als der innere, ist also weniger ein getrennter Typus als eine

unvollständig metamorphe Innenzone. Als Kontaktminerale treten Biotit, Muskowit, Kordierit, Andalusit, Quarz und Feldspat auf, daneben Magnetit als Neubildung aus Pyrit und anderen Eisenerzen.

Granat konnte als Neubildung nie beobachtet werden. Er scheint im Gegenteil in der Kontaktnähe nicht beständfähig zu sein, wie oben erwähnt und bei dem Glimmerschiefer ausführlich gezeigt werden soll. Ebensovienig tritt Sillimanit auf. Der Biotit tritt an Menge zurück, falls reichlich Kordierit entwickelt ist, doch tritt Kordierit ohne Biotit nie auf, dagegen oft Biotit ohne Kordierit. Andalusit kann ohne nennenswerte Mengen von ihm begleitendem Kontaktbiotit auftreten z. B. in den Andalusit führenden Kontaktquarziten von der Goldhöhe. Korund wurde nur einmal als Kontaktmineral beobachtet. Die Innenzone hat viel Muskowit und Biotit entwickelt, die gleichzeitig gewachsen sind (siehe Abb. 9); die Außenzone hat wenig Biotit, meist in Form der im Quarz eingeschlossenen Biotiteierchen, dafür Chlo-rit, Muskowit kann vollständig fehlen. Die Orthoklasneubildung ist auf eine bestimmte Kontaktnähe beschränkt; die Plagioklase sind im allgemeinen in Kontaktnähe basischer als weiter vom Kontakt, doch können ursprünglichere Materialunterschiede eine entscheidende Rolle spielen.

Die Kongröße nimmt gegen den Kontakt zu, in unmittelbarer Nähe der Berührungsfläche mit dem Granit aber wieder ab. In unmittelbarer Kontaktnähe wurde die Zone maximalster Kristallisationskraft rasch überschritten und es kam, da die Kernzahl in allen Teilen des Gesteines die gleiche ist, homogenes Gestein vorausgesetzt, zur Ausbildung eines feinkörnigen, mehrminder gleichkörnigen Gefüges. Weiter vom Kontakt war die Temperatursteigerung nicht so schroff; das Gestein blieb länger auf optimalen Verhältnissen bezüglich Kristallisationskraft, das Gestein wird grobkristallin mit typischer Pflasterstruktur. Je weiter vom Kontakt entfernt, umso langsamer geht die Temperaturerhöhung vor sich, umso länger haben die schon gebildeten Kristalle Zeit, zu wachsen und das Auftreten der Pflasterstruktur zu verhindern. Die Struktur wird mehrweniger grobkörnig sein bei Entwicklung eines feinkörnigen Grundgewebes. Noch weiter vom Kontakt wird die Struktur nicht mehr beeinflusst. Daß alte Strukturlinien auch im unmittelbaren Kontakt erhalten bleiben können, zeigte der später zu besprechende Fall des Quarzites von der Goldhöhe. Außer den schon erwähnten etwas ausgefranzten Schollen, welche hin und wieder am Granitkontakt auftreten, ist die Grenze immer eine scharfe gegen das Nebengestein, ohne Spuren weitgehender Aufschmelzung.

Für die Temperatur des Magmas kann als unterste Grenze 500 Grad angegeben werden; als Mindesttemperatur bei der Bil-

dung von Kalksilikathornfels (Berg — Behrend, chem. Geologie, S. 170); als oberste Grenze ungefähr 1200 Grad als Schmelzpunkt des Orthoklases, der als Einsprengling auftritt ohne Spuren einer Aufschmelzung.

Kontaktmetamorphose an den Phylliten.

Am ausgedehntesten treten Phyllite in den Granitkontakt. Am Wege Spindelmühle-Mädelsteg liegen unmittelbar hinter der Baude zum Mädelsteg Blöcke von höchst-metamorphem Phyllit. Es ist ein typischer Kordierit-Andalusit-Hornfels. Das Gestein ist grauweiß, glitzernd, massig und ohne Andeutung einer Schichtung bzw. Schieferung. U. d. M. zeigt es deutliche Kontaktstruktur, Biotiteierchen im Quarz, Muskowit ($2 V = 39$ Grad 45 Minuten) vom Biotit umwachsen, seltener umgekehrt. Beide sind gleichzeitig gebildet. Der prismatisch entwickelte Andalusit hat zarten, fleckenweise verteilten Pleochroismus ($\alpha =$ rötlich, $\beta = \gamma$ weiß) und ist stark zersetzt in ein grobblättriges Aggregat von Muskowit, das Anordnung nach der Spaltbarkeit des Andalusits erkennen läßt. Eine isotrope Zone, wie sie von Brouwer (5) beobachtet wurde, konnte nicht festgestellt werden. Der Kordierit ist ebenfalls stark zersetzt. In vollständig frischem Gestein ist er pinitisiert, eine Erscheinung, die auch Berg beobachtet. Der Kordierit nimmt weite Flächen im Schliff ein und ist von allen anderen Mineralien durchwachsen. Die Glimmerblättchen, die aus der Pinitmasse entstehen, zeigen ebenfalls eine Anordnung, die parallel einem Streifensystem von 60 — 90 Grad gehen, das sich schon im unzersetzten Kordierit durch eine wellenförmige Auslöschung in diesen Richtungen zeigt. Bei der Umwandlung des Kordierites nimmt der Achsenwinkel bis 0 Grad ab; gleichzeitig werden, bei Beibehaltung der Lage der Achsenebene oder umspringen um 90 Grad α und γ vertauscht; die Lichtbrechung steigt. Die verkehrte Orientierung kann zu einer scheinbar isotropen Zone führen, wenn, wie beobachtet wurde, ein schuppenförmiges Über-einandergreifen stattfindet. Wo kein derartiges Über-einandergreifen stattfindet, kann die Ausbildung einer Gel-Zone als isotrope Zone, wie sie mehrfach in der Literatur zur Erklärung herangezogen wird, nicht ausgeschlossen sein. Von dieser optisch einachsigen bzw. isotropen, grünlichen „Zwischensubstanz“ (M. Stark, Kontakprodukte des Kaiserwaldgranites) geht die Umsetzung in Pinit aus, welcher gewöhnlich in Büscheln in die Substanz hineinwuchert oder mehr längs der Spaltrisse auftritt und Schläuche im unzersetzten Kordierit bildet. Innerhalb des Pinites treten alsbald große Muskowitblätter auf, die auf Kosten der kleinen weiterwachsen.

Als Feldspat tritt neben reichlichem Orthoklas ein Kalk-Natron-Feldspat mit 40 % An auf; er ist oft zersetzt und gibt seinen Kalkgehalt als Zoisit ab. Quarz ist reichlich entwickelt und von fast allen Gemengteilen durchwachsen. Der Turmalin in kristallographisch wohlumgrenzten Säulchen ist zonar gebaut (dunklerer Kern) und blaugrau. ($\epsilon < \omega$.) Magnetit als Kontaktneubildung sowie Pyrit, seltener Magnetkies, hin und wieder Titaneisen und sein Umwandlungsprodukt, der Titanit, sind neben Apatit ständige Übergemengteile.

Ein Plagioklas-Kordierit-Hornfels weicht davon nur unwesentlich ab. Das Gestein stammt vom unmittelbaren Kontakt am Farnberg. Sein Biotit ist stark titanhaltig und scheidet bei Umwandlung diesen als Titaneisenblättchen parallel der Spaltbarkeit oder als Sagenit aus. Neben Albit ist ungemein viel Orthoklas entwickelt in xenomorphen, getrübten Körnern. Andalusit fehlt. Kordierit ist ganz in Pinit umgewandelt. Biotit und Muskowit sind reichlich neu gebildet. Der ganze Schliff ist durchzogen von feinen Injektionskanälchen, die an ihrem letzten Ende nur mit Quarz erfüllt sind, sonst aber normalen Granitit führen.

Durch Zurücktreten der Kordieritneubildung sowie das Auftreten auffallend großer Andalusite mit Chiasolitstruktur ausgezeichnet ist ein Kordierit führender Andalusit-Knoten-Schiefer vom Teufelsberg unterhalb des Johannesweges. Das Gestein zeigt massiges Aussehen, schwach ab-sätzigen Bruch. Von der ursprünglichen Schieferung ist u. d. M. nichts mehr zu sehen. In einem wirren Haufwerk von hauptsächlich Biotit und Muskowit liegen große, mehr oder weniger idiomorphe Kristalle von Andalusit. Der Biotit ist in großen Blättern häufig mit Muskowit verwachsen und steht hinter diesem an Menge zurück. Nur manchmal kehrt sich das Verhältnis zu Gunsten des Biotites um. Der Pleochroismus des Biotites ist α = lichtbraun, $\beta = \gamma$ = tiefes graubraun. $2V = 0$. Manchmal durchspießen eine Unzahl feiner Rutilnadelchen den Biotit. Titaneisen ist parallel der Spaltbarkeit angeordnet. Die Ausbildung als Biotiteierchen fehlt. Muskowit ist durchwegs frisch und hat nur selten Titaneisen parallel der Spaltbarkeit $2V = 38^\circ 28'$. Ein Teil des Muskowits, der die Andalusite als feinschuppiges Aggregat umgibt, ist aus diesem durch Zersetzung hervorgegangen; oft geht das Glimmeraggregat ohne scharfe Grenze in den Andalusit über. Der Andalusit hat nur schwachen Pleochroismus: α = rosarot, $\beta = \gamma$ = weiß. Lang-stabförmige bis elliptisch-runde Einschlüsse von Magnetit (?) und Titaneisen sind häufig. Chiasolitische Anordnung fehlt. Der Quarz erscheint als Ausfüllung zwischen den großen Glimmerblättern, scheint aber nicht so spärlich vorhanden zu sein, wie es den Ein-

druck macht, sondern ist nur vielfach von Glimmer stark durchwachsen. Außerdem tritt er in Form von Linsen von 4 cm Länge und $\frac{1}{2}$ cm Dicke auf. Der Titanit in einzelnen Körnern oder in Form der „Insekteneier“ bildet lange, schmale Streifen und ist wahrscheinlich als Umwandlungsprodukt des Titaneisens aufzufassen. Ganz vereinzelt sind sekundäre Chloritblätter. Ein Granatkorn, das sich in Glimmer auflöst, zeigt somit seine Unbeständigkeit innerhalb des Granitkontaktes, wie später ausführlich gezeigt werden soll. Das eben beschriebene Gestein tritt nur hin und wieder an anderen Orten auf. Es ist als Vertreter der Knotenschieferzone anderer Kontakthöfe aufzufassen.

Durch das Vorherrschen von Kordierit auffallend ist ein Kordierit-Hornfels vom Steinbruch an der Straße Seifenbach-Neuwelt. Als Feldspat führt das Gestein Oligoklas-Andesin. Quarz und Andalusit sind nur sehr spärlich entwickelt. Kordierit ist stellenweise frisch und zeigt gelbliche, pleochroitische Höfe um Zirkon. Turmalin ist selten. Der wenige Biotit zeigt skelettartiges Wachstum; Titaneisen und Titanit sind akzessorisch. In einem gleichen Gestein von Wustung ist der Kordierit skelettartig gewachsen und hat $2 V = 54^\circ 39'$. Der Plagioklas (Andesin) ist schwächer vertreten, der Orthoklas etwas häufiger. Wird der Andalusitgehalt größer, dann steigt auch gleichzeitig die Menge des neugebildeten Muskowits.

Ein enorm Tonerde reiches Gestein von unbekanntem Fundorte aus dem Granitkontakt zwischen Radl und Prichowitz aus der Sammlung Huy er hat zur Ausbildung eines Korund-führenden Kordierit-Hornfels geführt. Der Schliff zeigt alle Anzeichen stärkster Kontaktmetamorphose. Auffallend ist vor allem der Korund. Schon makroskopisch zeigt der Dünnschliff weiße Flecken, die sich u. d. M. als lappig entwickelter farbloser Korund erweisen. Der Korund enthält zahlreiche Flüssigkeitsnachschlüsse mit lebhafter Libelle. Umgeben ist er von einem Hofe von Muskowit, die sein Umwandlungsprodukt darstellen. Kontaktbiotit ist gelappt, skelettartig gewachsener Muskowit, Kordierit in großen Körnern, sowie spärlicher Andalusit sind daneben Kontaktneubildungen. Quarz fehlt. Albit ist in Form klarer Körner reichlich vorhanden. Turmalin, Titaniteierchen, Apatit vervollständigen das mikroskopische Bild. Das Ausgangsgestein war also relativ abnorm Tonerde reich. Ein Gestein schwacher Kontaktmetamorphose steht am Teufelsberg an. Es ist graubraun, zeigt absätzigen Bruch und schwarze Linsen im Quer- und Längsbruch sowie dunkle Flecken im Hauptbruch. U. d. M. treten grüne Pinitmassen neben wenig Andalusit, Biotit und Muskowit als Neubildungen hervor. Auffallend sind große Albite, die Strähne von Epidotkörnchen parallel der Spaltbarkeit enthalten. Spaltrisse und zufällige Sprünge

sind erfüllt von einer Unmasse kleiner Pünktchen, die allmählich zu Körnchen werden und zu Epidotkörnchen verschmelzen. Sie scheinen Neubildungen zu sein als Folge der Kalkausscheidung eines früher basischeren Feldspates, der dadurch zu Albit wird. Quarz enthält Erze, Muskowit, Biotit und Rutilnadeln als Einschlüsse. Magnetit und Zirkone sind Übergemengteile.

