

# VERHANDLUNGEN

DER

## GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Nr. 4

Wien, April

1933

**Inhalt.** Vorgänge an der Anstalt: Ernennung des technischen Inspektors Fr. Huber zum Vorstand der Kartenabteilung. — Eingesendete Mitteilungen: L. Waldmann, Beiträge zur Kenntnis der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Frain a. d. Thaya (Der Högbomit von Windschau). — H. P. Cornelius und E. Clar, Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. — Erklärung, betreffend Dr. A. Kieslingers Veröffentlichung „Bachern und Karawanken“ in Verhandlungen 1931, Nr. 7. — Literaturnotiz: Alb. Heim.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

### Vorgänge an der Anstalt.

Das Bundesministerium für Unterricht hat mit Erlaß vom 11. März 1933 Z. 3069-1 dem technischen Inspektor Fr. Huber die Funktionsbezeichnung „Vorstand der Kartenabteilung“ zuerkannt.

### Eingesendete Mitteilungen.

**Leo Waldmann,** Beiträge zur Kenntnis der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Frain a. d. Thaya. (Der Högbomit von Windschau.)

Zwischen dem moravischen und dem moldanubischen Grundgebirge der üblichen Ausbildung hat F. E. Sueß schon vor fast 40 Jahren einen Streifen von mannigfaltiger Zusammensetzung, hauptsächlich muskowitzführender Gesteine, ausgeschieden, der sich nach seinen Angaben scharf vom Moravischen abhebt, aber allmählich in das Moldanubische übergeht, sich jedoch im Streichen der moravischen Grenze anschmiegt. Nach einer in diesem Streifen häufig wiederkehrenden auffälligen Gesteinsart bezeichnet er dieses Grenzband als Glimmerschieferzone. Sie verdankt ihre Entstehung einer rückschreitenden Metamorphose der moldanubischen Gesteine während ihrer Bewegung über das Moravische (1912). In dieser Zone trennte F. E. Sueß eine phyllitartig diaphthoritische Ausbildung von einem mehr ursprünglicheren lepidoblastisch verschieferten „tiefendiaphthoritischen“ Anteil. Dieser hat sich entwickelt, während die Überschiebung sich noch in größeren Tiefen vollzog, unter örtlicher konstruktiver Sammelkristallisation, insbesondere unter dem Wachstum der Porphyroblasten Granat, Turmalin, Disthen, Staurolith, Muskowit (1925).

Die Arbeiten anderer Forscher stehen, soweit es das Waldviertel angeht, z. T. ganz auf dem Boden der Anschauungen von F. E. Sueß, wie L. Kölbl (1922, 1925, 1927), teilweise auch der Verfasser (1922, 1925, 1927/28).

Mehr zurückhaltend verhielten sich F. Becke (1914) und H. Schumann. Dieser erkannte in den lepidoblastischen Glimmerschiefern alte Züge, älter als die sonst vorherrschende moldanubische Metamorphose: Er konnte alten Granat, Staurolith, Disthen, z. T. auch Biotit mehrfach als Glieder einer älteren Mineralgesellschaft nachweisen, während der sich häufig dazugesellende Sillimanit und der Muskowit wie auch die Plagioklasporphyroblasten jünger sind. Die beiden letzteren verdanken ihre reiche Entwicklung dem Einwirken des sie eng begleitenden Zweiglimmergranitgneises, unabhängig von der jüngeren moldanubischen Überschiebung.

K. Prečlik (1930, 1931) anerkennt ebenfalls die Mitwirkung magmatischer Vorgänge bei der Ausbildung der lepidoblastischen Glimmerschiefer, versetzt aber dieses Geschehen in die Zeit der Überschiebung, wobei jedoch die Bewegungen die magmatischen Injektionen überdauerten, denn die Injektionen treten nicht ins Moravische über. K. Hinterlechner (1916) lehnt die Vorstellungen von F. E. Sueß gänzlich ab, da er die aplitischen Injektionen in den lepidoplastischen Glimmerschiefern von Dreieichen, Langenlois — irrtümlich — als Abspaltungen des Bittescher Gneises ansieht. Lepidoblastische Glimmerschiefer derselben Art und die sie begleitenden Zweiglimmergranitgneise mit abweichendem tektonischem Streichen treten auch außerhalb der Glimmerschieferzone auf (Westseite des Gföhlergneises von Gföhl: F. Becke 1882, A. Himmelbauer 1913; Ostrong: J. Riedel 1930); sie lassen sich nicht als ältere Verschieferungszonen den lepidoblastischen Glimmerschiefern im Hangenden des Bittescher Gneises gegenüberstellen.

