

- mährens und ihre Stellung in den Varisciden). Příroda 1933. XXVI. S. 118—120.
- Zapletal K.: Geologie Karpat mezi řekou Stupavou a řekou Moravou. (Die Geologie der Karpathen zwischen den Flüssen Stupawa und March). Příroda XXVI. 1933. S. 222—223.
- Zartner W. R.: Basaltvorkommen im westlichen Böhmen. Věstn. st. geol. úst. 1933. IX. S. 183—190. 1 Textf.
- Želízko J. V Geomorfologický ráz diluviálních lokalit v Pošumaví. (Geomorphologischer Charakter der Diluviallokalitäten im Gebiete des Böhmerwaldes). Příroda XXV. 1932. S. 197—201. 3 Textf.
- Zeuner Friedr.: Die erdgeschichtliche Entwicklung Südböschlesiens. Jahresber. geol. Verein. Oberschlesiens 1932. S. 5—31.

Der südliche Kontakt des Isergebirges.

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

(Als Vorbericht über Aufnahmsarbeiten am Blatt Eisenbrod.)

Gedruckt mit Unterstützung des Vereines der Naturfreunde
Reichenberg.

E i n l e i t u n g.

Die nachstehende Bearbeitung des Granitkontaktes von Wurzelsdorf bis Radl ist als Fortsetzung der Beschreibung des Granitkontaktes im südlichen Riesengebirge gedacht (22). Wert ist vor allem darauf gelegt zu beschreiben, was wirklich da ist, weniger darauf, eine Synthese des Faltenbaues des im Süden an den Granit angrenzenden Schiefergebietes zu geben; denn immer wieder zeigt es sich, daß es unmöglich ist, ein zusammenfassendes Bild der Westsudeten zu geben, da die Erforschung gerade des so wichtigen böhmischen Anteiles noch alles zu wünschen übrig läßt, stammt doch die letzte geologische Aufnahme aus den Zeiten Jokély's. Durch die Notwendigkeit, mangels neuerer Arbeiten, jene alten in die Synthese zu übernehmen, wird die Verworrenheit in den Ansichten über den Bau der Sudeten nur noch vergrößert.

Gerade im kristallinen Anteil des südlichen Riesengebirges wird nur eine genaue und schrittweise vordringende Arbeit sinnvolle Ordnung in die bunte Fülle der Gesteine bringen können. Den Anspruch unbedingter Vollständigkeit kann die vorliegende Arbeit nicht erheben, obwohl der Verfasser bemüht war, möglichst alles Zugängliche zu erfassen, denn es ist in einem so wenig aufgeschlossenen und so stark bebauten Gebiete wie das südliche Riesengebirge, fast eine Notwendigkeit, daß dem Bearbeiter das eine oder andere entgeht.

Die rein petrographische Gliederung des Schichtenkomplexes wie er in (22) gegeben wurde, muß vorläufig noch an Stelle einer stratigraphischen stehen bleiben, obwohl das Studium der Verhältnisse um Eisenbrod und nördlich davon Anhaltspunkte geliefert hat, die eine mögliche stratigraphische Umdeutung in die Nähe gerückt haben, falls es möglich ist, das Alter der dortigen Grauwacken und Konglomerate einigermaßen sicherzustellen. Das neuaufgenommene Gebiet wird im Norden durch den Granit, im Süden ungefähr durch die Linie Gränzendorf im Isertal — Počátek-Nawarow im Kamnitztal — Račice—Reichenau begrenzt; nach Osten zu schließt (22) an, nach Westen ist eine natürliche Grenze gegeben durch das Einsetzen des tektonischen Kontaktes Schimsdorf-Machendorf. Die Besprechung soll der natürlichen Ablaufgeschichte folgen.

Nach der Behandlung des nicht kontaktmetamorphen veränderten Schiefergürtels und seine mannigfachen Einlagerungen soll die Einwirkungen des aufdringenden Iser-Riesengebirgsgranites auf diese erwähnt werden. Ein kurzer Überblick über die morphologischen Verhältnisse, der ein größeres Gebiet umfaßt als das oben abgegrenzte, soll im wesentlichen den Zweck haben, auf die wirklichen Probleme hinzuweisen und Fehler in den bisherigen Auffassungen aufzuweisen.

Allgemeines.

A) Stratigraphie.

Wie schon in der Einleitung darauf hingewiesen wurde, hat die Aufnahme hinsichtlich der stratigraphischen Grundlagen des Kristallins keine neue Ergebnisse gebracht. *) Dagegen sind im Laufe der Kartierung Tertiärlagerungen gefunden worden, die bisher unbeachtet geblieben sind. Das größte Tertiär-Vorkommen ist das Becken von Reichenau (Ziegelei!), das bereits B. Müller (16) kurz beschrieben hat.

Auf ein weiteres Vorkommen machte mich Herr Direktor B. Müller in dankenswerter Weise aufmerksam; es wurde von ihm gelegentlich des Baues der neuen Straße von Reichenau beobachtet. Es lag eine mächtige Schutthalde aus Kontaktschiefern und blaugrauen polzenitähnlichen Blöcken vor und unter der Schotterdecke Fetzen von Braunkohlen-Sandstein. Die Blöcke erwiesen sich als Aktinolith-Hornfels. Vergleicht man dieses Vor-

*) Während der Drucklegung sind im Jeschkegebirge Fossilien gefunden worden, über die an anderer Stelle berichtet werden soll. Eine stratigraphische Einordnung gewisser Komplexe ist dadurch auch für unser Gebiet möglich geworden.

kommen mit dem in gleicher Höhe in der Radler Ziegelei liegenden, so ist die Gleichheit beider offensichtlich, wenn man bedenkt, daß die riesigen Blöcke keinen weiten Weg befördert worden sein können, deshalb in dem einen Falle, im Kontaktgebiete, aus Kontaktschiefern, im andern Falle, im Granitgebiete, aus Granit bestehen werden. Beide Ablagerungen entsprechen der präglazialen Schotterterrasse am Jeschkenfuße. Dieselben Verhältnisse traten im Gebiete der Iser wieder auf, beschotterte Flächen, die schon Kettner (12) beobachtete und dem Tertiär mit Vorbehalt zusprach. Es besteht kein Zweifel, daß sie mit unserer Terrasse indentisch ist. Da das Reichenauer Becken wenigstens teilweise miozänen Alters ist, sind im Kartenblatt Miozän und Pliozän vertreten.

Die diluvialen Schotterterrassen von Iser, Neißer und Kamnitz sollen im morphologischen Teile behandelt werden; hier sei nur erwähnt, daß ihre Schotter nur in den wenigsten Fällen erhalten sind.

B. Tektonik.

Die Tektonik des kristallinen Anteils schließt sich eng an den Osten an. Die im Gelände so auffallenden Quarzitzüge tauchen am Bradlo unter. Nur spärlich sind sie in Grund südlich Labau und beim Eisenbroder Bahnhofo sowie an anderen Orten wieder anzutreffen. Ihre Stellung ist an beiden Orten noch nicht vollständig geklärt.

Kleinere Längs- und Querstörungen sind nicht allzu selten; ihre Bedeutung ist rein lokal.

Größere Bedeutung hat die Längsstörung am Südfuße des Schwarzbrunnegebirges, die, wie später gezeigt werden soll, als südgerichtete Aufschiebung des Granites auf die Schiefer aufzufassen ist.

Längs des Kamnitzdurchbruches bei Tannwald vermutete Gränzer (7) eine Querstörung (die schon Milch in seiner Karte andeutet). Dem gegenüber konnte festgestellt werden, daß eine solche Störung nicht vorliegt und das Kamnitz-Durchbruchstal als rein konsequentes Tal zu deuten ist. Die näheren Gründe sind im letzten Abschnitt angeführt. Zu der Vermutung Gränzers (7), daß das Fehlen des Mäandrierens auf ein Bruchthal hindeutet, sei bemerkt, daß ein windungsreicher Flußlauf seine Entstehung den Härte-Unterschieden der zu durchbrechenden Gesteine verdankt (die Kamnitz im Mittellauf bei Eggental), daß aber bei ungefähr gleichbleibender *) (Granit-Kontaktschiefer), auch noch so großer Härte kein Mäandrieren statt hat.

*) Ein geringer Unterschied ist an der Granitgrenze jedoch bemerkbar durch die Ausbildung einer Flußbiegung.

Das Verhältnis der im Gebiete auftretenden Phyllite zu den im Süden lagernden wahrscheinlich devonischen Grauwacken, Diabasen, Kalken, Graphitschiefern usw. ist noch ungeklärt, doch dürfte, von kleineren tektonisch gelagerten Schollen (Grauwacken gegenüber der Spinnerei Liebig) abgesehen, die Auflagerung als transgressive aufzufassen sein. Das ganze südliche Gebiet aber als Rest einer größeren Bedeckung, die sich in diesem kristallinenachsialen Senkungsgebiete erhalten hat.

Im Granit-Gebiete sind Störungen in NW-Richtung recht häufig; gewöhnlich folgen Quarzgänge diesen Störungsspalten — Hornsteingänge.

Die beiden auffallendsten Hornsteingänge ziehen beiderseits des Proschwitzer Kammes; ihre Entstehung steht mit der Heraushebung dieses Kammes im ursächlichen Zusammenhange.