Oberhalb der Schüsselbauden zieht am Südrande des Schüsselberges ein Felsrücken, welcher der Härtung durch den Kontakt seine Entstehung verdankt. Das dort anstehende Gestein hat glimmerschieferartiges Aussehen und enthält zahlreiche, bis 8 Millimeter starke Quarzlinsen und absätzigen Bruch. Die angewitterte Oberfläche zeigt napfartige Löcher, die durch Herauswittern des Kordierits entstanden sind. Quarz ist reichlich, Feldspat spärlich ($\perp a$, $n = 1,54$, 8 Prozent An; n kleiner als Kanadabalsam). Muskowit ist stark zersetzt. Hornblendenädelchen mit braunem Farbenton treten hin und wieder auf. Biotit ist reichlich entwickelt. Kordierit ist auffallend frisch und hat vielfach Magnetit und Titaneisenblättchen eingeschlossen. Turmalinkriställchen mit terminaler Begrenzung zeigen lebhaften Pleochroismus: ϵ = hellgrau, ω = dunkellauchgrün. Der Chlorit ist teilweise ursprünglicher mit niedriger Doppelbrechung, optisch einachsigt negativ, teilweise aus Biotit sekundär entstandener und höher doppelbrechend bei gleicher Lichtbrechung. Pyrit tritt in großen, scharf ausgebildeten Kristallen auf und läßt oft den Schliff schwarz erscheinen. Der Erzreichtum wurde scheinbar früher bei den oberen Schüsselbauten ausgebeutet (weiteres siehe später). Das Gestein ist als kontaktmetamorpher quarzreicher Chloritgneis aufzufassen.

Das am wenigsten veränderte Gestein ist ein Fleckschiefer vom Teufelsberg. Das Gestein ist silbergrau, glimmerschieferartig, nach dem Hauptbruche gut spaltbar und mit absätzigem Querbruch. Auf der Schieferungsfläche erscheinen dunkle Flecken, auf dem Querbruch mehr-weniger Linsen. Quarzlinsen durchziehen das Gestein parallel dem Hauptbruch. Als Kontaktminerale treten Biotit und Muskowit neben Andalusit und Kordierit spärlich auf. Der Kordierit ist in Pinit zersetzt. Der Biotit hat längst der Spaltbarkeit Blättchen von Titaneisen eingelagert. Orthoklas ist in kleinen, xenomorphen Körnern neben Kalnatronfeldspat ($\perp MP = 7^\circ$, $n = 1,54$ (—) = 27 % An) in das serizitische Grundgewebe eingelagert. Die Titaneisentäfelchen sind mit einer Leukoxenschicht bedeckt und randlich oder zentral in Titanit umgewandelt. Kohlige Substanz ist überall fein verteilt und nur stellenweise in den dunklen Flecken gehäuft. Es sind also innerhalb des Kontakthofes zweierlei Knoten zu unterscheiden 1. „helle“ Knoten, die aus Kordierit, Andalusit

(selten aus Korund) bestehen und 2. „dunkle“ Knoten, die auf gehäufte Kohle zurückzuführen sind.

Kontaktmetamorphose an den Glimmerschiefern.

Die Kontaktwirkung auf die Glimmerschiefer ist im wesentlichen die gleiche wie die auf die Phyllite. Der innere Kontaktgürtel ist bei beiden gleich entwickelt. Der Fleckschiefernhof fehlt im Glimmerschiefergebiet vollständig. Es rührt dies von der schon an und für sich höheren Metamorphose der Glimmer-

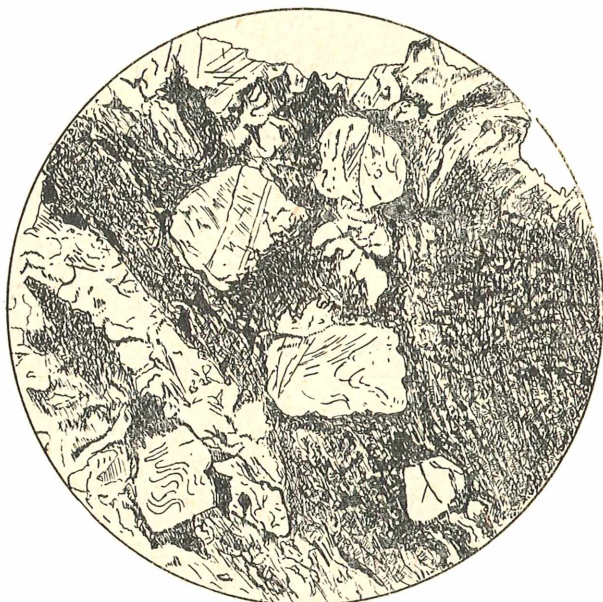


Fig: 6

schiefer gegenüber den Phylliten her. Während im kontaktmetamorphen Phyllit nur zwei Metamorphosen übereinander lagern, sind es im kontaktmetamorphen Glimmerschiefer drei: Eine Kontaktmetamorphose und eine gleichzeitige Dynamometamorphose, auf die wieder eine Kontaktmetamorphose folgt. Ein Gestein, das als kontaktmetamorpher Glimmerschiefer aufzufassen ist, ist reichlich auf der schwarzen Koppe als Lesestein zu erkennen. Die Knoten sind Feldspat, der mit $n = \text{Kanadabalsam}$ (—) Oligoklas-Andesin ist. Helizitstruktur fehlt. Idiomorphismus ist keiner vorhanden, dagegen sind diese Feldspäte oft in Linsen angeordnet, die von Limonithäutchen umzogen sind. Es macht

den Eindruck eines kontaktmetamorphen Glimmerschiefers, der aus einem verwalzten, geröllführenden Gestein entstanden ist.

Eigentümlich ist die Einwirkung der Kontaktmetamorphose auf die granatführenden Gesteine. Ein Gestein von Hübners Grenzbauden ist ein Zweiglimmergneis mit reichlicher Granatführung. Der Granat ist bräunlich, die Körner von durchschnittlich 36μ Größe. Sie sind gerundet und vielfach in Umsetzung in Biotit begriffen. Der Biotit wandelt sich sekundär in Chlorit um. Auffallend ist an dem Gestein die Neubildung von Biotit, der zahlreiche ausgezeichnete Doppelhöfe um Zirkon zeigt und selten damit verwachsenen Muskowit. Auch Magnetitkörner sind gemein häufig. Hauptgemengteile sind Quarz und stellenweise zurücktretend Feldspat (Albit-Oligoklas) in kleinen schwach verzahnten Körnern. Titaneisenblättchen, hin und wieder mit Titanitrand sind akzessorisch. Turmalinsäulchen treten hin und wieder auf. In einem Chloritgneis aus dem Urlasgrund, also außerhalb des Kontaktbereiches, sind die Granaten zwar etwas kleiner, aber nicht so stark angegriffen. Die Biotitneubildung fehlt; ebenso die Muskowitneubildung; der ursprüngliche Biotit ist in Chlorit umgewandelt. Ein ganz anderes Bild gibt das Gestein vom Koppenkegel. Der Granat ist bis auf wenige Reste verschwunden. Querbiotite und Muskowite treten häufig auf und zeigen die Kontaktwirkungen. Ausgezeichnete Schieferung bei schwacher Kontaktwirkung zeigt ein Gestein aus dem hinteren Teil des Riesengrundes. Feldspat tritt fast ganz zurück und Quarz tritt in langen, ausgezogenen Linsen auf und zeigt keine unzulöse Auslöschung mehr, im Gegensatz zu den Quarzen der übrigen Glimmerschiefer. Biotit ist reichlich entwickelt; der Granat bis auf winzige Reste verschwunden. Auffallend ist, daß die Granatkörner oft zerbrochen sind und zu einer Linse ausgewalzt erscheinen, was auf eine dynamische Einwirkung nach der Kontakt-Dynamometamorphose hindeutet, worauf erst die Kontaktwirkung des zentralen Riesengebirgsgranites erfolgt.

Der Granat ist also eine Kontaktwirkung des Orthogneises und löst sich im Kontakthof des Zentralgranites auf.

Aus der Struktur dieser kontaktmetamorphen Glimmerschiefer ist immer folgendes ablesbar: Die Bildung der Granaten fällt zeitlich mit der Bildung des Glimmerschiefers zusammen. Nach einer Zeit der Ruhe setzte abermals eine Dynamometamorphose ein (Zerbrechen und Zerwalzen der Granaten und Verbiegen der Querglimmer). Darüber lagerte sich später in der Nähe des Riesengebirgsgranites noch eine Kontaktmetamorphose. Da den Quarzen, die durch die letzte Kontaktmetamorphose neu gebildet wurden, jede unzulöse Auslöschung im allgemeinen fehlt, und wenn man die zweite dynamische Einwirkung als Wirkung

der sudetischen Phase H. Stilles auffaßt, so fällt das Aufdringen des zentralen Riesen-Isergebirgsgranits nach unterkarbonisch.

Im Folgenden sollen die Veränderungen an den im Glimmerschiefer und Phyllit eingelagerten Schichten besprochen werden, und zwar in der Reihenfolge, die im ersten Teil eingehalten wurde.

Kontaktmetamorphose an Quarziten.

Besonders im Gebiet der Kesselkoppe, des Ziegenrückens sowie des Hochwiesenberges wird der Kontakt auf weite Strecken von Quarzit begleitet. Doch sind, wie schon bemerkt wurde, drei

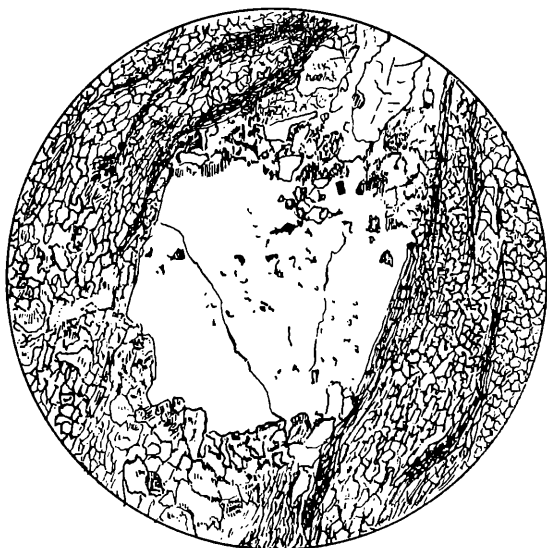


Fig. 7

Züge zu unterscheiden, welche Antiklinen bilden und mit ihren Faltenachsen schräg zur Grenze des Granites verlaufen. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß der Quarzit eine Umkristallisation erfahren hat, die die alten Strukturen auch in unmittelbarer Kontaktnähe nicht vollständig verwischte. Eine Untersuchung über das Gefüge eines Quarzites aus unmittelbarer Kontaktnähe von der Goldhöhe ließ deutlich das Hervortreten zweier Richtungen erkennen, die auch durch spärlich bevorzugte Einstellung von Glimmer gegeben war. Ein Quarzit außerhalb des Kontaktes ließ dieselben beiden Richtungen schon in der Anordnung seiner Glimmer erkennen. Die Mineralneubildung ist gering. Bei Anwesenheit größerer Mengen Tonerde kommt es zur Ausbildung

von Andalusit, dessen Anwesenheit bereits von Laube erkannt wurde. Unmittelbar in den Kontakt treten die Quarzite nur auf der Goldhöhe. Die Kontaktmetamorphose hat dort zur Ausbildung eines andalusitführenden Serizitquarzites geführt. Das Gestein ist makroskopisch ohne jede Schieferung, porzellanartig und klingt beim Anschlag hell. Mikroskopisch zeigt es Kontaktstruktur mit der schon erwähnten Gefügeerhaltung. Hauptgemengteil ist Quarz in schwach verzahnten Körnern, die Rutil, Muskowit und Kohlensäure (oft mit lebhafter Libelle) als Einschlüsse führen. Die Bildungstiefe dieser Libellen läge nach den Untersuchungen von R. Nacken (Centralbl. 1926) in 4—6 km Rindentiefe. Feldspat tritt als wasserheller Andesin ebenfalls mit Biotit und Kohlensäureeinschlüssen auf. Biotit, Muskowit und Andalusit mit schwach rosaroten Pleochroismus sind Kontaktneubildungen. Ein Teil der Muskowite ist ursprünglich und serizitisch. Die Anwesenheit von Kordierit ist unsicher; doch lassen stark gehäufte Muskowitaggregate an pinitisierte Kordierite denken. Magnetit, Ilmenit mit Leukoxenrand und Apatit sind spärliche Übergemengteile.