Bei den ersten Untersuchungen (Schönberg, Stiefen, Dreieichen, Drosendorf—Stallek) konnten mehrfach Feldspatimprägungen im Zusammenhang mit aplitisch-pegmatitischer Durchaderung festgestellt werden bei gleichzeitiger Kornvergrößerung des Gefüges. Diese Gesteine sind örtlich an Gleitflächen rückschreitend verändert, doch ließen diese spärlichen Beobachtungen bei der großen Mannigfaltigkeit der Glimmerschieferzone keinen rechten Schluß zu. Dies gestatteten erst die weitausgreifenden Arbeiten H. Schumanns (1929). Die Ergebnisse dieser Veröffentlichung stehen mit ihnen im vollen Einklang. Wir haben in der lepidoblastischen Glimmerschieferzone des Waldviertels — von diaphthoritischen Verschieferungszonen abgesehen — vielfach die ursprünglicheren, nur in beschränktem örtlich wechselndem Grade durch spätere magmatische Einflüsse (Zweiglimmergranitgneise u. a.) veränderten Gesteine des Moldanubischen ohne Beziehung zur moldanubischen Überschiebung. Im übrigen Moldanubischen sind dagegen die älteren Züge im Mineralbestand und Struktur in verschieden hohem Grade verwischt.

In dieser Arbeit wird nur ein kleines Stück aus der moldanubischen Grenzzone in der Gegend Frain—Drosendorf behandelt.

An die moldanubische Grenze schließt sich gegen S das Moravische, zunächst der Bittescher Gneis mit flacher ONO laufender Streckung. In seinem Aufbau ist er recht mannigfaltig, oft reich an migmatitischen

Bändern, die sich zu Perlgnais und leicht imprägniertem Schiefergnais zusammenschließen (Zaisa, Frain, Mallersbach, Hardegg u. a.). Einlagerungen von echtem Schiefergnais, granatführenden Quarziten, feinkörnigen Zweiglimmergnaisen sind nicht allzuseiten, nicht zu vergessen die mit dem Bittescher Gneis verschweißten granatführenden verschiefert Aplite und Pegmatite (z. B. Heufurth, Kotzendorf). Diese finden wir — Hornblende führend — wieder in den durch F. E. Sueß (1908, 1912) bekanntgewordenen Fugnitzer Kalksilikatschiefern, aus denen K. Preclik am Klapperbach bei Zaisa den ersten moravischen Vesuvian beschrieben hat. Er stellt sich in derselben Weise ein auch bei Hardegg und Mallersbach. In den Kalksilikatschiefern kommen auch Lagen und Linsen von einst intrusivem verschiefertem Uralitgabbro vor, ferner altkristalline Marmore, in Mineralbestand und Struktur gleichend den graphitführenden moldanubischen Spielarten.

Im Moldanubischen bilden die Zweiglimmergranitgneise von Drosendorf—Kottaun mit ihren migmatitischen Schiefergnaisen und Gabbroamphibolitbändern, verhornblendeten Olivinfelsen u. a. einen großen nordwärts gerichteten Bogen und verfließen im N mit dem Gföhlergnais von Chwallatitz. Im S am Rande der Glimmerschieferzone biegen sie ziemlich unvermittelt gegen SW zu ab als eine Folge der moldanubischen Überschiebung [F. E. Sueß (1912, 1925)]. Die inneren Amphibolitbänder laufen auf einen ziemlich ungefügigen Kern von körnigen gabbroiden Gesteinen und Disthen führenden Granuliten zu.