Der eine Hornsteingang streicht von Kote 421 Spinnfabrik im Brandler Tal ungefähr das Tal des Grenzbaches hinauf gegen Kote 598 des Gablonzer Schießhauses und stellt die östliche Fortsetzung des Hornsteinganges auf der Schanze bei Maffersdorf dar

Der zweite Gang schließt bei Reinowitz an den Harzdorfer Bruch an und endet ungefähr bei Kote 483 (alte Schwimmschule) in Grünwald, wo er sich in kleine Quarz- und Hämatittrümmer auflöst.

Ein dritter schon Cloos bekannter Quarz-Gang bei Morchenstern hat keine Bedeutung.

Das Tertiär ist im großen ganzen ungestört, doch kann man im Reichenauer Becken kleine Falten beobachten, die, so lange keine tieferen Aufschlüsse zu einer anderen Deutung zwingen, wohl als Rutschfalten am Beckenrande aufgefaßt werden müssen.

Die jüngste tektonische Geschichte läßt, wie im morphologischen Teile gezeigt werden soll, innerhalb unseres Kartenblattes zwei Hebungen um 280 bzw. 100 m erkennen, neben einem schwachen Nachsinken des Reichenberger Beckens und vielleicht des Reichenauer Beckens im Alt-Diluvium.

Petrographischer Teil.

Zwang im Osten das Fehlen von basischen Gesteinstypen zur Ableitung des Metamorphosenganges aus den Struktureigenschaften der Gesteine zu schließen, so ergibt sich jetzt die Mög-

lichkeit eine Kontrolle und Erweiterung der dort abgeleiteten Erkenntnisse durch das nicht allzu seltene Auftreten basischer Typen, deren Mineralbestand besonders die jüngeren tektonischen Ereignisse gut widerspiegeln.

Phyllite.

Gerade im vorliegenden Gebiete sind die Phyllite (Glimmerschiefer fehlen im Gegensatz zum Osten ganz) von Huyer (11) eingehend behandelt worden. Nur sei hier erwähnt, daß die in (22) erwähnten Phyllite mit gut entwickelten Kristallen von Albit bei Radl verbreitet sind. Sie sind vollständig identisch mit den „Albit-Phylliten“ G. Bergs; doch sei hier diese sehr bezeichnende Benennung nicht übernommen, da die Ausbildung idiomorpher Albite anscheinend nicht auf die Phyllite (wo sie allerdings am besten entwickelt sind) beschränkt ist, sondern in mannigfachen Gesteinen möglich ist, (in Glimmerschiefer, Gainschiefer, Gneisen, Erlanen, Hornblendeschiefern usw.), es sich also um eine mehr regionale Erscheinung handeln dürfte. Das Auftreten brauner Schiefer bei Tschischkowitz sei erwähnt.

Kalke.

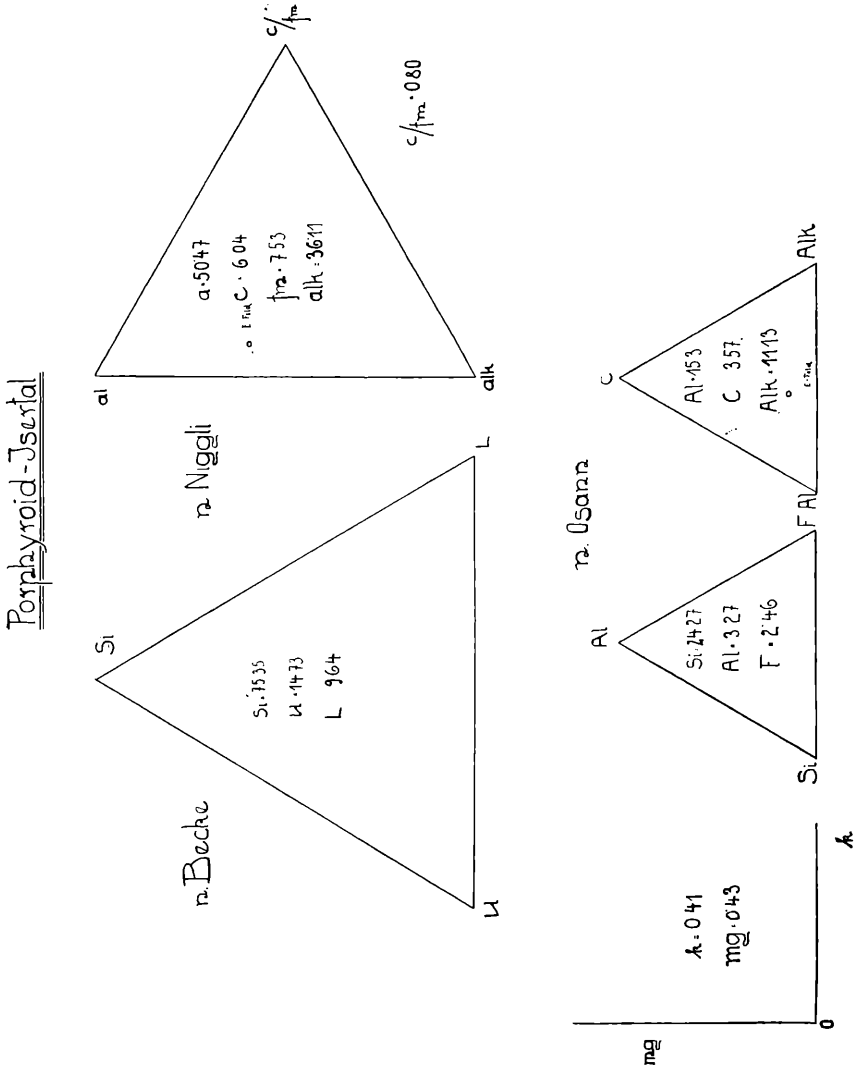
Die Kalkzüge des Isertales versinken nach Westen mit den Quarziten. Bei Reiditz, nördlich der letzten Quarzite des Bradlo, wurde Kalk gewonnen. Er entspricht petrographisch denen des Isertales vollständig. Der Verfasser hielt diesen Kalk für vorober-devonisch.

Porphyroide.

Dieses Gestein wurde in der (22) beschriebenen Art an zwei Punkten anstehend getroffen; beide Vorkommen (Konradsbaude auf der Buchsteinhöhe und Sonnenbergbaude am Kamme der Jiru-Kuppe) entsprechen der Fortsetzung des Farnbergzuges nach Westen. Von da an tauchen auch diese, ebenso wie die Iser-Tal-Kalke und Quarzite unter und sind weiter westlich erst im Jeschken wieder anzutreffen. Da die Möglichkeit vorliegt, daß es sich in den vorliegenden Gesteinen um Paragesteine handeln könnte, besonders um verwalzte Konglomeratgneise, wie sie weiter im Süden in letzter Zeit nicht selten gefunden wurden, sei die Durchbrechung nach Niggli und Becke der in (22) ge-

benen Analyse hier wiedergegeben; ebenso die Verrechnung nach Osann in Si-Al-F und M-C-Alk. (Siehe die Figuren.)

Daraus geht hervor, daß der Projektionspunkt in allen Fällen an den äußersten Rand des Eruptivfeldes fällt; immer



zeigen aber die benachbarten Gesteine höheren Si- und kleineren Al-Wert. Da die Verschiebung diese Werte im angegebenen Sinne durchaus im Bereiche der Möglichkeit liegt und in dynamometamorphen Vorgängen seine Ursache haben kann, sei an der

Orthogesteinnatur festgehalten, umso mehr als sich auch in den neuen Vorkommen Strukturen gefunden haben, die auf ein ursprüngliches Massengestein als Ausgangsgestein hindeuten. (Figur 1.)



Fig. 1.

Eine eigenartige Stellung nehmen die gabbroiden Massen innerhalb des kristallinen Rahmens des Iser-Riesengebirgsmassives ein. Waren bislang keine Tiefengesteine gabbroiden Charakters auf den Kartén zu finden, so treten sie bei genauerer Kartierung immer mehr hervor. 1929 konnte der Verfasser ein Flasergabbro (Olivingabbro) als häufiges Gerölle in der Elbe bei Spindelmühle nachweisen. 1931 veröffentlichte Gránzer zwei Aufschlüsse im Diallag-Peridotit bei Klitschnei und Loužnitz, bei Aufnahmearbeiten im heurigen Sommer 1933 wurde ich von Herrn Wunsch auf einen „Serpentin“ bei Račice aufmerksam gemacht; es werden sich im Laufe der Zeit noch weitere Vorkommen gewiß feststellen lassen. Die Intrusion scheint gangförmig zu sein; zumindest vom Vorkommen von Račice ist ein OW streichender Gang mit Sicherheit festzustellen. Obwohl es begrifflich gleichgültig ist, ob man hier von einem gangförmig auftretenden Tiefengestein oder von einem als Tiefengestein erstarrten Ganggestein spricht, so sei doch der ersteren Bezeichnung der Vorzug gegeben, zumal die Intrusionsform der Gabbros von Klitschnei und Loužnice nicht eindeutig zu erkennen sind und das Gestein eben doch als echtes Tiefengestein in Erscheinung tritt.

Nicht uninteressant sind in diesem Zusammenhang auch die Ausführungen A. Sengers im Firgenwald 1930, die zu mindest das Vorhandensein von Gabbro in der Umgebung von Leipa, sei es nun als Gerölle im Tuff oder als Tuffbrocken, aufzeigen,

Nachdem Gránzer in der erwähnten Arbeit 1931 die beiden Vorkommen von Klitschnei und Loužnitz eingehend beschrieben hat, seien hier nur einige ergänzende Bemerkungen angeführt.