Kontaktmetamorphose an den Grünschiefern.

Unterhalb der Baude auf der Schneekoppe liegt am Jubiläumswege ein hoch-metamorpher Grünschieferblock. Das Gestein ist makroskopisch schwarz und massig. U. d. M. erkennt man durch die Kontaktstruktur hindurch die Linsenstruktur einer vorausgegangenen intensiven Dynamometamorphose. Hauptgemengteil ist eine schilfige Hornblende ($\gamma = 20^\circ$), sowie eine Kontakthornblende in feinen Nadeln mit einem braunen Stich im Pleochroismus in α . Titaneisen, das Titanitkörnchen an seinem Rand oder Titanitbesen an seinen Enden ausgebildet hat, läßt in seiner Anordnung eine alte Strukturlinie (Schichtung oder Schieferung) erkennen, die durch die jetzige quer hindurchstreicht, also als Palimpseststruktur zu bezeichnen ist. Andesin oder Oligoklas-Andesin mit eingeschlossenen Apatitsäulchen ist nicht allzu häufig. Quarz löscht kräftig undulös aus und ist selten. Die undulöse Auslöschung ist eine Folge der späteren Bewegungen, die längs des Kiesgrabens stattgefunden haben. Muskowit und Chlorit treten in wänzigen Schüppchen auf.

Ein von diesem eben besprochenen Gestein, durch reichlichere Feldspatführung unterschieden, ist ein Grünschiefer vom Nordhang der Goldhöhe. Er ist schwarz, kaum schiefbrig, mit splittrig-scherbigem Bruch. Die Kontaktwirkung tritt an der büschel- bis rosettartigen Anordnung der neugebildeten Hornblende hervor. Die Hornblende zeigt wieder α bräunlich. Der Feldspat ist zonar und hat 30—40 % An. Er zeigt oft Zwillingslamellierung, ist stark zersetzt und tritt augenartig auf.

Apatit ist ziemlich häufig und enthält regellos eingestreut winzige Mikrolithen. Titaneisen, ebenfalls eine alte Schieferung oder Schichtung aufweisend, ist oft in Titanit umgewandelt. Zirkon bildet als Einschuß in der Hornblende einen pleochroitischen Hof in dieser aus. Kordierit von den anderen Gemengteilen durchwachsen, sowie Muskowit, sind seltene Kontaktprodukte. Rutilnadelchen sind Übergemengteile. Die Strukturreste lassen ein diabasches Ausgangsgestein wahrscheinlich erscheinen.

Wesentlich schwächer metamorph ist der Grünschieferzug am Ziegenrücken. Das Gestein zeigt bei parallelfasriger Struktur Knoten und Linsen von Feldspat, deutlich schieferige Struktur

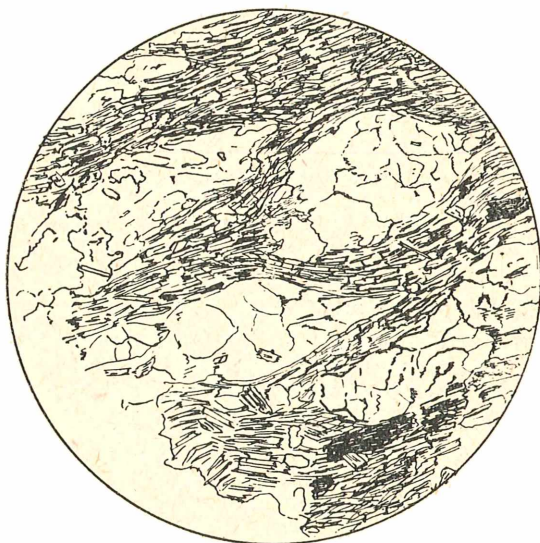


Fig. 8

und absätzigen Bruch. Reichliche Biotitentwicklung zeigt schon makroskopisch die Kontaktwirkung an. U. d. M. fällt besonders das Hervortreten der alten porphyrischen Massengesteinsstruktur auf. Hauptgemengteil ist weithin parallel der Schieferung orientierte schilfige Hornblende. Die Kontakthornblende ist in Nadeln und zeigt α hellgelbbraun, β dunkelgrünbraun, γ graubraun, c $\gamma = 15,5^\circ (\perp \beta)$. Die Farbe ist fleckenweise dunkler. Parallel der Spaltbarkeit liegen zahlreiche Einschlüsse von Titaneisen; doch tritt die Titaneisenneubildung auch in gelegentlichen Sprüngen der braunen Hornblende auf; bei reichlicher Titaneisenausscheidung nimmt der braune Ton wieder ab, die Hornblende wird grün; die Ausscheidung des Titaneisens erfolgt also aus

der Hornblende sekundär. (s. h. a. M. Stark, Umwandlungsvorgänge i. d. Gest. d. B.) Hie und da zeigt die Hornblende die sonst seltene Zwillingsbildung nach (100). Biotit ist entweder in idiomorphen Blättern oder als Eierchen, zu Lagen oder Knoten gehäuft. Er ist Kontaktmineral. Feldspat (Kalknatronfeldspat mit 38 % An) bildet Knoten und Augen. Titaneisen häufig randlich oder zentral in Titanit umgewandelt, liegt wieder in einer alten Strukturfläche. Idiomorpher Titanit ist nicht als Neubildung zu deuten. Quarz ist sehr selten und meist nur als Einschluß im Feldspat. Rutil und Zirkon sind akzessorisch. Ein Grünschiefer vom Plechkamm hat im wesentlichen die gleiche mineralogische Zusammensetzung. Der Kalk-Natronfeldspat ist etwas saurer (25 % An) und ist von Hornblende durchspießt, also ein Kontaktmineral; auffallend sind die sonst meist fehlenden Albitlamellen, die hier auftreten. Muskowit mit Biotit verwachsen (Kontaktneubildung), sowie Magnetkies sind den früher beschriebenen Gesteinen gegenüber neue Komponenten.

Kontaktmetamorphose an den Kalken.

Bei der Kontaktmetamorphose der Kalke kommt es zur Bildung von Kalksilikathornfelsen, wobei der Si-Gehalt schon im ursprünglichen Sediment war und nicht oder nur in untergeordneten Mengen von außen zugeführt wurde. Enthält der Kalk von Anfang an keinen Quarz, so wird er lediglich zu einem grobkörnigen Marmor umgewandelt. Das zeigt angenähert ein Kalk vom Stollen in der Kesselgrube. Das Gestein ist rein weiß und enthält auffallend wenig Silikatneubildung, obwohl es hoch metamorph und unmittelbar in der Nähe von Quarzit auftritt. Die Kalzitkörner dieses Kalkes sind groß, unverzahnt und stark verzwillingt. Als Silikat tritt knäueelförmig gehäuft, farbloser Diopsid auf ($c \gamma = 42^\circ$, n kleiner als 1,7; $2V = 58^\circ 30'$) in länglichen bis gedrungenen Körnern. Titaneisenblättchen sind Einschlüsse. Muskowit tritt nur wenig hervor. Kohlige Substanz ist neben Kohlensäure noch als Einschluß im Kalzit zu erwähnen.

Wesentlich stärkere Silikatbildung neben freiem Quarz bei fast vollständigem Zurücktreten des Kalzites hat ein Kalk von St. Peter erfahren. Der Diopsid hat $c \gamma = 36^\circ 2'$ (nahe $\perp \beta$) und läßt im reflektierten Lichte einen weißlich trüben Überzug erkennen.

Die Veränderungen, welche der Kalk durch die Pneumatolyse erfahren hat, sollen im mineralogischen Teil unter den Erzlagstätten besprochen werden, da sie mit diesen genetisch eng verknüpft sind.

Kontaktmetamorphe Orthogesteine.

Porphyroide.

Wird ein Porphyroid von der Kontaktmetamorphose erfaßt, so zeigt sich gewöhnlich nur in den Glimmersträngen die typische Kontaktstruktur, während die verwalzten Einsprenglinge unberührt bleiben. Ist aber die Verwalzung weiter fortgeschritten, so ist die Kontaktwirkung im ganzen Gestein zu sehen. In einem solchen Gestein von der Stefanshöhe sind die kataklastischen Erscheinungen innerhalb der Feldspatlinsen verschwunden und es hat eine typische Mosaikstruktur Platz gegriffen. Der neuge-



Fig:9

bildete Feldspat ist Albit. Daneben tritt noch ein etwas basischerer Feldspat auf (10 % An), der linsenförmige Anordnung zeigt. Er scheidet seinen Kalk in Epidotkörnchen aus. Auftretender Perthit ist als Entmischungsprodukt durch Druck bei der Dynamometamorphose zu deuten. Quarz, der Biotiteierchen umschließt, sowie Biotit und Muskowit sind Kontaktprodukte. Titanitkörnchen, die aus Ilmenit entstanden sind, sowie Apatit sind Übergemengteile.

Ein genetisch von G. Berg (3) S. 87 zu den Porphyroiden gehöriges Gestein ist ein Biotitgneis, der auf der Stefanshöhe, sowie auf der Goldhöhe im innersten Kontakthofe zu finden ist. Der Biotitschiefer von der Stefanshöhe hat auffallend

geringe Korngröße. Der durch den Kontakt neu gebildete Biotit ist in langen Strähnen angeordnet, ohne daß eine Schieferung hervortritt. Rutil und Zirkon sind häufige Einschlüsse in Biotit. Muskowit fehlt. Epidotkörnchen sind über den ganzen Schriff verstreut, weshalb das Gestein von H u y e r als Epidotfels beschrieben wurde. Quarz und Feldspat (Oligoklas bis Andesin), die manchmal als feinkörniges Haufwerk ehemalige porphyrische Struktur erkennen lassen, sind häufig. Vereinzelt treten bläulichgrüne Hornblendesäulchen auf. Apatit, Turmalin, Ilmenit in kleinen Blättchen (stellenweise in Titaneisen umgewandelt) sind Nebengemengteile.

B e r g betont die Ähnlichkeit eines analogen Gesteins mit den Porphyroiden; das Gestein von der Goldhöhe ist ähnlich. Es fällt schon makroskopisch durch seine Biotitlinsen im Quer- und Längsbruch auf, sowie durch seine narbige Oberfläche, die durch das Herauswittern dieser Linsen entsteht. Hauptgemengteil ist wieder Biotit; nur untergeordnet tritt etwas Muskowit auf. Gleichzeitig erscheint neben dem Kalk - Natron - Feldspat (Oligoklas bis Andesin) Orthoklas, Quarz und Feldspat treten wieder in Linsen auf. Epidot ist in kleinen Körnern wieder gleichmäßig verteilt. Braungelbe, stark lichtbrechende, optisch zweiachsige, kurze Säulchen bis Täfelchen von mittlerer Doppelbrechung mit der Achsenebene in einer gutentwickelten Spaltbarkeit, (+), sind Brookit. Er ist zu Häufchen im Schriff verteilt, Titaneisen in sechsseitigen Täfelchen ist das einzige Erz.

Kontaktmetamorphose der Orthogneise.