Die kleinen Intrusionen von grobflaserigem Zweiglimmergranitgnais in der Glimmerschieferzone von Landschau, Windschau bilden linsenförmige im Streichen leicht verzweigte Körper, von denen auch die reichlichen mannigfachen Putzen und Lagen von muskowitzführenden Apliten und Pegmatiten<sup>1)</sup> ( $\pm$  Turmalin) in den grobflaserigen Granatglimmerschiefern herrühren, ebenso wie deren Imprägnation mit Feldspat-, Muskowit- und Turmalinporphyroblasten. Dies entspricht ganz dem magmatischen Charakter der wasserreichen Zweiglimmergranitgneise. Sie zwängen sich im Raume unseres Kartenblattes als jüngere Intrusionen während kräftiger Bewegungen ein, die zu Umfaltungen mit flexurartigen Abscherungen führten, wodurch die sich im Streichen mehrfach aufbiegenden Gesteine und älteren Faltenstücke abgeschnitten wurden (z. B. die Amphibolite und Granulite von Stallek—Langau). Die weiteren Einlagerungen werden im folgenden noch näher besprochen. Im großen und ganzen folgen die tektonischen Achsen den äußeren Bogen der Drosendorfer Zweiglimmergneise. Auf der Innenseite schwenken sie über SO nach OSO (bei Schaffa sogar OW) um, vom Moravischen abfallend. Dieses Auseinandergehen der Achsen ist unzweifelhaft ein Merkmal der älteren Tektonik, die von einer jüngeren Scherflächenschar durchschnitten wird. Ihren schärfsten Ausdruck fand diese Erscheinung in der moldanubischen Schubfläche, der Grenze gegen das moravische Gebirge.

Auf dem Bittescher Gneise liegt im Thayatale bei Frain die abwechslungsreiche lepidoblastische Glimmerschiefergruppe (*gl*). Sie ent-

<sup>1)</sup> Mancherorts (z. B. Dreieichen, Schönberg a. K.) scheiden sich die aus dem Glimmerschiefer aufgenommenen Tonerdeverbindungen als Disthen in großen blauen Stengeln aus; nachträglich sind diese geknickt und zerbrochen worden.

hält u. a. gebänderte Amphibolite, streifenweise durchstreut mit Feldspatporphyroblasten, wechselnd mit groben Amphiboliten sedimentärer Herkunft<sup>1)</sup>, dazu gesellen sich noch Bänder von injiziertem Biotit-amphibolit, Hornblendeperlgneisen, Strahlsteinschiefer. Die Orthoamphibolitzüge umschließen nicht selten Flecken mit guterhaltener, mitunter kataklastischer Gabbrostruktur (Diallag und Olivin → Hornblende, Saussurit fehlt, Plagioklasleisten → Korngemenge). Außer einzelnen Lagen von Augitgneis schalten sich noch mehrfach Marmore ein (Schloß Frain u. a.) mit Amphibolit- und Kalksilikatschieferlinsen in dünngebänderten Plagioklasgneisen und quarzitischen Schiefergneisen. Das Hauptgestein, die grobflaserigen muskowitzreichen Granatglimmerschiefer führen gerne Oligoklasporphyroblasten<sup>2)</sup>; sehr häufig umschließen sie Linsen und Knauern von (Turmalin-) Pegmatit mit unversehrten Blättern von ursprünglichem Muskowit und Biotit. Das Gefüge um diese magmatischen Körper ist grobkristallin und reich an Kalifeldspat und Muskowit [siehe auch H. Schumann (1929), K. Preclik (1930)]. Gegen die Amphibolitschwärme zu reichert sich in den Glimmerschiefern der Granat lagenweise besonders an, und sie gehen, wo sie nicht derartig aplitisch-pegmatitisch geadert sind, in muskowitzfreie grobflaserige Kinzigitgneise über. Die seltenen Schiefergneise sind häufig ungefaltet, durchschert, wobei sich auf den Bewegungsflächen gerne Blättchen und Häute von Muskowit ansiedeln (siehe auch F. E. Sueß und K. Preclik). Örtliche Graphitanreicherungen in den Glimmerschiefern geben ihnen ein unscheinbares phyllitartiges Aussehen. Die Durchbewegung ist im allgemeinen nicht heftig, wechselt aber dem Stoffe nach lagenweise beträchtlich. Die grobschiefrigen Quarzite widerstehen stärker als die feinschiefrigen, glimmerreichen Gneise und Glimmerschiefer. Faltenachse und Streckung dieser Bewegungen — älter als die moldanubische Überschiebung — streichen mehr oder weniger quer zu denen des Bittescher Gneises!