Das Gestein von Loužnitz ist nicht ein einheitlicher Wherlit-Stock, sondern es tritt dieser nur in mehr oder weniger begrenzten Partien auf innerhalb eines echten Gabbros. Schon äußerlich sind im frischen Bruche die auffallend frischen Feldspatleisten zu erkennen. U. d. M. ergibt sich der Feldspat als relativ sauer (40° An), [(\pm) A. W. = 90 ; K. D. Z. 14—17] und schwach protoklastisch, die Leisten oft rosettenartig gruppiert. Olivin tritt stark zurück gegenüber dem Wherlit, der Diallag ist auch in Chlorit umgewandelt neben den von Gränzer erwähnten Umwandlungsprodukten. Magnetkies tritt gegenüber massenhaften Titaneisen (Leukoxen-Schicht) ganz in den Hintergrund; reichlich Apatit.

Der Diallag-Peridot hat die bei Gränzer angegebene Mineralführung. Das fragliche Mineral erwies sich als Hypersten. [A. E. $\perp c$; $\gamma - a = 0.015$ ausgemessene Schliff-Dicke, $\gamma = 17014$ aus Jodmethylenmessung]. Der Hypersten tritt in den gabbroiden Partien nicht auf.

Das Gestein von Klitschnei entspricht ganz der Beschreibung Gränzers, ebenso der Serpentin von Račice, der ganz den Wherliten Gränzers entspricht. Daß auch diese beiden Wherlite in Verbindung mit Gabbro vorkommen, zeigt ein beim Račitzer Steinbruch aufgesammlter Lesestein. Er enthält Gabbro im Kontakt mit einem Schiefer. Der Schiefer ist hart und dunkelgrün geworden und ist völlig durchsetzt von Äderchen von Gabbro. Die Gabbro-Feldspäte erscheinen oft wie Einsprenglinge in dem äußerst dichten Schiefergrundgewebe, doch merkt man deutlich, daß der „Einsprengling“ gewachsen ist unter beiseiteschieben der weicheren, mehr weniger tonigen Schiefermasse. Der Feldspat enthält 45% An (max. D. S. A. = 24 ; (+) $n >$ Canadab). Die früheren großen, stumpfen, kurz prismatischen Diallag-Einsprenglinge sind vollständig in Klinochlor (anomale Interf.), bald Feldspatleisten umschließend bald frei, umgesetzt. Titanit und Epidot treten untergeordnet als Augitzersetzungsprodukte auf. Sehr auffallend erscheint als Neubildung eine tiefviolett-weiß-schwach-bläuliche Hornblende auf. [$c \gamma = 18^{\circ}$; $\gamma - a$, gering; A. E. in S. E.; $a =$ weiß bis bläulich-grün $\beta =$ weiß bis gelblich, $\gamma =$ blau bis dunkelviolett.] Verwachsungen dieser Hornblende mit grüner wurden selten beobachtet. Die spärlichen Titaneisenblättchen treten neben scharf umgrenzten Magnetkies auffallend zurück. Hypersten fehlt.

Allen diesen angeführten Vorkommen ist der Metamorphosegang gemein sam. Sie erlitten nach der Intrusion eine Kontaktmetamorphose, die einerseits zur Serpentinisierung (Klitschnei), anderseits zur Ausbildung eines gewissen Kontakt-

gefüges (Spindlermühle) führte. Ihre Intrusion ist an den Schluß der variskischen Faltung zu setzen.

Mit anderen Gebieten verglichen wäre die nächste petrographische Ähnlichkeit zum Gabbro von Volpersdorf, auf den die Führung eines rhombischen Pyroxens hinweist. Auch in der Stellung zur variskischen Faltung ergeben sich Beziehungen zu den jüngeren schlesischen Gabbros; auf ein Fortschreiten der Intrusion von Osten nach Westen, wobei die jüngsten Glieder im Westen liegen, war dann zu schließen.

Auch die Art der Differentiation deutet eher auf Verwandtschaft zum Volpersdorfer als zum älteren schlesischen Gabbro.

Einen den vorgehend beschriebenen Gabbros ganz ähnlichen Metamorphosengang haben die Diabase der Umgebung von Eisenbrod erlitten. Nur wurden sie noch von der ausgehenden Faltung erreicht; ihre Intrusion erfolgte also früher. Ob die später durchbrechenden Gabbro als die Tiefengesteinsfacies der Diabase anzusprechen sind, ist mit Sicherheit nicht zu entscheiden; dagegen kommen sie als Tiefenherde für die permischen Melaphyre nicht in Betracht.

Am längsten bekannt ist der als Schottermaterial verwendete Diabas von der Kopainstraße. Als Hauptgemengteil tritt grüne und braune Hornblende auf, daneben Epidot, Feldspat, Titaneisen mit Leukoxenschicht und Apatit. Die Hornblende läßt $c \gamma = 19$ für die grüne, $c \gamma = 12$ für die blaue, erkennen. Die blaue, baroissitische Hornblende ist deutlich pleochroitisch:

α gelblich	2 V klein
β grünblau bis blau	Achsenebene // (010)
γ grün bis blaugrün	

Sie tritt stellenweise eigengestaltet auf, so daß Ansätze zu den von Ippen (1) beschriebenen „Norizit“ genannten Diabasen zu beobachten sind, weshalb das Gestein als norizitisch bezeichnet werden soll. Daneben tritt allerdings auch eine grüne Uralit-Hornblende auf in Pseudomorphose nach Augit.

Die Anordnung der Feldspäte läßt das ursprüngliche ophitische Gefüge noch deutlich erkennen; der Feldspat löscht nicht undulös aus, obwohl manche Leisten zerbrochen sind, wohl infolge Volumsänderung der Augite bei der Uralitisierung. Der Kern der Feldspäte hat 60% An, die Schale 15% An. Die Schale ist erfüllt von Epidot und Zoisit neben Rutil und Apatit, die mehr oder weniger gleichmäßig über Kern und Schale verteilt sind. Oft ist der Kern bis auf kleine Reste verschwunden.

Der Metamorphosengang ergibt sich als folgender: Nach der Intrusion erfolgte eine Verlagerung in den Bereich epizonaler Bedingungen ohne jede tektonische Durchbewegung, oder die In-

trusion erfolgte direkt in diesen Bereich. Die Bedingungen entsprechen der Abteilung IV der möglichen metamorphen Formen Angels (1). Zur Ausbildung eines typischen Prasinites ist es nicht gekommen.

Die folgenden Diabase entsprechen einer wesentlich höheren Unterstufe. Gleichfalls epizonalen Grades entspricht ihr Mineralbestand der II. bis III. Temperatursteigerung Angels. Wenn man nicht diaphoritische Vorgänge für diesen geringeren Metamorphosengrad annehmen will, wozu die im Gegensatz zu obigem Gesteine kräftige Durchbewegung immerhin Anhaltspunkte gäbe, muß man zu der Annahme greifen, daß der Metamorphosengrad innerhalb des Schiefermantels in geringem Maße schwankt.

Kettner (12) führt das Auftreten des Epidots in den Diabasen von Eisenbrod (die er für syntektonisch intrudiert hält) auf Epidotisation thermaler Art als letztes Glied der Diabasintrusion an, eine Annahme, die sich bei genauerer Untersuchung als unhaltbar erweist.

Es zeigt sich in allen Fällen ein deutlicher Zusammenhang im Auftreten der Gemengteile in dem Sinne, daß bei Zunahme von Epidot und Kalzit, Quarz, Serizit und Chlorit abnehmen, die Epidot-Neubildung also ohne Stoffzufuhr unter Reaktion innerhalb des Gesteines vor sich geht.

Ein Diabas aus dem Kamnitztal, halbwegs zwischen Nawarow und Kote 321 südlich davon, führt folgende Gemengteile: Hornblende, Chlorit, Quarz, Albit, Epidot, Kalzit und Titaneisen neben Magnetkies.

Die Hornblende, in Form feiner Nadeln streng parallel der Schieferung, ist grüne Hornblende ($c\gamma$ 18'; hellgrün, bläulichgrün). Albit und nur schwach undulöser Quarz sind teilweise sicher nach dem Verwalzungsprozeß, teilweise, wie an den seltenen mehr oder weniger eigengestaltlichen Albiten mit verstellter Helizitstruktur zu erkennen ist, teilweise vor der tektonischen Beanspruchung gebildet worden, der Albit somit als paratektonisch zu bezeichnen wäre.

Im Gegensatz dazu ist der Kalzit deutlich prätektonisch, alle Falten und Fältchen mitmachend. Eine spätere Zufuhr von Kalk scheint nach den bestehenden Beziehungen zwischen Kalzit und Epidot ausgeschlossen. Posttektonisch ist der Epidot, der kristallographisch gut begrenzt regellos das Gefüge durchsetzt.

Daraus ergibt sich folgender Metamorphosengang: Der Intrusion des Diabases folgt eine Umkristallisation in einer Tiefenstufe, die Kalzit, Serizit, Chlorit und Quarz entstehen ließ. Durch die darauffolgenden tektonischen Bewegungen, während denen

sich Albit neu bildete, erfolgte eine weitere Verlegung in eine tiefere Stufe, in welche dann, indem Kalzit und Chlorit usw. reagierten, Epidot gebildet wurde. Die Quarz- und Albit-Neubildung überdauerte den tektonischen Prozeß.