Auch Orthogneise sind mannigfaltig in dem Kontaktbereiche zu finden. Am rechten Aupafer sind kontaktmetamorphe Orthogneise häufig zu finden. Das Gestein ist makroskopisch weiß, dicht und zeigt splittrigen Bruch mit schwacher Andeutung einer Schieferung. U. d. M. tritt der Linsenbau im Gefüge deutlich hervor. Die Kontaktwirkung ist an der Ausbildung von Biotiteiern sowie dem fast vollständigen Fehlen von starker undulöser Auslöschung der Quarze zu bemerken. Neben Quarz, der in Linsen mit Feldspat zusammen auftritt, fällt mikroskopisch vor allem der Biotit auf, der in länglichen Blättchen, eine Flaserung angehend, alle Übergänge vom Biotit bis Chlorit zeigt. Der hohe Ti-Gehalt zeigt sich vor allem daran, daß kein Blättchen da ist, was nicht Rutilnadelchen ausgeschieden hat. Auch Rutilkörner, sowie reichlich Titaneisen neben Titanit sind auffallend häufig. Muskowit in frischen Blättern, die vollkommen scharf gegen den angrenzenden Biotit abstoßen, ist Kontaktmineral. Sehr stark zersetzte große Plagioklase mit noch sehr schwach angedeuteter feiner Zwillingslamellierung mit unregel-

mäßig gestalteten Körnern von Quarz und feinen Glimmerfitterchen als Einschlüsse (Zersetzungsprodukte) sind in ziemlicher Menge. Der Feldspat zeigt in Schnitten \perp M P $4,7^\circ$ = $21,4\%$ An (—). Derselbe Orthogneis tritt oberhalb Spindelmühle an der Abzweigung des Weges über den Ziegenrücken nach der Spindelmühler Schule im Graben für die Spindelmühler Wasserleitung wieder auf.

Wesentlich schwächer ist die Kontaktmetamorphose an einem Orthogneis, der als Lesegestein häufig am Wege in der Hälfte der Höhe des rechten Aupaufers im Riesengrunde südlich Rübezahls Handschuh auftritt. Eine Abgrenzung gegenüber dem dort in großer Mächtigkeit anstehenden Quarzit ist oft schwierig. Der Quarz ist oft noch etwas undulös und tritt in Linsen auf. Der Feldspat ist stark zersetzt und ebenfalls in Linsen (\perp M P = 4° 20 % An). Muskowit ist in großen Blättern vorhanden. Stellenweise ist er von Quarz durchwachsen und dann wohl sekundär aus Feldspat entstanden. Der primäre Muskowit hat vielfach Titaneisenblättchen parallel der Spaltbarkeit. Der vielfach vorhanden gewesene Biotit ist in Chlorit umgestanden unter Ausscheidung von Sagenit. Das dabei frei gewordene Eisen durchzieht als Limonit das Gestein. Daneben tritt ein neuer, frischer Biotit auf in Form von Biotiteierchen, die oft im Quarz eingewachsen sind. Titaneisen, häufig in Titanit umgewandelt, ist das einzige Erz. Zirkon ist selten. Auffallend ist der Apatit. Er ist durch Einschlüsse stark getrübt und in auffallend großen Körnern (14—20 μ) was eine gewisse Ähnlichkeit erkennen läßt zu den Apatiten von Sahlenbach.

Gesteine mit gut entwickelten Kristallen von Albit.

Im Anschluß an die vorangehenden dynamometamorphen und kontaktmetamorphen Gesteine seien da gesondert relativ selten vorkommende Gesteine behandelt, die auffallen durch gut entwickelte Kristalle von Albit. Späterhin sollen noch einige Worte Erlaufelsen gewidmet werden.

G. Berg (3) beschreibt S. 45 unter „Feldspat - Glimmerschiefer“ analoge Gesteine, doch bestimmt er den Feldspat ausnahmslos als Orthoklas, auch zeigt die Analyse einen bedeuten den Kaliüberschuß. Jokély scheint unter seinen Gneisphylliten unsere Gesteine verstanden zu haben, doch läßt sich wegen Fehlens einer Beschreibung dieses Gesteinstypus nichts feststellen. Sicher ist, daß Laube die Gesteine beobachtet hat. Er faßt die Kristalle wegen der mangelnden Zwillingsbildung als Orthoklas auf. Die Gesteine stellt er zu den Gneisphylliten Jokély's; doch ist die Verbreitung, wie sie auf Jokély's

Karte und Laubes Angaben erwähnt ist, durchaus nicht zutreffend.

Besonders schön ist das Gestein an der Elbe oberhalb Spindelmühle, einige Schritte hinter der neuen Brücke über die Elbe zu sehen. Das Gestein ist grau, weiß gesprenkelt und läßt schon makroskopisch neben Quarzlinzen idiomorphe Feldspäte erkennen. Zur genauen Bestimmung des schöne Helizitstruktur zeigenden Feldspates wurde mit Jodmethylen und Benzol nach der Immersionsmethode geprüft: $\beta = 1,536$, was 8—9 % An entspricht. Rutilnadelchen mit Zwillingbildungen nach (101), sowie Titaneisen und Biotitblättchen geben die Helizitstruktur. Diese ist nur auf einen Kern im Albit beschränkt, der oft breite Rand ist wasserhell. Zwillingbildung bei den Feldspäten ist selten; wenn sie auftritt, geschieht es nach dem Albitgesetz, wobei gewöhnlich nur zwei Individuen zusammentreten. Das Karlsbader Gesetz wurde nicht gefunden. Die erste Wachstumsperiode war übereilt aus übersättigter Lösung, die zweite erfolgte langsam unter Verdrängung der glimmersereizitischen Umgebung. Quarz ist entweder in kleinen Linsen undulös oder wie ein Teil der nicht idiomorphen Feldspäte von anderen Gemengteilen durchwachsen. Muskowit und Biotit sind Kontaktminerale. Rutil, Zirkon, Titanit, Titaneisen und Hämatit in blutrot-gelb-roten sechseckigen Täfelchen, sowie Apatit sind akzessorisch. Chlorit ist nur selten und nur wegen seiner Anordnung erwähnenswert. Er wächst mit seinen Blättern senkrecht zur Linsenwand, in der er auftritt; er ist also in dem Maße gewachsen, wie sich der Spat geöffnet hat. (S. h. a. M ü g g e.) Er ist also sekretionär und Ausfüllung tektonischer Poren.

Am Nordhange der Planur treten dieselben Kristalle von Albit auf in einem mehr glimmerschieferartigen Gestein. Die Prüfung des Feldspates ergab $\beta = 1,530$, was 3 % An entspricht. Die Quarze sind schwach undulös. Die beschriebene Chloritanordnung tritt abermals auf. In dem schon erwähnten Gestein, das als Einlagerung in körnigem Kalk von Zabily auftritt, kam es zur auffallend vollendetsten kristallographischen Ausbildung von Albiten. Aus der Albitnatur und der dadurch gegebenen optischen Orientierung konnten folgende Flächen bestimmt werden: (001) (110), (10—1), (010). Die Albite sind eingebettet in ein chloritisches Grundgewebe von schuppiger Struktur. Die übrigen Gemengteile sind die des normalen Phyllites, Muskowit tritt in größeren Blättern hervor und Magnetkies ist eine neue, sonst in unseren Phylliten nicht zu beobachtende Komponente. Da das Gestein einen eigenartigen chemischen Charakter zu haben schien, wurde es analysiert. Die Analyse ergab:

Gew. %		Mol. - %	
Si O ₂	54.79	Si O ₂	56.82
Ti O ₂	0.086	Ti O ₂	0.06
Fe O	8.82*	Fe O	7.62
P ₂ O ₅	0.213	P ₂ O ₅	0.09
Al ₂ O ₃	23.15	Al ₂ O ₃	14.13
Ca O	0.83	Ca O	0.92
Mg O	2.64	Mg O	4.08
Mn O	0.044	Mn O	0.03
K ₂ O	4.029	K ₂ O	2.66
Na ₂ O	2.103	Na ₂ O	2.11
H ₂ O	<u>3.25</u>	H ₂ O	<u>11.48</u>
	99.955		100

Die Projektionswerte sind wasserfrei gerechnet.

$$si = 56.82$$

$$a = 8$$

$$c = 1.5$$

$$f = 20$$

$$si = 20.5$$

$$al = 5$$

$$f = 4.5$$

$$al = 21$$

$$C = 1.5$$

$$alk = 7$$

* Die Eisentrennung ergab: $\frac{Fe}{Fe_2} \frac{O}{O_3} = \frac{6.419}{2.667}$ Gesamtsumme 100.21

Als H₂O wurde der Glühverlust nach 1h Glühen über der Bunsenflamme gerechnet, korrigiert um den Betrag der Fe-Oxydation. (Das Pulver war nach dem Glühen rostbraun, vorher graugrün.) Das bei 105° C getrocknete Pulver nahm nach einer Woche lagern wieder bis auf 0.2 % der Gewichtsabnahme das alte Gewicht an.

Auffallend ist an dem Gestein außer dem niedrigen CaO-Gehalt vor allem der große Tonerdeüberschuß. Sein Projektionspunkt im A-C-F Dreieck fällt in die Nähe der Minetten, Spessartite, Vogesite und stimmt am besten mit den Minetten Typus Brathagen α mit $a = 7$, $c = 1.5$ $f = 11.5$, doch ist diese Übereinstimmung der Typenwerte nur scheinbar, nachdem einem Tongehalt von 11.78 beim Brathagen-Typus, 14.13 bei unserem Gestein gegenüber steht, die c-Werte also verschieden zusammengesetzt sind. Der große Al₂O₃-Überschuß läßt das Gestein im Al-Alk-C-Dreieck weit außerhalb des Eruptivfeldes zu liegen kommen. Im Si-Al-F-Dreieck fällt der Projektionspunkt zwar ins Eruptivfeld, aber in die unmittelbare Nähe der Nephelinsyenite, deren Zusammensetzung bezüglich Alkali- und Si-Gehalt von unserem Gestein vollständig verschieden ist.

Die Umrechnung einer Anzahl von Orthogesteinen mit größeren Al₂O₃-Gehalt liefert keine brauchbaren Vergleichszahlen, dagegen fällt das Gestein in die Nähe des Gruppenmittels der tonerdereichen Glimmerschiefer Grubenmanns. Wenn also ein Orthogestein vorliegt, woran das Auftreten der Hornblende in

den benachbarten Kalkpartien immerhin denken läßt, so wäre seine chemische Zusammensetzung stark geändert worden durch die metamorphe Umformung zum kristallinen Schiefer, vorzugsweise durch eine prozentuelle Anreicherung der Tonerde! Für eine reichliche Na-Zufuhr wie sie bei der reichlichen Albitführung zu erwarten wäre, gibt die Analyse keine Anhaltspunkte.

Im echten Glimmerschiefer treten die Kristalle von Albit im Blaugrund auf. Das Gestein ist glimmerschieferartig und durch schwarze Knötchen schon makroskopisch auffallend. U. d. M. tritt Muskowit in größerer Menge hervor; sonst ist der Mineralbestand wie in den früher beschriebenen Gesteinen, nur Epidot in länglichen Körnern kommt neu dazu.

Ein Schliß vom Farnberg von einem Gestein, das nördlich der alten Hütte am Gipfel des Farnberges ansteht und ebenfalls solche Kristalle erkennen läßt, zeigt außerdem noch schwache Kontaktwirkung an Biotit-, Muskowit-, Kordierit- und Magnetitneubildung.

In der mir zur Verfügung stehenden Dünnschliffsammlung von J. H a m p e l finden sich eine ganze Anzahl von Schliffen, in denen die beschriebenen idiomorphen Albite ebenfalls zu beobachten sind. Da sie von H a m p e l in seiner Arbeit über „die kristallinen Schiefer der Südabdachung des Riesengebirges“ nicht vollständig erwähnt sind, soll eine kurze Beschreibung der diesbezüglichen Gesteine gegeben werden.

In einem Gestein nordöstlich von Großaupa tritt der Albit mehr in runden Knötchen in einem Grundgewebe von Chlorit und Muskowit auf. Zirkon, Rutil und gelegentlich auch Quarzkörnchen sind ebenfalls im Grundgewebe eingebettet. Die Idiomorphie der Albit ist gering. Die Helizitstruktur liegt im allgemeinen in der Schieferung. Von Großaupa am Wege zur Leischnerbaude wird von H a m p e l p. 13 ein Muskowitgneis (Paragestein) angegeben, im Gestein findet sich auch viel Muskowit. Die Schieferung ist äußerst fein; oft findet sich zarte Kleinfaltung und gelegentlich Gleitbretterchen. Langgestreckte sekretionäre Quarzlinsen durchziehen das Gestein. Die Quarzkörner sind unverzahnt und nur sehr schwach undulös. Den von H a m p e l angegebenen Orthoklas in großen Körnern konnte ich nicht finden; dagegen wieder die auch von ihm erwähnten großen Albite mit ausgezeichneter Helizitstruktur.

Vor Marschendorf am ersten Steinbruch zur Braunbaude erwähnt Hampel einen Glimmerschiefer. Eigene Untersuchungen ergaben große Albite mit wieder ganz ausgezeichneter Helizitstruktur. Als Einschlüsse kommen neben den feinen Rutilnadelchen hier auch oft Quarzkörnchen vor. Eingebettet sind die Albite in eine Masse von Muskowit und Quarz, die von feinem Erzstaub (besonders Magnetit und oft zierliche Skelette von

Tektonik.