1) Die nachträglich gedrehten großen, lagenweise angereicherten Granatporphyroblasten (mit leichtgefalteten geregelten Einschlußzügen: Hornblende, Quarz, Titanit) in einem gefalteten, grob kristallinen Grundgewebe von Hornblende, Andesin und Biotit deuten auf ein mehrfach metasomatisch verändertes kalkreiches Sediment hin.

2) Oligoklasporphyroblasten mit geregelten Einschlußzügen (Biotit, Muskowit, Quarz, Erz, einzelne Granaten mit innerem gegen den Oligoklas verstelltem S-förmigem Restgefüge von Erz, Quarz, Biotit).

Staurolith ebenfalls mit S-förmig verlegten Einschlußzügen (Quarz, Erz), ebenso Granat außerhalb der Feldspatporphyroblasten. Injektionen (Quarz, Oligoklas) nagen an Staurolith, Granat und Disthen. Jüngere Bewegungen haben die Muskowit- und Biotitshuppen zerblättert und um die widerstandsfähigen Injektionsknoten, Granaten und Staurolith verschleift. Eine Umwandlung von Biotit in Muskowit läßt sich nicht nachweisen, da die Erzeinschlüsse im hellen Glimmer ebenso vorkommen wie in Biotit, Plagioklas, Staurolith, Disthen und Granat. Die Muskowitneubildung in den Diaphthoriten an Bittescher Gneis wird dadurch nicht berührt. In dem unversehrten älteren Gefüge wuchern die Plagioklasporphyroblasten mit Streckungshöfen unter gleichzeitigem allmählichem Wachsen der Muskowit- und Biotitblätter; diese umschließen gerne den Disthen, stoßen aber an den Staurolithen ab. An Stelle des Disthens tritt manchmal Sillimanit: In den magmatisch durchtränkten Glimmerschiefern entwickeln sich (sehr im Gegensatz zu den nicht injizierten Schiefergneisen) große Turmaline. In solchen von Injektionsnestern und Feldspatporphyroblasten verseuchten Glimmerschiefern wird schließlich der Granat verdrängt, in ähnlicher Weise, wie es L. Kölbl (1922) abgebildet hat. Mit der moldanubischen Überschiebung hat dieser Vorgang jedoch nichts zu tun.

Gegen NW zu, etwa zwischen Pomitsch—Frainwald—Feliziental, überwiegen dagegen die Schiefergneise (*g*). Es wechseln da stark durchbewegte (blastomylonitische), magmatisch durchtränkte mit fein- und gröberkörnigen, glimmerarmen und -reichen Schiefergneisen der gewöhnlichen Art. Die Bewegungsflächen der umgefältelten Schiefergneise bedecken sich auch hier mit hellem Glimmer. In den Umfaltungszonen werden oft die glimmerreichen Faltenknie von den weniger beeinflussten quarzitäen Lagen abgehoben und verschleift, wobei sich in den toten Räumen ein grobkörniges Quarzmuskowitgemenge ausscheidet. Die Einlagerungen von Marmoren, Gabbroamphiboliten, Kalksilikatschiefern, Quarziten gleichen denen in den Glimmerschiefern. Es ist dieselbe Zone wie die zwischen Drosendorf und Eibenstein. Hier wie dort reichern sich die porphyroblastischen Muskowitplagioklas(mikroklin)gemenge in den magmatisch durchtränkten Streifen wie auch um pegmatitische Nester an. Hier wie auch sonst in unserer Glimmerschieferzone hängen sie enge mit den ihnen eingeschalteten (blastogranitischen) Zweiglimmergranitgneisen zusammen. Diese sind, anders wie der straff ausgeplättete Schiefergneis, ähnlich wie die ihnen so nah verwandten, meist auch räumlich mit ihnen verknüpften Gföhlergneise unruhig gefältelt, schlierig mit fein- und grobkörnigen bis pegmatitischen, nicht selten turmalinführenden Streifen und Flammen. Ihrer Zusammensetzung<sup>1)</sup>, ihrem Einfluß auf die Umgebung, ihrer Stellung nach gleichen sie völlig dem Thürneustifter Granitgneis F. Beckes. (Vergl. Ch. Bacon.)