Außer dieser, wohl als devonisch zu betrachtenden Diabase (mit einer in der Epizone erlittenen nicht allzu kräftigen Faltung bzw. einfachen untektonischen Umwandlung unter Bedingungen der ersten Tiefenstufe) tritt ein Gestein basischer Natur auf, das völlig anderen Umbildungsbedingungen entspricht — der Aktinolithfels Milch's (13), Gränzers (8) Nephrit. Da eingehende Beschreibungen von Milch (13) und in letzter Zeit in ausgezeichneter Weise von Gränzer (8) vorliegen, kann hier die nähere Beschreibung übergangen werden. Nur einige Einzelheiten seien hervorgehoben. Andalusit und Cordierit konnte auch der Verfasser in keinem Schlicke auffinden, dagegen kam eine blau-farblos pleochroitische Hornblende mit den optischen Eigenschaften der barroissitischen vom Kopainer Diabas öfters in kurzen Säulchen zur Beobachtung.

Was die Genese des Gesteines anbetrifft, kann der Verfasser mit der Erklärung als Kontaktprodukt nicht übereinstimmen. Wie schon Huyer (11) betont, findet sich der Aktinolithfels nicht nur im Kontakthofe, sondern auch weit außerhalb, ja im Süden des Schwarzbrunnkammes, wo der Kontakt ein tektonischer ist, in größter Fülle zusammen mit unverändertem Gestein. Die chemische Analyse des Gesteins weist eindeutig auf ein basisches Eruptivgestein als Ausgangsprodukt hin. Es besteht nach dem Gange der Metamorphose dieses und ähnlicher Gesteine des südlichen Riesengebirges (Kaltenberg, Blaugrund, Plechkamm usw.) kein Zweifel, daß ihre Umwandlung zum kristallinen Schiefer unter erheblich anderen Bedingungen erfolgt ist, als jene der Diabase von Eisenbrod. Der Verfasser möchte das Alter dieser Aktinolithfelse, Hornblendeschiefer, Hornblendite usw. als voroberdevonisch ansetzen und ihre Bildung zum kristallinen Schiefer einer voroberdevonischen Faltung zuordnen.

Die chemische Analyse ergab folgende Werte:

	Gew.-%	Molekul. %	Molekularzahlen- proportionen
SiO ₂	49.4	56.33	0.82 (820)
TiO ₂	Spur	—	—
Al ₂ O ₃	17.2	11.69	0.17 (170)
FeO } Fe ₂ O ₃ }	15.02 als FeO	6.41	0.094 (94)
CaO	10.60	13.06	0.19 (190)

	Gew.-%	Molekul. %	Molekularzahlen- proportionen
MgO	6.06	10.31	0.15 (150)
K ₂ O	0.38	0.27	0.004 (4)
Na ₂ O	1.62	1.78	0.026 (26)
H ₂ O	0.28	—	—
	<hr/> 100.56	<hr/> 100	<hr/> 1.454

Niggli

al = 23.3	si = 112
fm = 46.4	k = 0.13
c = 26.1	mg = 0.44
alk = 4.2	c/fm = 0.56
<hr/> 100	

Im Nigglichten Tetraeder in Gabbro-, Theralithnähen. Im k-m Diagram ebenfalls in Gabbro-nähe.

Vom Nephrit unterscheidet unser Gestein vor allem der niedrigere Si O₂-Gehalt und der unvergleichlich höhere Tonerde-Wert, neben dem gleichfalls viel zu hohen Eisenwert zu kleinem Magnesiawert und dem Auftreten von Alkalien. Vergleichsweise sei eine Nephrit-Analyse von Jordansmühl in Schlesien angeführt (aus Rosenbusch):

	Jordansmühle	Aktinolithfels	Amphibolit (Schottland)
SiO ₂	59.21	49.4	49.78
TiO ₂	/	Spur	2.22
Al ₂ O ₃	1.16	17.2	13.13
FeO	2.40	15.02 Fe ₂ O ₃	4.35 Fe ₂ O ₃ 11.17 FeO
MgO	20.81	6.06	5.40
CaO	14.08	10.60	8.92
Na ₂ O	/	1.62	2.39
K ₂ O	/	0.38	1.05
H ₂ O	1.81	0.28	1.14
	<hr/> 99.47	<hr/> 100.56	<hr/> 100.46

Demnach wäre das Gestein wohl richtiger zu den Amphiboliten zu zählen mit denen es weitgehend übereinstimmt, als zum Nephrit; obwohl die Bezeichnung Aktinolith-Fels durchaus treffend ist und beibehalten werden sollte.

K o n t a k t m e t a m o r p h o s e .

Im Norden grenzt an das behandelte Gebiet der Granit des Isergebirges. Die Grenze betritt bei Radl unser Gebiet, zieht über den Kanterberg, Hradschin-Schuppstein, dann entlang des

Südfußes des Schwarzbrunnkammes ins Kamnitzthal, überquert die Kamnitz bei Tannwald und zieht in flacher Lagerung, allen Geländeausbiegungen nachgehend, gegen Przychowitz und weiter ostwärts gegen Wurzelsdorf im Isertale.

Nicht in der ganzen Länge ist der Granitkontakt ein normaler. Von den ersten Häusern von Labau (am Beginn des Kruscheweges) ist der Kontakt, längs des ganzen Südhanges des Schwarzbrunn bis ungefähr zur Kirche von Unter-Hammer, tektonisch; es grenzen unveränderte Phyllite direkt an den Granit. Schon bei Schumburg wird der Kontakthof sehr schmal (30—40 Schritte), wobei der innerste Hof fehlt und Fleckschiefer typischer Ausbildung die Grenze gegen den Granit bildet. Gegen Osten wird der Kontakthof immer schmaler, bis er an der oben angegebenen Stelle ganz verschwindet. Gegen Westen tritt bald auch die innere Hornfelszone auf, so daß der Kontakthof nach ungefähr 3 km seine normale Breite erreicht hat (Marschowitz Berg). Bei Unterhammer beginnt der Kontakthof wieder mit seinen äußersten Teilen (Fleckschiefer-Zone), um nach 1 km bei Tannwald seine volle Breite zu erreichen. Bisher wurde die Granitgrenze von Hammer senkrecht gegen den Kamnitzlauf gegen die Kirche von Großhammer gezogen und demgemäß die Strecke von dort nach Norden bis Tannwald als tektonische Störung aufgefaßt. Beobachtungen bei Brunnengrabungen und Begehung des ganzen aufgeschlossenen Kamnitzbettes ließen es außer Zweifel, daß hier keine Störung vorliegt. Die Granitgrenze biegt von Unter-Hammer am halben Hange der Theresienhöhe direkt gegen Světla um, wo im Kamnitzknie der Kontakt gut aufgeschlossen ist. Die Ursache zur Annahme, der Granit erreiche schon bei Groß-Hammer die Kamnitz, liegt in dem Auftreten einer mächtig entwickelten Granitschutthalde am Südosthange des Muchovs. Ähnliche Granithalden, auf Schiefer liegend, treten auch bei Labau usw. auf. Im allgemeinen fällt der Schiefermantel überall vom Granit ab, im Westen steiler, im Osten und bei Wurzelsdorf sehr flach.

Der Kontakt ist im allgemeinen konkordant, doch sei hier bemerkt, daß es sich nur um ein zufälliges Parallellaufen der Phyllite mit der Granitgrenze handelt, im übrigen südlichen Riesengebirgskontakt stoßen die Phyllite spitzwinkelig an die Granitgrenze, der Kontakt ist dort ein ausgesprochen diskordanter.

Einige kurze Worte seien zu der Frage Granit-Granitit gesagt. Sie wurde von Gränzer (7) dahin erklärt, daß Granit und Granitit einer Intrusion angehören, der Granit also nur eine Randfazies des Granitites im Süden bildet (auch südlich von

Reichenberg wurde neuerdings von B. Müller (16) die granitische, zweiglimmerige Fazies im Untergrunde des Tertiärbeckens gefunden). Mit dem Gneis hat dieses Gestein nicht das mindeste zu tun.

Eine scharfe Grenze zwischen Granit und Granitit besteht nicht. Wenn man sich der Granit-Granititgrenze nähert, verschwindet jede auch nur angedeutete porphyrische Struktur, die Orthoklase verlieren ihre rote Farbe, werden weiß, und die sonst gleichmäßig im Gestein verteilten Biotite ballen sich zu Häufchen; im selben Stadium tritt der Muskovit in Form feiner Schüppchen auf.

Auf einen recht auffallenden Gegensatz zwischen Iser- und Riesengebirgsgranit sei hier hingewiesen: während im Riesengebirge der gleichkörnige Granit die mehr zentral gelegenen Teile des Riesengebirges (Kammgranit) aufbaut, während der porphyrische die Randpartien bildet, liegt die Hauptmasse des porphyrischen Granites im Isergebirge zentral, während gleichkörniger Granit bzw. Granitit die Randfazies darstellt.

K o n t a k t m e t a m o r p h e P h y l l i t e .