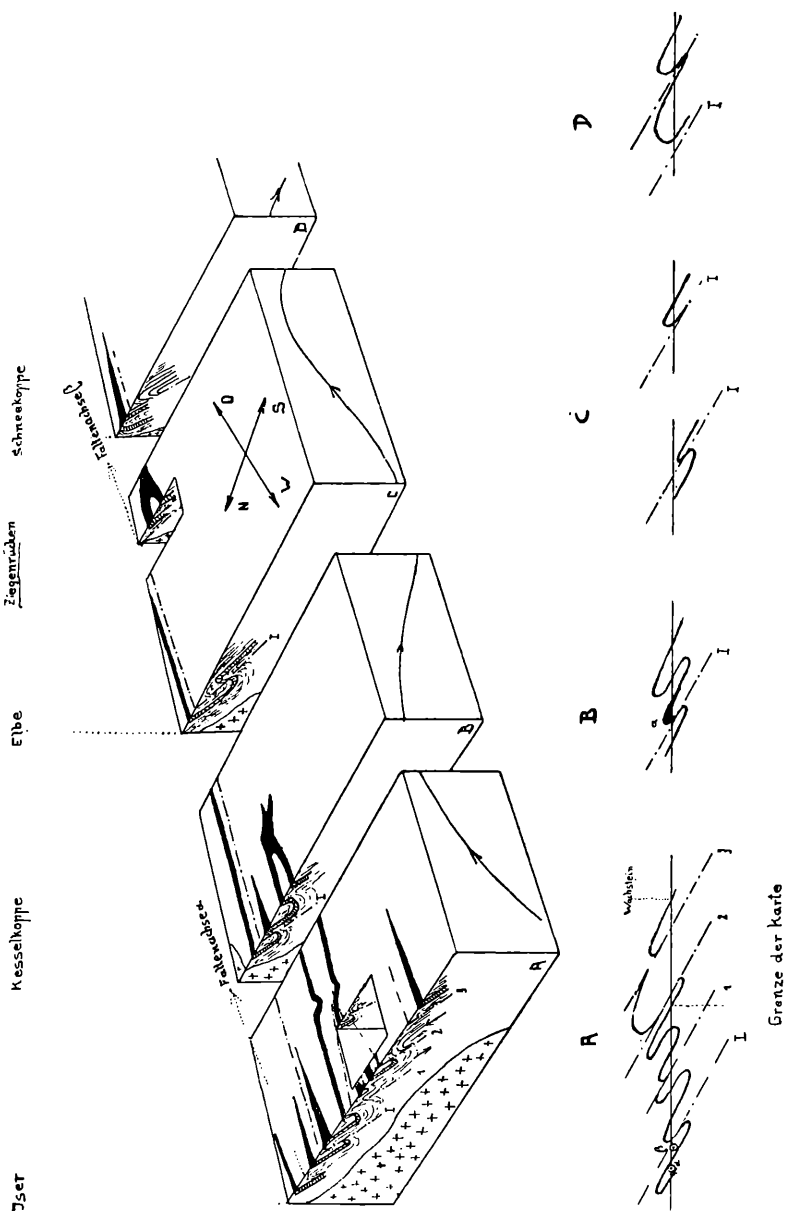


Fig. 10.

Hämatit) erfüllt sind. Größere Magnetite sind selten. Bei reichlicher Entwicklung der Feldspäte (idiomorphen Albite) ist die Grundmasse oft ganz verdrängt. In einem chloritführenden Glimmerschiefer aus dem Stumpengrund (H a m p e l, p. 20) ist die Ausbildung der Albit-Kristalle stark gestört durch spätere Bewegungen, durch welche sie oft zerbrochen, manchmal sogar zu Linsen ausgewalzt erscheinen. Die schräg zur Schieferung gelegenen Albite erscheinen gedreht und zwar in die Schieferung; die mit ihrer Längserstreckung in der Schieferung liegenden sind zu Linsen geworden. Als neuer Gemengteil tritt ein in Umwandlung begriffenes Granatkorn auf. Es ist mehrweniger konzentrisch von Glimmerlamellen umgeben. Der Glimmer wächst auch durch die Spaltrisse schlauchartig in das Innere hinein. Daneben kommen viele unzersetzte kleine Granaten vor. Ein Gneis, Paragneis, aus dem Rehorngebirge (H a m p e l, p. 16) zeigt wieder die Feldspäte mit klarem Saum und helizitischem Kern. Sie sind zerbrochen und löschen undulös aus. Hin und wieder kommt es zur Ausbildung von Albitlinsen.

Ein Glimmerschiefer von Marschendorf I zeigt dasselbe. Eiförmige bis runde Titaneisenblättchen, sowie winzige Rutilnadelchen und hin und wieder Zirkonkörnchen bilden die Helizitstruktur. Sonst besteht das Gestein zum größten Teil aus schwach bis kaum undulösem Quarz, parallel der Schieferung gestelltem Biotit und daraus entstandenem Chlorit, Muskowit, grünen Turmalinsäulchen, Apatit, sowie den bei der Chloritisierung des Biotites entstandenen winzigen Titanitkörnchen. Auffallend viel ist Titaneisen, das häufig um die Albite gehäuft vorkommt.

Aus den genannten Fundorten geht hervor, daß die Ausbildung gut entwickelter Albit-Kristalle nicht auf die Kontaktzone und nicht auf bestimmte Gesteine beschränkt ist. Eine Ausscheidung auf der Karte war nicht möglich, obwohl oft große Komplexe verschiedenartiger Gesteine die Erscheinung zeigen; so ist der ganze Zug von Schieferen, der die Quarzite auf der Eisenkoppe gegen das Klausenwasser zu begleiten, durch Ausbildung solcher Albite ausgezeichnet. Ebenso finden sich unregelmäßig verteilt im Glimmerschiefer des Planurhanges größere oder kleinere Gebiete, wo der Glimmerschiefer voll von Albiten ist, so daß man ihn als Knötchenschiefer bezeichnen könnte. Auch im Blaugrund ist der Glimmerschiefer mit solchen oder auch gerundeten Albiten als Lesestein ungemein häufig; dort ist er zusammen mit den blauen Hornblenden in der Nähe des Orthogneises.

Erlanfels.

Als Anhang sei noch ein typischer Erlanfels oberhalb Spindlermühle erwähnt. Auch in ihm kommen die Albit-Kristalle vor,

doch ist ihre Ausbildung durch den unnachgiebigen Diopsid stark beeinträchtigt. Das Gestein ist grau und führt linsenförmige Kalknester von ungefähr 10 cm Länge und 5—6 cm Dicke. Auffallend sind in dem Gestein große, farblose Titanite neben xenomorphen, durch undulösen Quarz schwammartig durchwachsenen farblosen Diopsid ($c\gamma = 32^\circ$). Chlorit mit pleochroitischen Höfen um Zirkon, stark ausgebleichter Biotit, schmiegen sich um die anderen Gemengteile herum. Epidotkörnchen und Apatitkörnchen sind gelegentlich ins Grundgewebe eingestreut. Da der Diopsid fast 90 % des ganzen Schliffes einnimmt, ist das Gestein als Erlanfels zu bezeichnen.

Die granitischen Ganggesteine in der Schieferzone.

Unmittelbar mit der Intrusion des Granites zusammenhängend sind die aplitischen und lamprophyrischen Ganggesteine im Gebiete der kristallinen Schiefer. Dem Riesengebirgsgranit am ähnlichsten ist der Granitit von Sahlenbach. Das Gestein ist makroskopisch graugrün, fein bis mittelkörnig und ohne Einsprenglinge. Die Struktur ist hypidiomorph-körnig. Der Quarz ist nicht undulös und enthält winzige Mikrolithen. Der Feldspat ist Kalk-Natron-Feldspat mit 35 % An; er enthält Apatit, seltener Rutil als Einschluß und ist stark zersetzt unter Zoisitbildung. (Großes $2V$, $\rho > v$, (+) AE. senkrecht zur deutlichen Spaltbarkeit.) Orthoklas tritt zurück. Oft treten große, zerbrochene Apatite selbständig auf. Der Biotit ist unter Ausscheidung feinsten Titanitkörnchen in den Spalttrissen sowie an den ausgefranzten Enden und durch Abnahme der Doppelbrechung am Wege zum Chlorit. Titaneisen ist parallel den Spalttrissen ausgeschieden. Die Glimmerblättchen sind hin und wieder verbogen, doch selten. Muskowit fehlt, außer dem sekundär aus dem Feldspat in winzigen Flitterchen entstandenen. Titanit erscheint gelegentlich neben noch frischem Titaneisen. Gehäuft tritt stellenweise grüner Epidot auf (A. E. // (001) $\rho > v$, Pleochroismus α = blaßgelb, β = hellgelbgrün, γ = grün-gelb). Das Gestein scheint eine schwache dynamische Einwirkung erlitten zu haben.

Aplitische bis granitporphyrische Ganggesteine.

Die aplitischen Ganggesteine sind in verschiedenen Teilen vertreten. Man findet Lesesteine dieses im frischen Zustande bläulichen, verwittert gelb-erdig aussehenden Gesteines überall längs der Kontaktgrenze. In die Karte eingetragen wurden nur jene Vorkommen, die anstehend gefunden wurden und deren Mächtigkeit über $\frac{1}{4}$ m betrug.

Ein Gestein, das dem allgemeinen Riesengebirgsgranittypus noch am nächsten steht, ist in zahlreichen Gängen am Karling der Kesselgrube, sowie als schmaler Lagergang zwischen Quarzitbänken des großen Kessels zu finden. Es ist von *Laube* als Granit-Porphyr bezeichnet worden; doch ist die Bezeichnung *Laubes*, die sich auf die von *Jokély* als Porphyr bezeichneten Gesteine beziehen soll, ungenau, da *Jokély* unter seinen Porphyren permische Ergußgesteine verstehen wollte, die man allerdings an den von ihm bezeichneten und auf der Karte eingetragenen Stellen nicht findet, sondern immer nur den Granit-Porphyr (Mikrogranit) *Laubes*, weshalb unter dem Namen Granit-Porphyr auch weiter im Folgenden immer die aplitischen Ganggesteine verstanden werden sollen, wie es in der Beschreibung *Laubes* der Fall ist.

Makroskopisch auffallend ist an den Gesteinen vor allem der große Quarzreichtum, der durch Ausscheidung von Quarz-dihexaedern als Einsprenglinge sich zu erkennen gibt. Die Grundmasse ist pan-idiomorph körnig und besteht aus Quarz und Feldspat. Der Quarz enthält reihenweise Einschlüsse von Rutil und Kohlensäure mit lebhafter Libelle. Er ist nur schwach undulös. Der Orthoklas enthält zonar-gebaute Plagioklase mit Quarz als Einschlüsse. Der Plagioklas ist optisch negativ, hat $\angle MP = 12,2^\circ$, enthält also 25 % An. Er enthält zahlreiche Albitlamellen und ist unter Zoisitausscheidungen vielfach in Muskowit und Quarz umgewandelt. Der Biotit ist kräftig pleochroitisch: Senkrecht zur Spaltbarkeit hellbraungelb, parallel zur Spaltbarkeit sehr dunkel grünbraun, und enthält Rutil und Zirkon als Einschlüsse neben Titaneisen. Gelegentlich treten Rutil, seltener Zirkon auf.

Einen ganz anderen Typus stellt eine Intrusion am Ziegenrücken, unmittelbar am Roseggerweg dar. Der Gang setzt im Quarzit auf und ist $\frac{1}{2}$ m mächtig. Makroskopisch ist das Gestein weißgelb, feinkörnig, mit schwarzen Punkten, die eine Streckung erkennen lassen, welche nicht mit der Kluftwand parallel läuft, sondern Nord 70° West mit steilem Südfallen streicht. U. d. M. zeigt es eine panidiomorph-körnige Grundmasse, mit Einsprenglingen von undulösem Quarz, undulösem Albit-Oligoklas ($10^\circ \angle MP$, (+), n kleiner als 1,54) und zerbrochenen farblosen Granat sowie Orthoklas. Die Granatkörner übertreffen an Größe die Feldspatkörner um das zwölfwache. Das Verhältnis von Quarz zu Feldspat ergibt sich nach der Rosiowschen Methode gemessen als 1 : 1. Der schon makroskopisch sichtbare Muskowit ist in großen Blättern bald von Quarz, bald von Feldspat durchwachsen. Biotit ist spärlich und meist in Chlorit umgewandelt. Rutil und Hämatit sind als Einschlüsse parallel der Spaltbarkeit des Biotites gelagert.