An diese Schiefer- und Zweiglimmergranitgneise schließt sich gegen NW abermals ein Streifen von Glimmerschiefern (*gl*) an, ähnlich dem ersten. Bemerkenswert sind die langen Züge von gebändertem granoblastischem Graphitquarzit (Kottaun—Schaffa—Pomitsch) mit den sie begleitenden graphitführenden „phyllitartigen“ umgefältelten Glimmerschiefern. In diesen reichern sich oft Quarzlinsen mit pegmatitischen Feldspatbiotitsäumen an, wie sie sich gerne in Zonen magmatischer Durchtränkung bei mehr oder weniger gleichzeitiger Durchbewegung einstellen (moravischer Glimmerschiefer, Glimmerschiefer a. d. Moldau). Zu ihnen gesellen sich abermals die blastomylonitischen Kalksilikatschiefer, die feinkörnigen granoblastischen Schiefergneise (mehr oder weniger Graphit) mit ihren quarzitäen und plagioklasreichen Zwischenlagen. Der Muskowit bleibt in ihnen nur auf die vereinzeltten Bewegungsflächen beschränkt.

Über den Zweiglimmergranitgneisen liegen im Schweizertale nordöstlich Frain drei größere Amphibolitbänder, getrennt voneinander durch grobflaserige Granatglimmerschiefer. Das südlichste, sich auf dem

<sup>1)</sup> Die stark migmatitischen Partien haben ein blastomylonitisches bis granoblastisches Gefüge mit dünnen Quarzlinsen und -strahlen; sie gehen über in flaserige Augengneise mit zerriebenelem Biotit und zerblätternem hellem Glimmer. In den bloß mit Feldspatporphyroblasten durchstreuten Glimmerschiefern erhält sich der Disthen besser, während er in den geaderten dem Sillimanit unterliegt. Muskowitbildung auf Kosten des Kalifeldspates fehlt (übereinstimmend mit den Beobachtungen K. Precliks (1930) und H. Schumanns (1929). Die Neubildung von Serizit und Muskowitporphyroblasten beschränkt sich auch auf einzelne diaphthoritische Bewegungstreifen in der Überschiebungszone. Der fazielle Gegensatz zum Bittescher Gneis wird dadurch noch mehr betont.

Blatte Znaim fortsetzend (K. Preclik 1931), enthält die Högbomit führenden Pyroxenite. Die Glimmerschiefer<sup>1)</sup> darüber führen auch hier Lagen von Graphitglimmerschiefer und -quarzit.

Auf diese Glimmerschiefer folgen randlich stark injizierte, fleckige Amphibolite<sup>2)</sup> (mehr oder weniger Granat oder Biotit) mit Lagen von grünem Augitgneis, kräftig gefaltet und straff gebändert. Glimmerschiefer tritt zurück. Die nordwestlich streichenden saigeren Quetschzonen mit ihrem engscharigen Kluffolge führen Chlorit und Kalkspat in Spalten.

Auf ein weiteres Glimmerschieferband folgt eine schwächliche Lage von stark schlierigem, unruhig migmatitischem Granitgneis lagenweise wechselnd mit Perlgneis, dessen Adern und Feldspatporphyroblasten sich linsenförmig absondern. Weiterhin kommen noch Amphibolite und Marmore, schließlich zersetzte Cordieritgneise und Lagen von Kristallgranit mit schlierigen an Kalifeldspat reichen und armen Streifen. Die Intrusion dieses Granits erfolgte entsprechend den Angaben K. Precliks (1930, 1931) nach Abschluß der Glimmerschieferbildung. K. Preclik zeigte auch, daß die kataklastischen Quetschzonen im Kristallgranit und Cordieritgneis nicht mit der moldanubischen Überschiebung zusammenhängen. Angehörige der lamprophyrischen Gefolgschaft des Granits sind im Bittescher Gneis (F. E. Sueß 1908) bei Frain, in den moravischen Glimmerschiefern (F. E. Sueß 1908) bei Heufurth, im Bittescher Gneis bei Messern (A. Köhler 1932), als Nadelporphyrit in den moldanubischen Glimmerschiefern bei Windschau (NW streichend, saiger), spessartitische Gänge im geschieferten Granit am Manhartsberg u. a. m.; alle sind unverschiefert! Nordwärts schließen sich an die Granite grobflaserige Schiefer- und Perlgnise an, mit Einlagerungen von Marmoren und Gabbroamphiboliten<sup>3)</sup>. Die weißen Gneise (*g b*) oder Gföhlergneise beginnen erst in der Nähe des Helenenhofes.