Die Veränderungen, die der Phyllit erfahren hat, wurden ausführlich in (22) behandelt; erwähnt sei nur die auch dort beobachtete ungemein starke Zersetzung der Kordierite im vollkommen frischen Gestein, bzw. die auffallende Frische der Kordierite in Lesestein, die durch und durch verwittert sind; wahrscheinlich handelt es sich bei der Kordieritzersetzung weniger um eine Zersetzung unter dem Einflusse der Atmosphärien als um eine Art hydrothermalen Kontaktmetamorphose, wie sie von Niggli (17, S. 297) beschrieben wurde. Weiters sei ein Kordierit-Knotenschiefer von Gutbrunn erwähnt, der erkennen läßt, daß die Kordieritbildung nicht immer unter Umschließung der in der Nähe liegenden Gemengteile vorsichgehen muß, sondern daß auch ein zur Seite schieben dieser Hindernisse statthaben kann, was dann auf eine nicht unbedeutende Kristallisationskraft des Kordierits hindeutet. Der Kordierit ist gelb-weiß pleochroitisch. Außerdem führt das Gestein schokoladebraunen Kontaktbiotit, verwachsen mit Muskovit und Muskovit in großen Blättern. Daneben erscheint Quarz und Oligoklas als wasserklare Körner. Turmalin (grün-blau pleochroitisch) ist nicht selten. Die Biotit-Muskovitbildung ist der Kordieritbildung nachgefolgt. Die Kontaktglimmer liegen streng parallel der Schieferung (Abbildungskristallisation), nur auf der Innenseite der Faltschenkel liegen sie wirr durcheinander.

Kontaktmetamorphe Quarzite

Nur der Zug des Haidstein-Quarzites tritt unmittelbar in den Kontakthof. Seine Veränderungen wurden schon (22) eingehend beschrieben.

Kalke treten nirgends in den Kontakthof.

Kontaktmetamorphe Orthogesteine.

Die Porphyroide bei der Konradbaude sind schwach kontaktmetamorph. Die Veränderungen entsprechen ganz denen in (22) beschriebenen.

An aus Massengesteinen hervorgegangenen Grünschiefern ist innerhalb des Gebietes nirgends kontaktmetamorphe Veränderung zu beobachten. Daß die Aktinolithfelse nicht als Kontaktprodukte aufzufassen sind, wurde schon oben erwähnt. Eine Veränderung ihrer Struktur und ihres Mineralbestandes haben sie dort, wo sie im Kontakthofe auftreten, nicht erfahren. Eine Erscheinung sei hier in diesem Zusammenhange erwähnt. In allen Gesteinen, die auch nur untergeordnet Hornblende führen, tritt spärlich eine blaue Hornblende auf, die ganz die Eigenschaften des von Pelikan (19) beschriebenen Pseudoglaukophans hat, so daß man versucht ist, an eine, eine gewisse Entfernung vom Granit (außerhalb des unmittelbaren Kontakthofes) auftretende Zone zu denken, die durch Na_2O -Einlagerung in die Hornblende gekennzeichnet ist. Allerdings kann auch eine Einwirkung des älteren Orthogneises in dem angegebenen Sinne als durchaus möglich angesehen werden. Eine Stütze das Auftreten dieser alkalireichen Hornblende als Kontaktbildungen anzusehen (die Kontakthornblenden des unmittelbarsten Kontaktes haben α braun), wäre in der starken Hydratisierung der Wherlithe und Gabbros des Schiefermantels gegeben, die von Niggli (17, S. 317) als apomagenitische Metamorphose unter Stoffzufuhr angesehen werden und in eine Reihe gestellt werden mit Alkalizufuhr bzw. Umtausch. Es wären dann diese beiden Erscheinungen als Kontaktbildungen aufgefaßt, den 3 in (22) angeführten Kontaktzonen zwei weitere hinzuzufügen, die sich allerdings gegenseitig weit überdecken würden.

Endogene Kontaktmetamorphose ist außer in der Form der schon in (22) angeführten geringfügigen Veränderungen nirgends zu beobachten. Aufschmelzungen größeren Stiles fehlen vollständig, dagegen scheinen sich solche kleineren Maßstabes oft abgespielt zu haben. Kleinere Schiefer einschlüsse werden vollständig aufgelöst, wie unten gezeigt werden soll.

Schiefereinschlüsse.

Am Hauptberge bei Morchenstern liegen auf den Feldern große Blöcke, die auf Werksteine verarbeitet werden. Manche dieser Blöcke enthalten neben den in allen Blöcken vorkommenden turmalinführenden dunklen Schlieren, vereinzelt Schiefereinschlüsse. Sie sind im Mittel handgroß, flach und mit deutlicher Schieferstruktur. An den Enden der Stücke blättern die Schieferlagen auf, werden verschwommen, um sich schließlich ganz im Granit zu verlieren. Man wird wohl nicht fehlgehen mit der Annahme, daß es sich an den Rändern um Aufschmelzung kleiner Partien handelt.

U. d. M. tritt die Lagenstruktur sofort als Parallelanordnung der Biotite hervor, die, wo die Biotitanhäufung stärker wird,

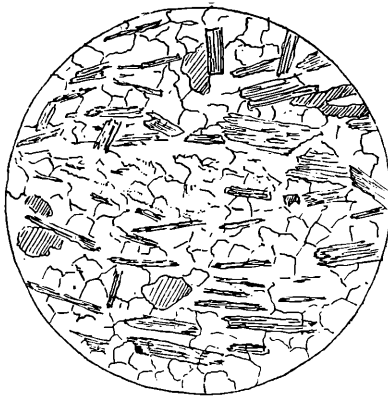


Fig. 2.

erheblich gestört ist durch die reichliche Ausbildung von Querglimmern. Oft treten mehr oder weniger große Flächen auf, die erfüllt sind von einem Sande von Rutilkörnern, Muskowitschüppchen, Biotit-Eierchen, Hornblende-Nadeln und Apatit. Unterlegt ist diesem alten Strukturelement ein davon unabhängiges Mosaik von Körnern, dessen Struktur durchaus als panidiomorph-körnig bezeichnet werden kann. (Figur 2.) Die Umrandung des Einschlusses besteht aus trübem Orthoklas (mit zahllosen Albitschnüren), erfüllt von Apatitnadelchen, außerdem tritt Plagioklas (28% An) und Quarz auf.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Myrmekit in dieser Grenzzone normaler Granit-Schiefereinschluß. Der Myrmekit-Feldspat ist saurer als der normale Myrmekit in Kontaktgesteinen (an Einschlüssen im Rapakiwi-Granit) beschreibt Seder-

holm (20) und Reinhardt (1906) (20). Reinhardt erwähnt: „Eine Erscheinung muß ins Auge gefaßt werden: daß die myrmekitischen Verwachsungen in den Kontaktzonen des Eruptivgesteines mit dem Schiefermantel sich anreichern.“ Sederholm kommt zu dem Schlusse, daß der Myrmekit ein Produkt der Kontaktmetamorphose vorstellt: „Becke, Reinhardt, Gutzwiller and myself have also assumed that the formation of myrmekit may be due to contact metamorphism.“ Das Körnerwerk des oben erwähnten Grundmosaiks besteht aus wasserhellem Plagioklas (30 % An) und untergeordnet Quarz; in manchen Schlifften fehlt letzterer ganz. Zirkon, Turmalin und Andalusit sind untergeordnet.

Der zweite Schiefereinschluß wurde oberhalb Johannisberg, eingeschlossen in einem Granitblocke, gefunden. Im Handstück war deutliche Lagenstruktur zu erkennen, die an der Schiefernatur des Einschlusses nicht zweifeln läßt.

U. d. M. tritt die Schiefrigkeit deutlich hervor. Hornblende-Lagen wechseln mit Feldspat-Lagen, die oft neben saurem Plagioklas noch sekundären Muskovit, spärlich Korund und rote Rutilkörner enthalten. Die ursprüngliche Hornblende ist grünblau pleochroitisch mit zahlreichen pleochroitischen Höfen und Doppelhöfen. Diese grüne Hornblende ist fast vollständig verdrängt durch eine braune Kontakthornblende [$\alpha = \text{braun}$, $\beta = \gamma = \text{lichtgelb}$, $c \gamma = 20^\circ \perp \beta$], die teils selbständig, teils fleckenweise in der grünen auftritt, diese oft bis auf spärliche Reste verdrängend. Oft sind die Hornblenden von den feldspatigen Lagen siebartig durchwachsen, so daß Strukturen ähnlich der poikilitischen, entstehen.

Dieser Einschluß entspricht vollkommen den hochkontaktmetamorphen Grünschiefern aus dem südlichen Riesengebirge.

Ganggesteine im Granitgebiete.

Im Kamnitzbett ist unter der Brücke beim Elektrizitätswerke Swarow ein feinkörniger granitischer Gang im Schiefer durch den Fluß angeschnitten. Das Gestein ist im Handstück weiß bis rötlich, ohne jeden dunklen Gemengteil. U. d. M. erweist es sich als im wesentlichen aus Quarz, Muskovit und trübem Orthoklas bestehend; Plagioklas (24 % An) ist sehr untergeordnet. Das Gefüge ist panidiomorph-körnig; der Quarz nicht in der Form der Aplitquarze, sondern als letzte Zwickelfüllung; Muskovit in großen Blättern sehr reichlich; Granat ist selten und in Form von Körnern.

Da der Plagioklas gegenüber dem Orthoklas sich nach einer Rosiwalschen Messung wie 1 : 9 verhält, nähert sich das Gestein

den Alaskitapliten. Vergleichbar ist es am ehesten den „Gesteinen durbachtischer Tendenz“ Milchs (14). Da Milch das Auftreten saurer und basischer Typen im Rahmen seiner Durbacht-Tendenz vorsieht, steht auch der hohe SiO₂-Gehalt unserer Gesteine einer dahingehenden Einreihung nicht im Wege.