Lamprophyrische Ganggesteine.

Außer den beschriebenen mehr aplitischen Ganggesteinen treten noch, aber weit seltener, lamprophyrische auf. Eine von lamprophyrischen und aplitischen Gängen reichlich durchschwärmte Zone ist „Rübezahls Handschuh“ in seinem obersten Teile. Dort wo der Weg am rechten Aupauser in halber Gehängehöhe Rübezahls Handschuh schneidet, ist der dort anstehende Quarzit und Orthogneis durchschwärmt von aplitischen und lamprophyrischen Gängen von ungefähr 5—10 cm Breite. Das Gestein ist makroskopisch schwarz, erdig, dicht, mit Tongeruch. Es führt nur selten einen Feldspateinsprengling, der dann bis 7 mm groß werden kann. Er ist gewöhnlich stark zersetzt in ein Aggregat feiner Muskowitschüppchen. Der Feldspat ist zonar: Hülle \perp M P, 16° . 5 % An, Kern $5^\circ \perp$ M P 15 % An. Apatit ist oft als Einschuß zu beobachten. Die Grundmasse besteht aus ausgebleichtem Biotit, stark zersetzten Oligoklasleisten und sekundärem Biotit. Starke Apatitsäulchen sind ein wesentlicher Übergemengteil. Magnetit, Picotit, Titaneisen und sekundärer Titanit sind akzessorisch. Quarz scheint dem Gestein vollständig zu fehlen. Es liegt also ein typischer Kersantit vor, da Orthoklas nie beobachtet wurde.

Lagerstätten.

A.

im Granit:

Auf der Nordseite des Ziegenrückens wurde um 1860 seitens der Rochlitzer Gewerkschaft versucht, einen 1—6 Zoll mächtigen erzführenden Quarzgang im Granit abzubauen. Er wurde aber bald als unrentabel wieder aufgegeben und ist heute nicht mehr zugänglich. Nach den Angaben der Rochlitzer Gewerkschaft streicht er ungefähr Nord-Süd und fällt gegen Westen ein. Nach Jokély führt er hauptsächlich Buntkupfererz, Kupferkies, Antimonit, etwas Malachit und Molybdänglanz. Nach Zepharovich (27) tritt auch Bornit auf. Hervorzuheben ist das Auftreten von Molybdänglanz, das mehrfach als seltenes Mineral längs der ganzen Kontaktgrenze von Sammlern gefunden wurde. (Riesengrund, Ziegenrücken, Ruppertsdorf und Voigtsbach bei Reichenberg).

Im kleinen Kessel und am Korkonosch sind ähnliche Gänge im Granit, die man oft versuchte abzubauen. Sie führten neben den angeführten Erzen etwas Bleiglanz.

Ein ebenfalls noch um 1860 abgebauter Mineralgang im Granitit ist der an der Mummel nahe der Kontaktgrenze bei Harachsdorf-Neuwelt. Die 2 Klafter mächtige Lagerstätte setzte unmittelbar an der Kontaktgrenze auf und lieferte vorzugsweise Bleiglanz, Magnetkies, Grünbleierz und Weißbleierz, Baryt, in dessen Höhlungen Cerussit (als Zersetzungsprodukt von Bleiglanz) auftritt. Der Gang führt dann noch hauptsächlich Schwerspat und Flußspat und untergeordnet Pyromorphit. Der Flußspat ist gelblichgrau bis rein gelb und tritt nicht aufgewachsen in Kristallen, sondern eingesprengt auf. Die Bildung der Erzlagerstätte begann mit perimagnetischen Mineralien, Magnetkies, später ist ein langsamer Übergang, Bleiglanz, zu apomagnetischer Mineralbildung zu beobachten. Noch später kamen Schwerspat und der in unserem Falle ebenfalls als apomagnetische Bildung zu bezeichnende Flußspat, da er von Z e p h a r o v i c h als allotriomorph gegenüber Schwerspat angegeben wird. Cerussit, Weißbleierz, Grünbleierz, sind sekundäre Bildungen.

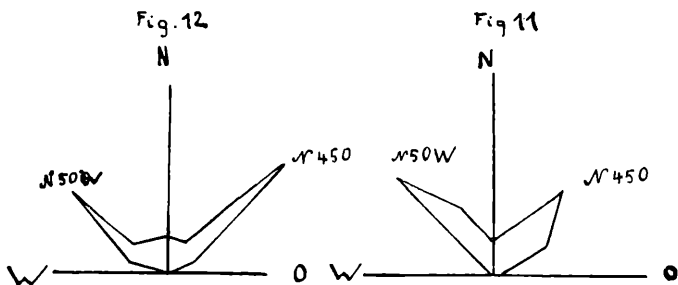
B.

im Schiefer:

Im Gebiete der kristallinen Schiefer sind die Lagerstätten ungleich häufiger. Wir beginnen mit der Rochlitzer Lagerstätte. Sie wurde schon lange vor dem 30 jährigen Kriege abgebaut. Während des 30 jährigen Krieges wurde die Zimmerung verbrannt, die Stollen stürzten ein und der Bergbau erholte sich erst wieder um das Jahr 1860, wo er eine gewisse Blüte erreichte, nachdem die Gewinnung der Kupfererze aus sulfidischen Erzen auf nassem Wege ihren Eingang in die Erzbearbeitung gefunden hat. Der Betrieb hielt sich aber nur einige Jahre, und ging später angeblich wegen zu schwieriger Transportverhältnisse, nicht wegen Mangel an Erzen, ein. Der Hauptbergbau wurde auf Kupfer betrieben. Neben der Verarbeitung auf Kupfer, das zu ungefähr 30 % Cu O in den Erzen enthalten war, verarbeitete man die Erze auch auf Silber, von dem sie 1—50 Lot pro Zentner führten. P o r t h, (21) der neben J. G r i m m die Rochlitzer Lagerstätte am genauesten untersucht hat, gibt von Mineralien an: Allophan, fettige Überzüge von Neolit, kugeligen bis radial-fasrigen, stark zinkhaltigen Malachit, Lasur, Kupferschwärze, Ziegelerz, Weißbleierz, kugligen bis warzigen Pyromorphit, Mennige, (nach Z e p h a r o v i c h als erdiger Anflug von morgenroter Farbe auf der Kupfererzlagerstätte) Anglesit, traubig-niedrig, durch Cu O grasgrün gefärbt, strahlig bis kugliger himmelblaue Galmei, gediegenes Silber, Galenit, Antimonfahlerz und Gips. Nach Z e p h a r o v i c h treten außerdem

noch Kalkopyrit, Kuprit als erdiger Überzug, gediegenes Kupfer in erdiger Form (wahrscheinlich sekundärer Entstehung durch Reduktion) traubig - nierig Kalzedon - ähnliches himmelblaues Kupferblau (Chrysokoll) stark zersetzter Tetraedrit, der in pistaziengrünes Antimonfahlerz übergeht und Orthoklas in rötlich-weißen, großen Kristallen mit (110), (001) (101) (201), die nach Zepharovich in der Universitätsammlung in Breslau sein sollen. Cerussit in kleinen, deutlichen Kristallen, diamantglänzend, mit perlgrauer bis nelkengrauer Farbe.

Auch die Sammlung des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der deutschen Universität in Prag hat Stufen der Rochlitzer Kupferlagerstätten. Blende liegt in einer Stufe als feinkörnig gelbbrauner Überzug auf Kalk vor. Ihr Auftreten in feinen Kanälchen in Kalk ist bemerkenswert. Eine andere Stufe zeigt im Kalk eingesprengt dicht graulich-weiße Massen von Kupferkies, Bleiglanz, Blende, ohne daß eine bestimmte Sukzession festzustellen wäre. Wenn Pyrit dazutritt, so scheint dieser die letzte



Bildung zu sein. Alle Kalke sind mehr oder weniger von xenomorphem Pyroxen erfüllt. Daß hin und wieder auch oberflächlich wohl ausgebildete Kristalle von Pyroxen vorkommen, die aus dem Kalke in offene Klüfte herauswachsen, zeigt eine Stufe aus Unter-Rochlitz.

Von Jokély werden noch Asbest, Pistazit und selten Flußspat angegeben. Aus seinen Angaben über die Lagerstätte als solche läßt sich wenig entnehmen. Die Lagerstätte ist stark gestört. Das von ihm Seite 415 gegebene Profil entspricht wohl kaum der Wirklichkeit. Nach dieser Zeichnung lägen 2 Quarzitzüge vor, die durch eine schichtenparallele Kluft in einer S-förmigen Falte von einander getrennt sind. Im Liegenden und im Hangenden dieser 2 Quarzite lägen jedesmal Malakolithfelse, die zueinander diskordant liegen.

Alle diese Mineralien, von denen nicht alle primäre Bildungen sind, sondern vielfach Zersetzungsprodukte darstellen, sind in

ihrem Vorkommen fast ausschließlich an zwei große Störungs-
linien gebunden, die im ersten Teil schon behandelt worden sind.
Alle diese Mineralien sind in ursächlichen Zusammenhang zu
bringen mit der Granitintrusion; der Granit war der Erzbringer;
er schickte seine Dämpfe und wässrigen Lösungen durch die
(neubelebten oder entstandenen?) Klüfte des Gesteins, wo sie
ihren Erzgehalt absetzten. Eine große Rolle kommt dabei dem
Kalk als Erzbinder zu, dessen Veränderungen in dieser Zone kurz
behandelt werden sollen: Durch metasomatische Einwirkung von
Dämpfen und wässrigen Lösungen ist er zu einem erzführenden
Malakolithfels geworden. Reinisch gibt in seinem petro-
graphischen Praktikum II eine Analyse vom Malakolithfels aus
Rochlitz.

Si O ₂	55.03
Al ₂ O ₃	o
Fe ₂ O ₃	o
Fe O	4.84
Mg O	15.71
Ca O	20.72
Mn O	3.16
Summe	99.46

Die Analyse ist unvollständig, da der bedeutende Fluorgehalt
nicht berücksichtigt wird, zweitens der Eisengehalt sicherlich
als zu klein bestimmt ist. Das Gestein ist klotzig grün und wird
von weißen sekretionären Kalkadern durchzogen. Hauptgemeng-
teil ist regellos angeordneter, xenomorpher grüner Pyroxen, der
opake Stäbchen und Körnchen als Einschlüsse parallel den Spalt-
rissen führt. Pleochroismus ist keiner vorhanden. Der Kalzit
führt in unverzahnten, schwach verzwilligten Körnern stellen-
weise winzige Einschlüsse, die ihn wie getrübt erscheinen lassen.
Das Vorkommen von Flußspat, der scheinbar alle Zwickel aus-
füllt, ist nach G. Berg (Berg- Behrend, Chem. Geologie S. 183)
kein Beweis gegen die apomagmatische Entstehung der Lager-
stätte. Der Fluorit hat würfelförmige Hohlräume (negative
Kristalle). Der Pyritgehalt wechselt. Quarz ist wenig, aber
konstant vorhanden. Hie und da tritt eine pleochroitische
(parallel c blaugrün, \perp c hellgrün) Hornblende dazu mit flecken-
weise verteilter Farbe. Die Kriställchen sind gut entwickelt,
und treten besonders am Rand gegen Kalklinsen auf. Dieser so
veränderte Kalk führt nun reichlich Erz.

Überblickt man nun die Reihe der zugeführten Stoffe, so
ergibt sich der Bedeutung nach geordnet: Kupfer, Silber, Blei,
Antimon (Leitmineral apomagmatischer Lagerstätten) Zink,
Eisen, Schwefel; eine Reihe, wie sie auch in den anderen an
Malakolith gebundenen Erzlagerstätten in gewisser Entfernung

vom Kontakt wiederkehrt, also Ausdruck einer gewissen Paragenesis ist.