In der östlichen Fortsetzung des Amphibolitzuges am Ausgange des Schweizertales bei Frain liegt, wie schon erwähnt, eine Högbomit

1) Große ungleichmäßig verstreute Oligoklasporphyroblasten, zerblätterte paketartige Muskowitscheiter und Biotitschuppen; Granat (S-förmige Einschlußzüge) nachträglich gewälzt; nadeliger Sillimanit oft noch mit Disthenformen, Fibrolith gerne in Bewegungszonen und Abstauräumen. Disthen häufig noch erhalten, mitunter aber zerstückelt und bis in die Abstauräume verschleift; Granat lagenweise angereichert, ebenso Turmalin (immer im Zusammenhang mit jüngeren Injektionen); Staurolith stets als Rest oder als reliktscher Einschluß im Granat. H. Schumanns Beobachtung des gleichberechtigten Zusammenvorkommens von Muskowit, Kalifeldspat und Sillimanit trifft auch hier besonders in den Migmatiten zu. In diesem Sinne ist die von mir ausgesprochen gegenteilige Ansicht (1922) einzuschränken. Auch die porphyroblastischen (Gneis-) Glimmerschiefer von Drosendorf—Kottaun—Stallek mit all ihren Übergängen in zweiglimmerige Migmatite binden sich an die Nachbarschaft der Zweiglimmergranitgneise: Die NS streichenden Achsen werden von unversehrten gauverwandten Muskowit-turmalinpegmatiten quer durchschnitten — ähnlich wie die ÖW gestreckten Granulite von Schaffa. Mit der Stärke der Durchaderung wächst die Korngröße beträchtlich, in den tonereichen Lagern steigert sich der Muskowitgehalt, besonders am Rande der Adern und Linsen, in denen aber selbst der Muskowit zurücktritt. Die jüngsten mehr granitischen Injektionen lösen stellenweise die Zweiglimmergranitgneise und Migmatite in Brekzien auf (NW Stallek).

2) In der Karte nicht eingezeichnet.

3) Beim Helenenhof enthalten sie noch unversehrte braune Hornblende (z. T. nach Diallag), die die gutumrisenen basischen Plagioklase umschließt, Einschlüsse von Kalksilikatfels und -schiefer.

führende Pyroxenitmasse<sup>1)</sup>, aufgeschlossen am Feldwege zwischen Windschau und dem Kalkköpfl (Blatt Znaim). Sie wird begleitet von grobflaserigen Gabbroamphiboliten, Strahlsteinfelsen, Veränderungsprodukten, wie Serpentin und Opal. Im N schließen sich an Granatglimmerschiefer mehrere Züge von Graphitquarzit, Amphibolite, im S außerdem noch Zweiglimmergranitgneise mit Bändern von grobflaserigen gefeldspateten Granatglimmerschiefern. Gegen O zu keilen allmählich die am Bittescher Gneis phyllitisierten Glimmerschiefer aus (F. E. Sueß, K. Preclik). Die Gföhlerngneise im Hangenden sind fast nur kataklastisch verschiefert, ein auffälliger Gegensatz zu den lepidoplastischen Glimmerschiefern.

Diese basischen Gesteine der Pyroxenitmasse sind der Hauptsache nach mittel- bis grobkörnige schwärzlichgraue Pleonast führende Diallagfelse<sup>2)</sup> mit Übergängen in Diallagspinellite. Gerne gesellt sich noch grünlichgelber glasiger Epidot hinzu in Flecken und Streifen, vorzugsweise als Bindemittel zwischen den Spinell- und Diallagkörnern.

Im Schriff sind die fürs freie Auge schwärzlichgrauen, auf den Absonderungsflächen metallisch glänzenden Diallagkörner sehr blaßbräunlich, im Kern etwas schwächer doppelbrechend als in der Hülle; häufig gerichtete Erzeinlagerungen;  $c\gamma: 35-36^\circ$ . B:  $\rho \approx v$ , A:  $\rho > v$ .