Aplit- und Quarzgänge.

Eine vielfach zu beobachtende Erscheinung innerhalb des Granitgebietes ist das Auftreten zahlreicher Quarzgänge. Ein Teil der Quarzgänge ist rein eruptiver Natur. Sie treten fast immer in Verbindung mit Apliten oder Pegmatiten auf und zeigen folgenden Aufbau: Auf ein aplitisches Salband folgt nach innen eine quarzreiche Zone, in die große vorzüglich ausgebildete Orthoklase vom Salbande her hereinreichen. Dann folgt eine pegmatische Zone; die Mitte des Ganges ist reiner Quarz. Im Streichen gehen solche Gänge oft in reine Quarzgänge über. Ein solcher Quarzgang ist im alten Steinbruch am Weberberge an der linken Steinbruchwand sehr gut aufgeschlossen.

Während diese Gänge mit einer späteren Bruchtektonik nichts zu tun haben, obwohl sie auch meist NW verlaufen, sind die zweite Art von Quarzgängen, wie sie schon B. Müller (16) beiderseits des Reichenberger Kessels und des Proschwitzer Kammes beschrieben hat, tektonischer Natur.

Es kommen zwei Hornsteingänge dieser Art in Betracht als Fortsetzungen der schon erwähnten des Reichenberger Kessels.

Der eine ist knapp unter der Reinowitzer Kirche an der Straße nach Luxdorf, ein zweites Mal bei Kote 483, Schwimmschule, östlich davon; da zersplittert er sich in mehrere kleine, häufig hämatitführende Gängchen, um schließlich ganz zu verschwinden.

Der zweite streicht von Kote 405 der Brandler Schlucht den Grenzbach hinauf zum Schießhaus und weiter zur Nickelkoppe. Melaphyrgänge stehen mit diesen zwei Gängen nicht in Verbindung, wie dies in Maffersdorf usw. beobachtet werden konnte.

In diesem Zusammenhange sei auch auf das Auftreten von Turmalin-Quarzgängen bei Seidenschwanz hingewiesen, die rein eruptiver Natur sind nach Art der erst erwähnten, aber mit endogem Kontakt nichts zu tun haben.

Als Ganggestein des Granites ist außerdem noch zu erwähnen ein Granitprophyron von Morchenstern. Das Gestein ist unter der Finkenkoppe in einem alten Steinbruche gut aufgeschlossen, ein zweites Mal in der Sandgrube an der Bahnstrecke.

Angewittert ist das Gestein grau-braun mit schwarzen Nadeln; frisch ist es hell rötlich mit oft ausgezeichnete schriftgranitische Struktur.

U. d. M. erweist sich auch der Feldspat als porphyrischer Einsprengling neben der vollständig zersetzten Hornblende. Quarz ist nie porphyrisch entwickelt. Die langen Hornblendenadeln sind in optisch anomalen Chlorit umgestanden, teilweise unter Erhaltung der äußeren Form, teilweise vollständig aufgelöst in ein Haufwerk von Chloritblättern, zwischen denen versteckt Zoisite liegen und vereinzelt Rutilkörner; auch Titanit ist spärlich beteiligt.

Die Feldspäte (25 % An K. D. Z.) sind kristallographisch scharf umrissen und von einer Unzahl feinsten Pünktchen erfüllt. Orthoklas scheint ganz zu fehlen. Die Grundmasse ist teilweise granophyrisch, teilweise mikrogranitisch. Biotit in der Grundmasse ist nicht selten neben unregelmäßig begrenzten Quarzkörnern, die in ihrer Größe zwischen der Größe der Feldspateinsprenglinge und der Grundmassekörner liegen. Am ehesten sind diese Quarzkörner Reste resorbierter Porphy Quarze. Die Grundmasse ist sehr quarzreich.

J ü n g e r e E r u p t i v a .

Außer Melaphyr (23) treten nur tertiäre Basalte im Gebiete auf. Der Basalt des Buchberges bei Klein-Iser erfuh durch Helene Braun (4) eine eingehende Besprechung.

Ein Vorkommen von Feldspatbasalt bei Neudorf beschrieb Gränzer (10). Das Gestein besteht im wesentlichen aus Augit und Feldspat; daneben spärlich Apatit, häufig Magnetit und spärlich eine braune zwickelfüllende Glasbasis und zierlichen Skeletten.

Die Grundmasse ist fluidal, die seltenen Hohlräume sind mit Zeolithen erfüllt. Der Olivin ist stark korrodiert; der Augit hat äußerst feinen Schalenbau und Sanduhrformen; γ 46'

Nephelin Basalt vom Georgenthaler Buchberge beschrieb ebenfalls Gränzer (10).

Der Nephelin-Basalt aus dem Blanerwald führt in einer im wesentlichen aus Augit und xenomorphem Nephelin bestehenden Grundmasse Einsprenglinge von kräftig zonaren Augit und stark korrodierten Olivin. Nebengesteinseinschlüsse bis herab zu mikroskopischer Größe sind nicht selten. Magnetit ist reichlich.

Weiters sei erwähnt der Limburgit von Reichenau. Gränzers Beschreibung (10) sei nur dahin ergänzt, daß der Verfasser in seinen Schliften recht viel xenomorphen Nephelin fand.

Proben vom Basalt bei Radl waren nicht zu erhalten.

Die jüngeren Ablagerungen.

Miozän.

Als miozän ist nur das Reichenauer Becken anzusprechen. Seine Beziehung zum Tertiärbecken von Reichenberg bzw. Ketten-Zittau ist von Müller (15) klargestellt worden. Nach Westen dürfte das Becken bis in die ersten Häuser von Puletschnei, nach N. bis gegen den neuen Friedhof gereicht haben, während gegen den Süden im Blanerwald schon die Ufer zu erwarten sind. Die Schichtfolge im einzigen jetzt aufgeschlossenen Teile in der Reichenauer Ziegelei deutet, wie schon B. Müller (15) erwähnt, auf eine unmittelbare Ufernähe. Nicht unerwähnt sei eine Tuffschicht innerhalb der blaugrauen, zahlreiche Sandnester führenden Tone, die auf eine vulkanische Tätigkeit in der Umgebung hinweist. Das Verhältnis der Basalte der Umgebung zum eigentlichen Becken ist unklar bei den spärlichen Aufschlüssen an Kontaktstellen, doch hat der von der Straße gegen den Bahnhof streichende Basalt Tone kontaktmetamorph verändert. An Fossilresten fanden sich Holzstücke.

Pliozän.

Als pliozän werden die Ablagerungen vorläufig zusammengefaßt, welche im wesentlichen aus aufgearbeiteten miozänen Tonen und großen Geröllblöcken bestehen, wie in der Radler Ziegelei und an der Abzweigung der Straße Seidenschwanz-Reichenau bei Seidenschwanz. Ihr voreiszeitliches Alter wurde von B. Müller erkannt.

Morphologie und Entwicklung der Landschaft im Jung-Tertiär und Diluvium.

Im Folgenden sei kurz die Morphologie des Gebietes gestreift. Wie Ouvrier für das Riesengebirge eine Anzahl Verbnungsflächen feststellen konnte, sind auch in dem in Frage stehenden Gebiete Ebenheiten größeren oder kleineren Maßstabes ein für Landschaft kennzeichnender Faktor. Im folgenden sollen die in verschiedenen Höhenlagen auftretenden Ebenheiten einzeln besprochen und am Schluß, genetisch ausgewertet, zusammengefaßt werden.

Von einer morphologischen Analyse eines Flußlaufes wurde Abstand genommen, da es den Rahmen der Arbeit überschreiten würde; soweit die Arbeiten des Verfassers in Bezug der morphologischen Verhältnisse des südlichen Isergebirges einen Überblick gestatten, ergab die Analyse des Isertales und anderer eine mit der von Ouvrier beschriebenen Aupatalentwicklung übereinstimmende Entwicklung.

Im folgenden seien die einzelnen Niveaus beschrieben, wobei bemerkt sei, daß außer der gleichen Höhenlage der Verebnung vor allem darauf geachtet wurde, daß die Hangentwicklung von der Ebenheit nach oben und unten eine übereinstimmende sei; dann allerdings wurden die so übereinstimmenden Flächenreste als genetisch gleich aufgefaßt.

Die angegebenen Koten entsprechen nur in einzelnen Fällen der Höhe der Ebenheit, da als Vermessungspunkte gewöhnlich hervorragende hoch- oder selten tiefliegende Punkte herangezogen werden.

Die beigegebene morphologische Übersichtskarte ist im Maßstab 1 : 25.000 gezeichnet und entspricht der Sektionskopie 3654/4. Sie mag als Ergänzung zum folgenden gelten.

Die 450 m Fläche (diluvial, Hochterrasse).

Diese Ebenheit ist nicht bis zum Stadium einer Rumpffläche ausgebildet worden, sondern hat als Hochterrasse den Abschluß ihrer Entwicklung erfahren. Sie tritt deshalb mehr im Bereiche der heutigen Flußtäler auf. Im Maffersdorfertal wurde sie schon von Müller beobachtet (16); Verfasser setzt diese Ebenheit der Hochterrasse gleich, trotzdem sie oft keine Schotter führt, da sich fast lückenlos dieselbe Ebenheit im Gelände durchgehend beobachten läßt.