In unmittelbarer Nähe des Kontaktes tritt eine wesentliche Änderung in der Mineralführung ein. Die einzige Lagerstätte, die Riesenzeche im Riesengrund, die das erkennen läßt, ist allerdings stark gestört, zeigt aber noch typisch das Auftreten von Wolfram und Molybdän neben vorherrschendem Miespickel. Das Kupfer, als Kupferkies, tritt zurück. J o k é l y führt folgende Mineralien an, ohne aber die Lagerstätte der Riesenzeche von der durch einen Riegel von Orthogneis von ihr getrennten Kiesberg-lagerstätte zu scheiden. Miespickel ist vorherrschend. Er bricht eingesprengt in Serpentin, im körnigen Kalk und Malakolith ein. Der körnige Kalk in der Riesenzeche ist 5—6 Klafter mächtig und fällt 60—75° nach Südosten. Als Begleitmineralien treten auf: Magneteisen, Kupferkies, Magnetkies, Blende nicht unbedeutend Bleiglanz und Molybdänglanz. Z e p h a r o v i c h gibt noch eine Reihe von Mineralien dieser Örtlichkeit an: Kalkopyrit, Psilomelan als nierenförmig derbe Massen im Glimmerschiefer, Malakolith, Molybdänit und Fluorit in blaßgrünen, durchsichtigen 3—4 mm großen Kristallen mit folgenden Flächen: (100), (110) herrschend (111), (210), (310), (10,30) (11,30) (410).

Die Prager Universitätssammlung besitzt 2 Stufen: Einmal Miespickel in Serpentin eingesprengt; dann 2 Stufen mit Scheelitkristallen; die eine Stufe zeigt große, schmutzig-graulich-weiße 1—2 cm große Kristalle von Scheelit etwas verzerrt, mit der tetragonalen Bipyramide; aufgewachsen sind sie auf nadelförmigen Quarzkriställchen. Die andere Stufe zeigt 2 weingelbe, durchsichtige, $\frac{1}{2}$ bis 1 cm große Kristalle mit (001), (111), (113), (313) bei (111) als herrschender Fläche auf mehr derbem Quarz aufgewachsen. Der Unterschied in der Mineralführung gegen das Rochlitzer Mineralvorkommen ist deutlich.

Abgebaut wurde der Erzreichtum auf Arsen und wurde erst nach 1860 wegen Transportschwierigkeiten aufgelassen.

Eine Kluftausfüllung im Schiefer bei St. Peter wurde ehemals auf Silber ausgebracht. 1907 wurde der Bergbau noch einmal in Angriff genommen, ebenfalls auf Silber, ging aber bald darauf wegen zu geringer Ausbeute wieder ein. J o k é l y führt folgende Mineralien an: Weißgültigerz, Silberfahlerz, Kupferkies, Blende, silberhältiger Bleiglanz, Miespickel, Pyrit und Bornit, wozu nach Z e p h a r o v i c h noch Tetraedrit kommt. Alle Minerale sind stark silberhältig. Von Rochlitz unterscheidet sich die Mineralführung durch das Zurücktreten des Kupfers; von der Lagerstätte im Riesengrund durch Vorherrschen des Silbers.

Im ehemaligen Bergwerk in der Hawirna (Häuerdorf) hat man auf Kupfer im Malakolith geschürft; es ist schon lange vor 1860 zum Stillstand gekommen. Von kleinen Versuchsbauten,

wie der kleine Stollen in der Kesselgrube, soll hier abgesehen werden.

Eisenerze, wie sie bei den oberen Schüsselbauden, im Zehgrund und anderwärts betrieben wurden, gingen wahrscheinlich im stark eisenhaltigen Grünschiefer um. Ob auch hier, wie bei der Schmiedeberger Lagerstätte die Erzzone zwischen Kalk und Grünschiefer lagert und wie das Berg für die Lagerstätte von Schmiedeberg annimmt, ein Stoffaustausch bei der Kontaktmetamorphose stattgehabt hat, läßt sich nicht verfolgen, weil die Bauten unzugänglich sind. Für diese Entstehungsweise kämen aber nur in Frage die Eisenerzlagerstätten bei den Krausebauden und den oberen Schüsselbauden, während das Vorkommen im Zehgrund, als abseits vom Kontakt gelegen, anderer Entstehung sein muß.

Kluftsysteme.

Bei gelegentlicher Streifung des Granitgebietes wurde besondere Aufmerksamkeit gelenkt auf das Auftreten von Klüften. Deutliche Streckungserscheinungen waren nur höchst selten zu beobachten an der Anordnung der Biotite. Es wurde daher zu meist das Klaffen, bzw. Geschlossensein der Klüfte zur Unterscheidung von Qu- und S-Klüften herangezogen. Qu-Klüfte waren deutlicher meßbar:

Im Weißwassergrund mit Nord 25 Ost,
in der Kesselgrube mit Nord 30 Ost
im Mummeltal mit Nord 25 Ost,

fast alle mit saigerer Stellung oder steilem Südfallen. Die Klüfte sind offen und führen Chlorit, Strigowit und Dellesit als Mineralfüllung. S-Klüfte wurden beobachtet:

in der Kesselgrube mit Nord 50 West,
im Mummeltal mit Nord 70 West,
in Neuwelt mit Nord 60 West.

Das Fallen ist 70 Nord bis 30 Süd, ohne daß sich eine Gesetzmäßigkeit erkennen läßt. Die Klüfte sind fest geschlossen und ohne Mineralfüllung. L-Flächen kommen nur einmal im Mummeltal zur Beobachtung mit Nord 30 Ost bei schwachem Südfallen und Nord 45 Ost in unebener Ausbildung. Hangparallele Absonderung tritt oft in Erscheinung, besonders schön in der Kesselgrube und im Weißwassertal am rechten Hange gegen die Teufelswiese zu. Die Häufigkeit aller beobachteten Qu- und S-Klüfte in ein Diagramm eingetragen, zeigt starkes Hervortreten zweier Richtungen Nord 45 Ost und Nord 30 West, die beiden Diagonalkluftrichtungen. S. Fig. 11.

Da oft beobachtet wurde, daß sich die Granitklüfte im Schiefer fortsetzen, wurde auch dieser auf Kluftichtung hin genauer

untersucht und die gefundenen Werte den entsprechenden Granitklüften zugeordnet. Qu-Klüfte traten auf:

am Ziegengrücken mit Nord 15 Ost,
bei Spindelmühle mit Nord 15 Ost und 60 Süd,
bei Seifenbach Nord 15 Ost

S-Klüfte wurden beobachtet:

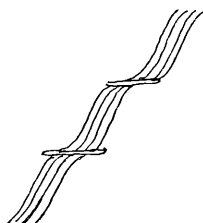
bei Spindelmühle Nord 75 West mit 35 Süd
Nord 60 West,
Nord 65 West,

an der Mädellehne, mit Nord 60 West und 77 Nord,
in der Kesselgrube mit Nord 60 West und 50 Süd



Fig 13

schematisch



bei den Harrachsteinen mit Nord 65 West und 55 Süd,
am Ziegengrücken mit Nord 65 West und 30 Süd.

Alle beobachteten Klüfte nach Häufigkeit in eine Kluftrose eingetragen, lassen wieder die Diagonalklüfte deutlich hervortreten.

Eine Kluftrichtung von Nord 44 bis 50 West und 25 Süd (siehe Abbildung 2) setzt wohl im Schiefer deutlich auf, wie im Steinbruch von Seifenbach zu beobachten ist, geht aber nie in den Granit über. Bemerkenswert ist, daß sie senkrecht steht auf der Hauptstreckungsrichtung im Schiefer, die mit kleinen Abweichungen überall mit Nord 40 bis 50 Ost zu beobachten ist. Darauf folgt ein Faltungsdruck in Südost-Nordwest, während die Granitklüftung einen Druck von Südwest anzeigt, der auch die Schiefer in ihrer Klüftung ergriffen hat. Liegt in der Südost-

richtung die kaledonische Richtung, im Südsüdwestdruck dagegen die varistische vor?

Morphologie.

Da eine Arbeit im geographischen Institute der Deutschen Universität in Prag durch Herrn Hugo Brandtner im heurigen Jahre begonnen worden ist, soll nur wenig darüber gesagt werden.

Außer der verschiedenen Gestaltung der Landschaft, die durch den Granit einerseits, den Schiefer andererseits gegeben ist, fallen vor allem 2 Verebnungsflächen ins Auge. Im Osten liegen sie höher und verflachen langsam gegen Südwesten, wo sie bis ins Jeschkengebirge zu verfolgen sind. Die eine ist gegeben durch die Höhen 1190 Dummlichbauden, 1190 Planur, 1115 Wolfskamm, 1200 Köschelkamm; sie hat in der 700-m-Fläche des Jeschkens ihre Fortsetzung. Die andere ist gegeben durch 1317 Heuschober, 1320 Plattenberg, 1362 Fuchsberg, 1388 Rosenberg, 1400 Kammhöhe; diese entspricht der 800—850-m-Fläche am Jeschken.

Das Flußsystem ist im Granit, wie im Schiefer durch die Klüftung stark beeinflußt, daß aber auch der Wechsel der petrographischen Beschaffenheit großen Einfluß auf das Flußnetz hat, zeigt sich besonders schön am Lauf zwischen Wurzelsdorf und Rochlitz. Der Fluß fließt immer eine Zeit lang der harten Gesteinsbank parallel, um sie dann plötzlich senkrecht zu durchbrechen. Dieselbe Erscheinung zeigt neben der Iser auch die Elbe oberhalb Spindlermühle und unterhalb Ochsengraben. Schotterterrassen und alte Talböden sind oft zu beobachten. Der modellierende Einfluß der Eiszeit ist von Partsch eingehend beschrieben worden; die Details über Moränen wurden seiner Karte entnommen.

Am Schlusse der Arbeit ist es mir eine angenehme Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. M. Stark für die unendliche Mühe zu danken, die er dem Zustandekommen dieser Arbeit gewidmet hat. Auch für die Einführung in das Studium der Petrographie sage ich meinen herzlichsten Dank. Herrn Univ.-Doz. Dr. W. R. Zartner danke ich für die Unterstützung bei Ausführung der chemischen Analysen, der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die materielle Unterstützung der Arbeit.



Fig. 1

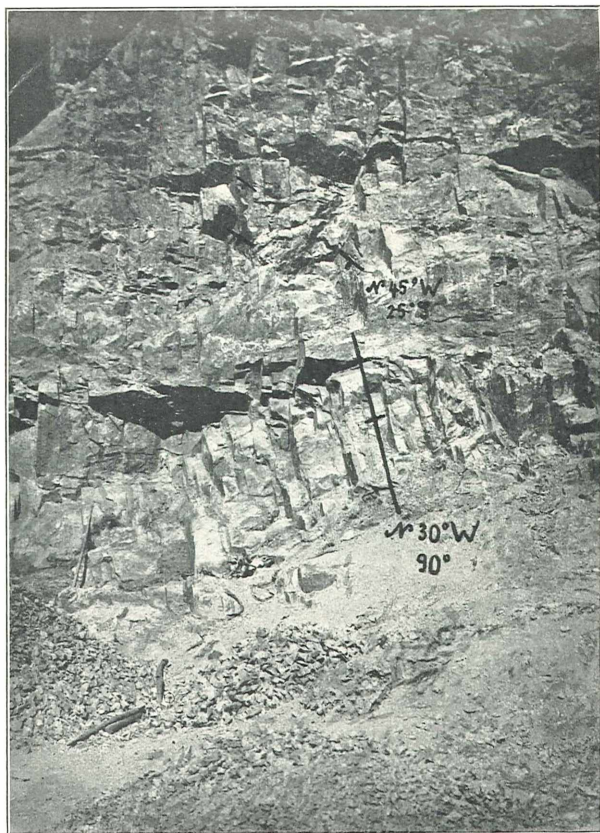


Fig. 2

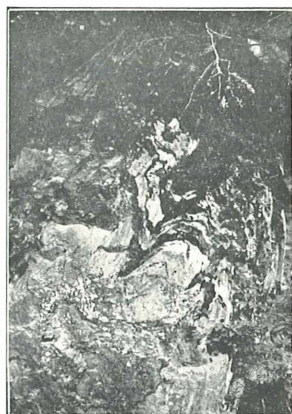


Fig. 3

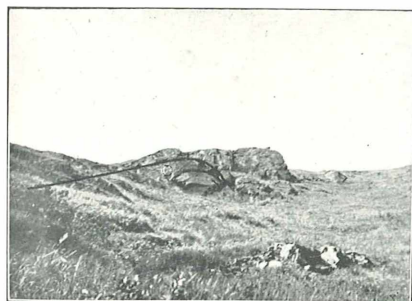


Fig. 4



Fig. 5

Zu den Bildern.