In den epidotreicheren Abarten verwächst der Diallag randlich mit dem Epidot diablatisch. Auch dieser ist im Schriff gewöhnlich farblos, —,  $2V$  nahe an  $90^\circ$ .

In den Zwickeln stellt sich außer dem derben Magnetit mitunter auch etwas Kalkspat ein. Übergemengteile: Apatit, selten Zirkon. Das auffälligste Mineral ist aber der tiefgrüne, fürs freie Auge schwarze metallisch glänzende, muschelige, frühzeitig ausgeschiedene Spinell (Pleonast bis schwach durchsichtiger, fast metallisch aussehender Herzynit) in bis  $\frac{1}{2}$  cm großen, gelappten Körnern, meist erfüllt von Erzkörnchen und -leisten, in Entmischungstreifen von wechselnder Dichte nach dem Oktaeder angeordnet, getrennt voneinander durch erzfreie Bänder. Der Saum gegen außen ist ebenfalls erzfrei.

Bemerkenswert sind nun die Umwandlungserscheinungen:

Den Erzbändern im Spinell folgt der Högbomit, wobei die Erzbänder im Spinell fast völlig aufgezehrt werden. In anderen Fällen umsäumen zu Skeletten verwachsene, aber scharf umrissene Högbomitkristalle in bis 1 mm breiten Kränzen die entmischten Spinelle und dringen dabei auch noch entlang von Klüften und Sprüngen in sie hinein; gerne sondern sie auch den Spinell von den großen Magnetitkörnern ab. Da der Högbomit auch als Einschluß im Diallag vorkommt, so gehört er noch in die Zeit der Erstarrung. Der Högbomit stimmt hinsichtlich der sekundären Bildungsweise und seinen optischen Eigenschaften recht gut mit dem überein, den A. Gavelin (1916) aus verwandten Gesteinen (Magnetit-spinellite und Magnetitkorundite) von Ruoutevare beschrieben hat.

Unser Högbomit ist einachsige —;  $n > n$  des Herzynit-Pleonast, also etwa 1.8; tafelig nach (0001);  $\perp \omega$ : sechsseitige Leisten mit rhomboederartigen Enden; Spaltbarkeit glimmerartig fein,  $\parallel$  (0001, Chz +;

<sup>1)</sup> Auf dem Kärtchen K. Precliks (1931) ist sie unter Amphibolit zusammengefaßt.

<sup>2)</sup> Ähnliche Gesteine in den Pyrenäen nennt A. Lacroix Ariégite (C. R. VIII. Int. Geol. Kongreß, Paris 1900, 2. Teil, S. 806—838).

( $\varepsilon - \omega$ ) mehr als  $1\frac{1}{2}$  mal so groß als ( $\gamma - \alpha$ ) des Diallag, also etwa 0,05;  $\omega$  tiefbraun  $\approx \varepsilon$  olivbraun.

Ähnlich sind auch die Eigenschaften des virginischen Högbomits Th. L. Watsons (1925). Im allgemeinen ist aber der Högbomit von Windschau  $\parallel \varepsilon$  tiefer gefärbt als der lappländische oder virginische.

Der Diallag wandelt sich (streifenweise im Gestein) in eine blaßgrüne, schwach optisch + breitstengelige Hornblende um ( $\gamma$  blaßgrünlichblau =  $\beta$  grün  $\cong \alpha$  oliv), die die Epidoteinschlüsse (schwach-) übernimmt, sie bildet sich aber auch auf Kosten von Spinell und Högbomit.

Jünger ist die Umwandlung von Spinell und Högbomit in einen fast farblosen  $\gamma$ : sehr blaßbräunlich  $> \alpha$  fast farblos opt. — Chlorit<sup>1)</sup> (mit kräftiger  $n$  und mittlerer  $\gamma - \alpha$ ), dann die des Augits in einen opt. + Chlorit (mit niedriger  $n$ :  $\perp c$  blaßbläulichgrün  $> \parallel c$  gelblich) (Klinochlor).

Hierher gehört vielleicht noch die Sideritisierung des Kalkspates an der Grenze gegen den Magnetit.<sup>2)</sup> Übergemengteile: Apatit, spärlich auch Zoisit  $\beta$ .