Im Kamnitztal ist sie als Talsaum sehr kräftig entwickelt, sie läßt sich flußaufwärts bis zu jenem Punkte verfolgen, an dem die weiter unten zu besprechende 530-m-Fläche an das noch höher liegende „Gebirge“ anstößt. Schwächer ist die Hochterrasse im Mohelka-Tale entwickelt; doch auch hier ist sie deutlich in 425 m am Talgehänge zu erkennen.

Überraschende Übereinstimmung liefert das Isertal.

Kettner (12) schied eine Hochterrasse in 414 m von einer Nieder-Terrasse. Sie ist an der „Vedvirka 414“ beschottert.

Weiter im Süden nimmt dann die Hochterrasse neben der pliozänen Fläche immer größere Räume ein.

Die 530 m - Fläche (pliozän).

Sie schwankt in ihrer Höhenlage zwischen 510 m und 540 m. Im allgemeinen umstreicht sie gegen NO. den Schwarzbrennkamm und seine engere Umgebung, ohne in das Gebiet einzudringen.

Sie wird im Norden von höheren, älteren Flächen (600 bis 870) abgelöst, im Süden von jüngeren, tieferen (450 m) fast voll-

ständig verdrängt. Im Westen greifen zweimal jüngere Verbnungen bzw. Schotterterrassen (Hochterrasse) in die 530 m-Fläche buchtartig ein: das Harzdorfer und das Luxdorfer Tal. Im Osten dringt das alte Kamnitztal weit nach Norden vor. Im Süden hat das junge Isertal die alte Fläche weitgehend beseitigt.

Für das Alter der Fläche sind die Ablagerungen bei der Radler Ziegelei maßgebend. B. Müller erkannte dort umgeschwemmtes Miozän in Verbindung mit riesigen Granitblöcken. Das Alter ist demnach postmiozän und präglazial, wie B. Müller bei Machendorf nachweisen konnte (15). Das Auftreten von umgeschwemmten Miozän mit großen Rollblöcken auf Kote 534 m bis 538 m nördlich von Reichenau, auf die mich Herr Direktor B. Müller freundlichst aufmerksam machte, bestätigt die Annahme, daß die Flächen gleicher Höhenlage (540 m) genetisch zusammengehören.

Wie schon Kettner (12) beobachtete, trägt Kote 544 bei Spalov an der Iser Schotter, die älter sind als die Iser-Hochterrasse (414 m).

Dieser Punkt läßt die ehemalige weite Verbreitung der 530 m-Fläche erkennen.

Die 620 m - Fläche (posteruptiv).

Diese Fläche, die sich über dem Saskal hinüber (Kanterberg-Riesenfaß) mit den Ebenheiten derselben Höhe im Jeschken und darüber hinaus mit der aufgebogenen posteruptiven Verbnung im Jeschkenvorlande verbinden läßt, bildet die erste Stufe des präglazialen Hochgebietes und umschlingt von einigen vorgeschobenen Riegeln (Kaiserstein, Proschwitzer Kamm) abgesehen, den Schwarzbrunnkamm. Ihr posteruptives Alter hat Vortisch (21) bewiesen.

Da Kaiserstein und Proschwitzer Kamm schon diese Verbnungsfläche tragen, fällt die Heraushebung dieser beiden Kämmе vor die Zeit der Ausbildung der posteruptiven Verbnung.

Die Möglichkeit, daß die 430 m — 530—620 m-Fläche einer Ebenheit angehören, die gegen das Gebirge zu aufgewölbt wurde, kann nicht in Diskussion gestellt werden, da die drei Niveaus häufig im Norden und Süden übereinander an einem Hange (Proschwitzer Kamm, Spalov) zu beobachten sind.

Übergänge von einem Niveau zum anderen können vorgetäuscht werden durch das Auftreten von Flankenlehm (Groß-Hammer) und durch Schutthalden.

Die 720 m - Fläche.

Die 720 m-Fläche umschließt eng den Schwarzbrunnkamm. Außerhalb des Aufnahmegebietes tritt sie in derselben Höhenlage wie hier im Jeschkenzuge und im südlichen Riesengebirge auf. Ihre Ausscheidung als selbständiges Niveau ist zweifelhaft, zumal da sich oft, auch in den erwähnten Nachbargebieten, Übergänge von 620 m in 720 m in Form zahlreicher Zwischenstufen finden lassen; so Dalleschitzer Berg 689 m, Schumburg 665, Zbytky 680 m, Neurode 670 m, Wagner 646 m, Marschowitz 648 m usw. Das Auftreten dieser örtlich deutlich entwickelten Ebenheiten der angegebenen Höhenlage, die untereinander nicht zu parallelisieren sind und ineinander örtlich übergehen, dürfte die einfachste Erklärung darin finden, daß weder das Niveau 620 m noch das 720 m als selbständig anzusprechen sind, sondern mit den dazwischen liegenden örtlich entwickelten Flächen als Teile eines nicht vollständig eingebneten Reliefs zwischen 620 m und 720 m anzusehen sind.

Bedeutend besser ist wieder das nächste Niveau von 820 Meter entwickelt.

Die 820 m - Fläche (posteruptiv).

Sie ist in unserem Kartenblatte nur spärlich als höchstes Niveau am Schwarzbrunn entwickelt und nimmt erst weiter im Norden und Osten größere Areale an. Bezüglich des Alters sei auf die Angaben Vortischs (21) und Gallwitz (6) hingewiesen.

Zusammenfassend ergibt sich wieder das unumschränkte Herrschen der morphologischen Großformen über die petrographischen oder geologischen Unterschiede. Weder der Unterschied zwischen Granit und Granitit noch der Kontakt zwischen dem Granit und den angrenzenden Kontaktschiefern tritt auch nur irgend scharf morphologisch hervor. Die Granit-Schiefergrenze, die so oft als „Kontaktkamm“ beschrieben wird, ist auch nicht an einem Punkte im Gelände als Stufe o. ä. kenntlich.

Umso merkwürdiger erscheint es, daß gerade hier solche Ansichten auftauchen konnten.

1930 erschien im Firgenwald eine Arbeit von J. Böhm „Formenschatz des Isergebirges“. Da gerade das in dieser Arbeit behandelte Gebiet oft zitiert wird, sei etwas näher auf jene Punkte eingegangen, die einer Berichtigung bedürfen, da es nicht angängig erscheint, daß offensichtliche Irrtümer in die allgemeine Literatur übergehen.

S. 7 wird erwähnt, daß Quarzgänge zu den Seltenheiten gehören; hiezu sei bemerkt, daß sie zwar im Isergebirge seltener

sind als im Riesengebirge, aber sie sind noch häufig genug, um nicht zur Seltenheit zu werden.

S. 3. Die Basalte treten fast alle als Gänge auf im Gegensatz zur Angabe Böhm's, wonach es Schlote sein sollen.

Unglaublich aber ist der Irrtum S. 48: „Der Anteil des Kontaktschiefers stellt einen einzigen Ost-West streichenden Höhenzug mit radialer Entwässerung dar, den Schwarzbrunnberg.“

Dazu sei bemerkt, daß der ganze Schwarzbrunnberg aus Granit besteht und nur im Süden ganz untergeordnet am Fuße des eigentlichen Berges, etwas Schiefer am Bergaufbau beteiligt ist; der Schiefer ist zum allergrößten Teile überhaupt kein Kontaktschiefer, da hier der Kontakt auf eine große Strecke, gerade unter dem eigentlichen „Schwarzbrunnberge“, tektonisch ist.

Von einem „Kontaktkamm“ kann man aber billigerweise nur dann sprechen, wenn er als Härtling eine Verebnungsfläche z. B. überragt; infolge von petrographischer Härteunterschiede durch Fluß- oder Eiswirkung herausgearbeitete Körper, oder solche, denen nicht einmal Härteunterschiede zugrunde liegen, kann man nicht als „Kontaktkämme“ bezeichnen, auch wenn sie zufällig in der Nähe des Kontaktes auftreten. Auch tektonisch gehobene Schollen, wie der Jeschkenkamm, kann man füglich nicht als Kontaktkämme bezeichnen, wie das in der Literatur mehrfach geschehen ist, da eine Kontaktwirkung als Ursache ihrer jetzigen Höhenlage nicht in Betracht kommt.

Aus diesen Richtigstellungen ergibt sich auch die vollkommene Haltlosigkeit der nächsten Absätze der zitierten Seite.

Wenn die Morphologie geologische Daten verwenden will, muß sie diese der entsprechenden Literatur entnehmen, und wenn diese versagt, sie sich selbst schaffen — oder auf die Behandlung der bezüglichen Fragen verzichten.

Ebenso falsch ist der dritte Absatz S. 49; die Kamnitz zwingt sich durchaus nicht „zwischen dem Anteil der Kontaktschiefer und dem des Gneises durch“, denn erstens ist an dieser Stelle überhaupt kein Gneis, und zweitens benützt der Fluß nicht nur nicht die Gesteinsgrenze, sondern durchsetzt sie senkrecht. Von einer „Schwächezone“ an dieser Stelle kann also überhaupt nicht gesprochen werden. Wenn an der in Frage stehenden Stelle von Gränzer eine Störung als möglich angegeben wird, so ist es Pflicht, diese Möglichkeit auf ihre Wahrscheinlichkeit hin zu prüfen, ehe man sie als Grundlage einer Erklärung nimmt. Das Fehlen dieser Störung war leicht nachzuweisen.