- Fig. 1. Injektionszone am Farnberg; hell sind die Granitadern; die Bildhöhe ist ungefähr $\frac{1}{2}$ m.
- Fig. 2. Steinbruch bei Seifenbach; man sieht die gleichmäßige Klüftung von Schiefer (oben) und Granit (unten); mit Ausnahme von N 45° W 25° S, die nur der Schiefer aufweist. Diese letzte Kluft ist hier durch den Kontakt stark verwischt und tritt in Aufschlüssen außerhalb des Kontaktes besser hervor.
- Fig. 3. Isoklinale Falte am rechten Elbeufer oberhalb Spindelmühle.
- Fig. 4. Zeigt die Quarzantiklinale a im ersten Profil. (Das Bild ist stark verzerrt.)
- Fig. 5. Porphyroid, schöne Flaserung zeigend, Iserstraße.
- Fig. 6. Idiomorphe Albite in einem Grundgewebe von schuppigem Biotit (links unten eine Quarzlinse) aus einem Glimmerschiefer bei Spindelmühle.
- Fig. 7. Porphyroid von Reiditz; die mechanische Durcharbeitung ist noch gering. Plagioklas in einem Quarz-Plagioklas-Grundgewebe.
- Fig. 8. Porphyroid von Farnberg; die Verwalzung hat bereits zur Ausbildung von Quarz und Felspataugen geführt, die in ein glimmerig-serizitisches Grundgewebe eingebettet sind.
- Fig. 9. Kontaktschiefer vom Teufelsberg, das gleichzeitige Wachstum von Biotit und Muskowit zeigend.
- Fig. 10. zeigt den Aufbau des kartierten Streifens in etwas schematischer Form; eingezeichnet wurden nur die Quarzite. Die Pfeile auf den Stirnflächen geben das Fallen der Faltenachsen an (außerdem läuft über das ganze Gebiet eine Wellung mit $\frac{1}{2}$ m Spannweite; die transversale Störung bei Kaltenberg ist schematisch angedeutet.
1, 2, 3, sind die im Text erwähnten streichenden Verwürfe.
- Fig. 11. Kluftrose für Granit; für die Zeichnung wurden auch die weniger deutlichen verwendet, während im Text nur die deutlichsten erwähnt sind.
- Fig. 12. Kluftrose für Schiefer (dasselbe wie bei Fig. 11).
- Fig. 13. zeigt die scheinbaren Quermuskowite aus dem Biotitchloritschiefer von Hawirna.

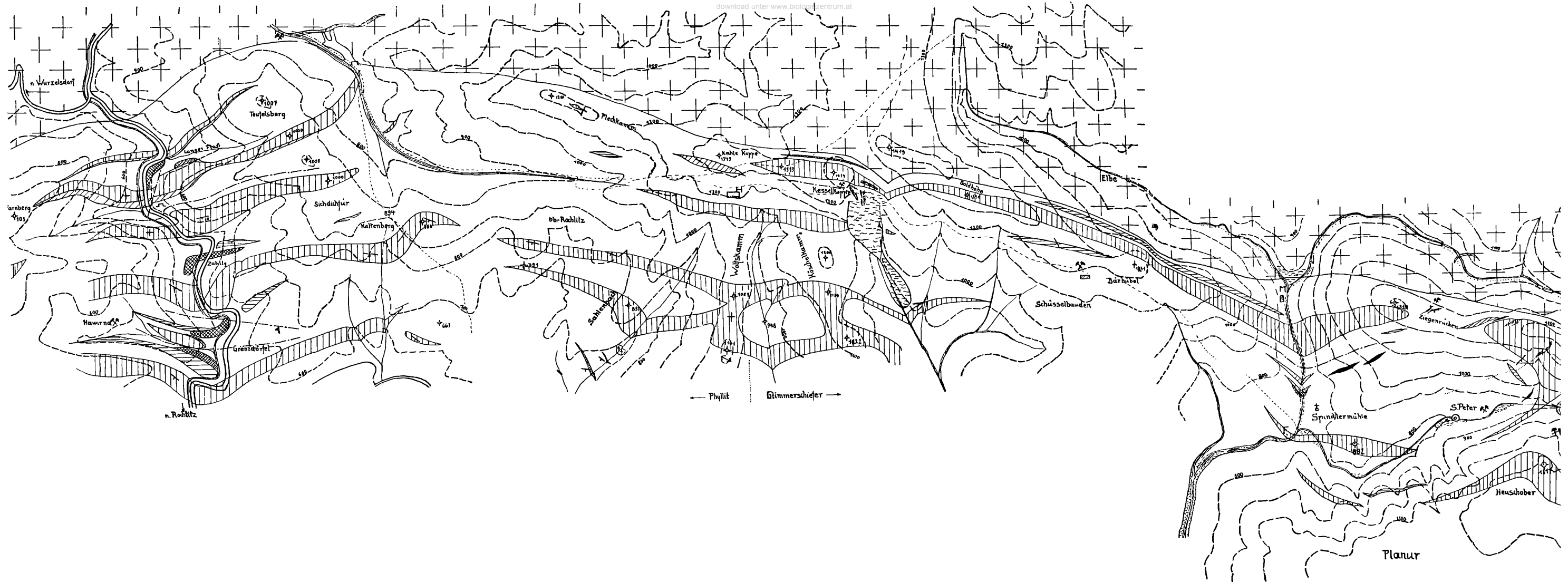
Literatur.

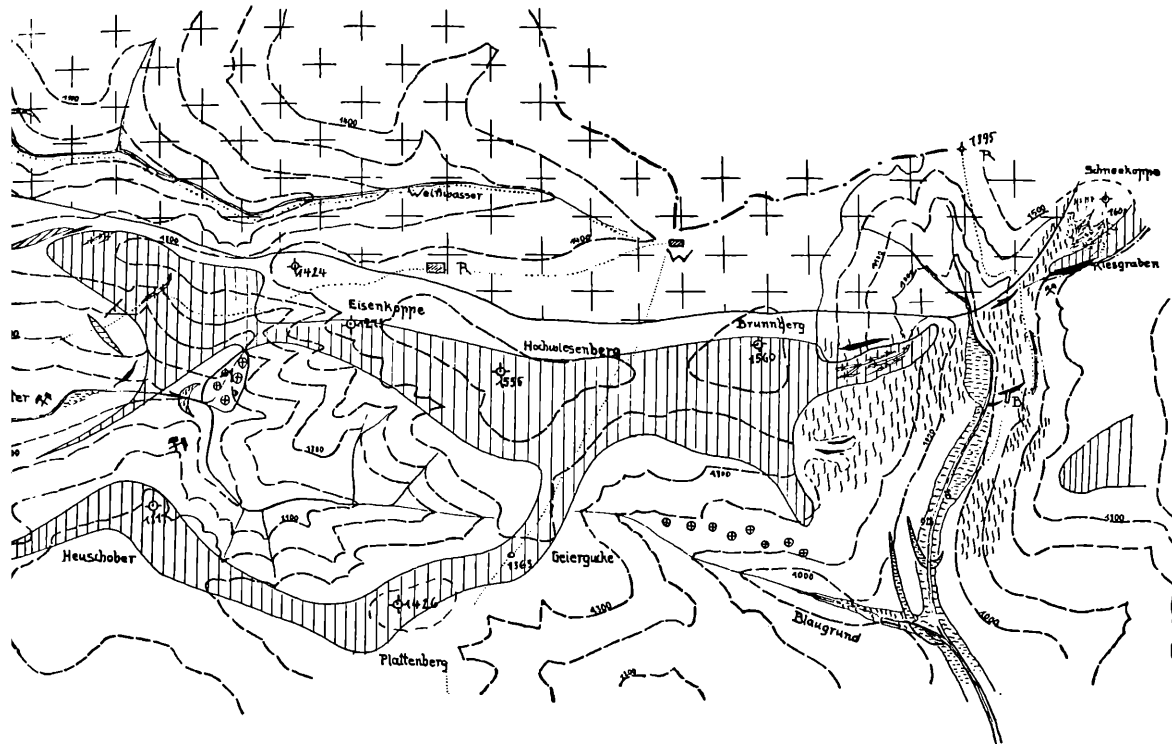
- (1) E. Bederke „Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung.“ Forsch. d. G. H. 7.
- (2) E. Bederke: „Die varist. Tektonik der mittleren Sudeten.“ Forsch. d. G. 1922.
- (3) G. Berg „Die kristallinen Schiefer d. östlichen Riesengebirges.“ H. d. kgl. pr. geol. Landesm. 1912.
- (4) G. Berg: „Interessante Kulmgerölle aus dem östl. Riesengebirge.“ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1911.
- (5) H. A. Brouwer: „Studien über Kontaktmetamorphose Niederl.“ Ostind. Centralbl. 1921.
- (6) H. Cloos „Gebirgsbau Schlesien.“ 1922.
- (7) H. Cloos „Geologie der Schollen in schles. Tiefengest.“ 1920.
- (8) H. Cloos „Mechanismus tiefenvulkan. Vorgänge.“ Vieweg 1920.

- (9) H. Cloos „Das Batholithenproblem.“ Fortschritte d. Geol. H. 1.
- (10) M. Danzer: „Die Exkursion des geograph. Inst. d. d. Univ. in Prag.“ Lotos 1919/20.
- (11) G. Fischer „Über Zwillingssstreuung am Quarz.“ Centralbl. 1925.
- (12) H. Gallwitz: „Eine geolog. Streife im Jeschken.“ Firgenwald II. H. 1.
- (13) J. Hampel „Die kristallinen Schiefer der Südabdachung des Riesengebirges zwischen Freiheit und der Schnäekoppe.“ Prag Lotos 1911.
- (14) A. Huyer: „Der Granitkontakt des Schwarzbrunngesirges.“ V d. Naturf. Reichenberg 1928.
- (15) J. Jokély „Das Riesengebirge in Böhmen.“ Geol. R. A. Wien 1861—62.
- (16) R. Kettner „Geologie de l'ancienne Chaîne de montagne de Eisenbrod dans la Bohême du Nord.“ Zbornik 1919/20.
- (17) G. Laube „Geolog. Karten von Böhmen 1895.“ (Sekt. III.)
- (18) O. Mügge „Über die sogenannten Variolite des Ob.-Harzer Gangzuges.“ (Neues Jb. B. B. LI. 1926.)
- (18) O. Mügge: „Der Quarzporphyr der Bruchhäuser - Steine Westfalen.“ N. Jb. f. M. 1899. B. X. S. 757.
- (18) O. Mügge: „Über den Kristallbau der pyrogenen Quarze.“ N. Jb. 1892. B. I.
- (19) Nowak: „Die Exkursion des geographischen Institutes der d. Univ. in Prag.“ Lotos 1915.
- (20) A. Pelikan „Glaukophan aus dem Riesengebirge.“ Prag Lotos 1928.
- (21) J. Perner „Silur v Krkonošich.“ Č. m. kr. Č. 1919.
- (22) J. Porth „Das Erzvorkommen zu Rochlitz am Südabhänge d. Riesengebirges.“ Jb. d. geol. R. A. Wien 1895.
- (23) F. Rimann: „Der geolog. Bau des Isergebirges und seines nördl. Vorlandes.“ Jb. d. kgl. geol. L. A. Berlin 1910.
- (42) F. E. Suess: „Intrusions- und Wandertektonik.“ 1926.
- (25) M. Stark: „Bericht über die min.- petrogr. Exkursion d. naturw. Vereines in d. nordwestl. Böhmen.“ Wien 1913.
- (26) M. Storz „Zur Frage der zwillingssähnlichen Streifungen am Quarz.“ Min.-petr. M. 1928.
- (27) M. Stark „Umwandlungsvorgänge in d. Gesteinen d. Böhmerwaldes.“ Prag Lotos 1928.
- (28) K. Zapletal „Zur Altersdeutung der alten sedimentären Schichten der Sudeten.“ Centralblatt 1928. B.
- (29) Zepharovic „Mineralogisches Lexikon I—III.“ 1893.

Granit - Literatur.

- (30) L. Milch „Beiträge zur Kenntnis der granit. Gesteine des Riesengebirges.“ II. Jb. f. Min. usw. 1902. B. B. XI.
- (31) G. Gränzer „Granite des Isergebirges.“ Sbornik 1927. II.
- (32) G. Berg: „Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine.“ Abh. d. preuß. geol. L. A. N. F. Jb. 94, 1923.

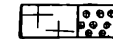




Zeichenerklärung.

gezeichnet nach Aufnahme 1:25.000

Maßstab 0 1 km



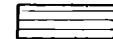
Granit-Granitischutt
(Aplite u. Lamprophyre)



Orthogneis



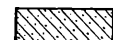
Quarzit



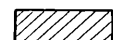
Grünschiefer



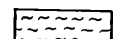
Kalk



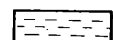
Erlanfels



Porphyroid



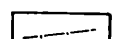
Moränen-Schutt



Alluvium



Sekrel. Quarzgang



Tekton. Linien

hellgelassen = Phyllit und Glimmerschiefer.