Wenn vorhin die morphologischen Großformen (Ebenheiten) als herrschend hingestellt wurden, so sei nebenbei erwähnt, daß

auch der tektonische Bau und die petrographische Beschaffenheit der Gesteine besonders im Flußnetz zur Geltung kommen.

Ersteres ist deutlich erkennbar im starken Vorherrschen der N-W-Richtung bei der jungen Zertalung; letzteres tritt deutlich in Erscheinung beim Mäandrieren der Kamnitz an den Stellen, wo sie in das wechsellagernde aus weichen Schiefeln und härteren Diabasen aufgebaute Gebiet eintritt. Dies alles aber ist nur von untergeordneter Bedeutung.

Die Art des Auftretens der Ebenheiten läßt einige Schlüsse auf die letzten Phasen der geologischen Entwicklung des betrachteten Gebietes zu: einer Zeit der Ruhe, die zur Ausbildung der nur in unserem Gebiete so spärlich entwickelten 820 m-Fläche führte, folgte eine rasche Hebung um 100 m (konvexer Hang); die Aufwärtsbewegung verlangsamte sich stark, so daß es von 720—620 zur Ausbildung mannigfacher örtlicher Ebenheiten kommen konnte; nach 100 m langsamer Hebung setzte neuerdings eine intensive Aufwärtsbewegung ein, die nach 100 m zum Stillstande kam. Die darauffolgende Ruhezeit entwickelte am Fuße des Hochgebietes eine weit ausgedehnte Stufe in 540 m Höhe. Eine abermalige rasche Hebung zwang die Flüsse wiederum tiefer einzuschneiden, bis in der darauf folgenden Ruhepause die Hochterrasse aufgeschottert wurde. Abermalige Tieferlegung der Erosionsbasis führte zur Entwicklung der Niederterrasse.

J ü n g s t e B i l d u n g e n .

Als jüngste Bildungen sind vor allem Moore, Schutthalden und Lehmlager zu erwähnen.

Außer den im eigentlichen „Gebirge“ rezenten, noch lebenden Mooren, die zum großen Teile an anderer Stelle von botanischer Seite auch auf ihre Entwicklungsgeschichte hin bearbeitet worden sind (Lit.), sei hier nur kurz auf das alte Moor in Reinowitz hingewiesen, das eine reiche Flora aus seiner Vergangenheit aufweist. Erwähnt sei, daß unter diesem Moore der Granit weitgehend kaolinisch zersetzt ist.

Ist hier die Moorbedeckung als exogene Ursache für die Kaolinisierung anzusehen, so wurden bei Erdarbeiten in Grünwald kaolinisierte Granitpartien freigelegt, die mit ihrem vielfach verästelten Verlauf mehr auf eine endogene Ursache hinweisen. Endogener Natur dürfte auch die Kaolinbildung in dem von reichlichem Turmalin durchsetzten Granit am Kanterberge sein, die in Sandgruben mehrfach zu beobachten ist.

Lehmlager sind weitverbreitet. Erwähnt seien nur die größten, jetzt fast erschöpften von Reinowitz—Grünwald, und an vielen anderen Orten, die zum größten Teile ein Granitver-

witterungsprodukt darstellen, das auf primärer Lagestätte liegt, nur selten dürfte eine Umschwemmung eine Rolle spielen (Groß-Hammer). Damit im Zusammenhang steht auch das Fehlen von Fossilien.

Kennzeichnend für das ganze Granitgebiet sind ausgedehnte Schutthalden. Ihrer Entstehung nach sind grundsätzlich zwei Arten von Halden zu unterscheiden. Ist die eine das Produkt anderer Klima-Verhältnisse als sie jetzt herrschen, so bilden sich die anderen noch jetzt unter unseren Augen. Als Vertreter der ersten seien die auf der Karte ausgeschiedenen Schuttströme bei Labau erwähnt. Sie sind bereits nicht mehr bestandfähig und werden langsam vom Walde überwuchert.

Die zweite Art wurde ihrer Bildung nach W Penk erkannt, sie hat ihre Entstehung in der größeren Widerstandsfähigkeit einzelner Granitpartien gegen die Verwitterung, wodurch sie herauswittern. Durch Wegschwemmen des zwischen den harten Blöcken liegenden Grusses wächst der Felsblock langsam aus dem Boden.

Dieser Entstehung sind vor allem die Findlingshalden, wie sie bei Morchenstern und anderwärts häufig zu beobachten sind.

Die große Härte dieser Blöcke hat stellenweise zu ihrer Verwendung für Grundmauerwerk usw. Veranlassung gegeben.

Außer dieser Verwendung hat der Kontaktstreifen noch Rohmaterial für Granitpflaster und Straßenschotter (Basalte und Kontaktschiefer) geliefert.

Schriftenverzeichnis.

1. Angel Franz: Diabase und deren Abkömmlinge in den österr. Ostalpen aus „Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark“, Graz 1932.
2. Benson W. N.: „Die Entstehung des Serpentins“. Referat N. Jb. I. 1922.
3. Böhm J.: „Der Formenschatz im Isergebirge“, Firgenwald 1930/1, 2; Reichenberg.
4. Braun H.: „Der Buchberg bei Klein Iser“, Lotos, Band 65; Prag 1917.
5. Fingh L.: „Erläuterungen zu Blatt Zobten“, Berlin 1928.
6. Gallwitz H.: „Geologie des Jeschkengebirges in Nordböhmen“, Abh. d. sächs. geolog. Landesamtes, H. 10, Leipzig 1930.
7. Gränzer J.: „Granite des Isergebirges, Sborník státního geologického ústavu Č. S. R. VII. 1927, Prag.
8. Gränzer J.: „Nephrít aus dem Phyllitkontakte im Südwesten des Isergebirgsgranites“. Firgenwald 1933/2; Reichenberg.
9. Gränzer J.: „Vorkarbonische Eruptiva im Jeschkengebirge“, Firgenwald 1931/1, 2; Reichenberg.

10. Gränzer J.: „Tertiäre vulkanische Gesteine in der Umgebung von Reichenberg in Böhmen“. Aus Mitteil. d. Ver. d. Naturf, i. R. 1929; Reichenberg.
11. Huyer A.: „Granitkontakt des Schwarzbrunnberges bei Gablonz a. d. N.“, Lotos 1914. Prag.
12. Ketter R.: „Geologie starého pohoří železnobrodského v Podkrkonoší“. Sborník stát. géol. úst. I. 1919/20.
13. Milch L.: „Beiträge zur Kenntnis der granischen Gesteine des Riesengebirges“. S. N. Jb. Bl. B. 1. Teil XII, Stuttgart 1898, 2. 1902.
14. Milch L.: „Über malchitische Spaltung und ihre Bedeutung für die Systematik diachister Ganggesteine granitodioritischer Magmen“. Zentralblatt 1919.
15. Müller B.: „Das Reichenberger Braunkohlenbecken als Grundwassersammler“. Aus den Mitteil. des Vereines der Naturfreunde i. R. Reichenberg 1933.
16. Müller B.: „Heimatkunde des Bezirkes Reichenberg in Böhmen“. 1933.
17. Nigylí-Grubmann: „Die Gesteinmetamorphose I. 1924“.
18. Ouvrino Hermann: „Beiträge zur Morphologie des hohen Riesengebirges“. Aus dem Geogr. Institut, d. Univers. Breslau. 1933.
19. Pelikan A.: „Glaukophan aus dem Riesengebirge“. Aus dem min-petrogr. Institut d. deutschen Univ. Prag, 1929.
20. Sederholm J. J.: „On synantetic Minerals“, Helsingfors. 1916.
21. Vortisch W.: „Die Schotterbildungen südlich und westlich der Lausitzer Überschiebung und des Jeschkenbruches von Niedergund bis Drausendorf. Aus dem geol. Institut. der Deutschen Univ. Prag. 1923.
22. Watznauer A.: „Der südliche Kontakt des Riesengebirgsgranites und das angrenzende Schiefergebiet“. Lotos 1930. Prag.
23. Watznauer A.: „Melaphyre aus dem Stadtgebiete Gablonz“. Firgenwald 1933. Reichenberg.

Was zeigt ein Modellversuch zur Erregungsleitung?

Von Dr. Hans Fortner.

Zoologisches Institut der Deutschen Universität, Prag.

Die Bemühungen, dem Wesen des nervösen Erregungsvorganges näherzukommen, haben mannigfache Wege eingeschlagen. Ein stets beachtenswerter Anteil wurde hieran von den Modellversuchen¹⁾ genommen, deren ältester Pflüger 1859 vorerst nur zur Veranschaulichung des beim Ablauf des Erregungsprozesses abstrahierten Geschehens dienen sollte. Später haben dann Gildemeister, Cremer, Verworn und Lux versucht, darüber hinaus Anregungen zur Bildung einer konkreten

¹⁾ Vergl. U. Ebbecke, Abderhalden, Hdb. d. biol. Arbeitsmethoden, Abt. V, T. 5A, H. 4, 1928.

Die Verbreitungsflächen des süd. Jsergebirges.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1934

Band/Volume: [82](#)

Autor(en)/Author(s): Watznauer Adolf

Artikel/Article: [Der südliche Kontakt des Isergebirges 60-86](#)