Der Pyroxenit umschließt mitunter stark veränderte kalkreiche Gesteine: Kalksilikatfelse mit Resten von Kalksilikatmarmoren. Jene sind im wesentlichen: Granataugit(Fassait)- und Augit(Fassait)zoisitfelse.

Im Granataugitfelse werden die blaßrötlichbraunen Korngemenge von Granat von feinkelyphitischen Durchwachsungen von leuchtendgrünem (im Schliff farblosen) Augit ( $c\gamma$   $44^\circ - 45^\circ$ ) in einer Epidotfüllmasse (Kern: schwach opt. —, Hülle: pistazitreicher) angenagt, seltener beteiligt sich auch etwas Kalkspat daran. Häufig betten sich größere Augitkörner in dieser diablastischen Masse ein. Hie und da umschließt der Augit solche rundliche diablastische Gemenge nach kalkreichem Granat.

Gegen den Pyroxenit zu reichert sich grobkörniger schwarzer (im Schliff lebhaft grüner) Spinell an.

Andere Einschlüsse sind recht bunt zusammengesetzt: weiße, bis über 3 cm lange und  $\frac{1}{3}$  cm breite leistenartige Zoisite mit glänzenden Spaltflächen ordnen sich zusammen mit einzelnen größeren Augiten „fluidal“ an, oft drängen sie sich enge aneinander, so daß die feinkörnige Zwischenmasse von grünem Augit, Epidot, etwas Kalkspat und derbem schwarzem, metallisch glänzendem (im Schliff blaßgrünem) Spinell fast gänzlich verschwinden kann. Ein anderes Mal fehlt wieder der Zoisit.

Der grobkörnige Augit ist auch hier im Schliffe farblos:  $c\gamma$ :  $39 - 42^\circ$ , randlich von schwach opt. — Epidot und etwas tiefgrünem Spinell durchwachsen; gerne wandelt er sich bis auf wenige Reste in eine schwach + blasse Hornblende um ( $B: \rho < \nu$ ,  $A: \rho > \nu$   $c\gamma$  etwa  $25^\circ$ ,  $\alpha$  sehr blaßoliv  $< \beta$  blaßgrün  $\cong \gamma$  grünlichblau bis hellblau).

Der farblose Zoisit ist im Kerne Zoisit  $\alpha$  (opt. +, kleiner Achsenwinkel bis auf  $0^\circ$  sinkend,  $\nu \gg \rho$ , Achsenebene  $\parallel$  der Hauptspaltbarkeit,

<sup>1)</sup> Wohl ein clintonitartiges Mineral: Seybertit (?)  $n > n$  Klinochlor,  $< n$  Hornblende,  $\gamma - \alpha$ : doppelt so groß als die des Klinochlors.

<sup>2)</sup> Der Titangehalt, den O. Haekl festgestellt hat, dürfte wohl im Erz verborgen sein. Herrn Bergrat Dr. Ing. O. Haekl sei hier für seine Untersuchung bestens gedankt.

kräftige ungewöhnliche Interferenzfarben), die schmale Hülle: Zoisit  $\beta$  ( $A E : \perp$  auf die Spaltflächen, kleiner bis mittlerer + Achsenwinkel,  $\rho > \nu$  die ungewöhnlichen Farben treten zurück). Der Zoisit umwächst manchmal auch blaßgrünen Spinell und Fetzen von Augit. Verdrängt wird er von einem + einachsigen Chlorit. Der feinkörnige Augit der Zwischenmasse ist diablatisch mit dem Epidot verwachsen. Einzelne größere blaßgrüne Spinelle des Grundgewebes sammeln sich an den Rändern des Zoisits. Der Spinell wandelt sich in opt. — einachsigen Chlorit um. Beide Chloritarten haben die gemeinen Interferenzfarben,  $\gamma - \alpha$  ist etwa halb so groß als beim Augit. In den zoisitfreien Anteilen reichert sich an einigen schiefrigen Stellen neben dem Epidot die neugebildete Hornblende in breiten, mehr blaßhimmelblauen Stengeln an, während der hellgrüne Spinell zurücktritt.

In den reliktsichen Marmorfetzen liegen lebhaft grüne (im Schliiff farblose) Augite ( $c \gamma : 41^\circ$ ) zusammen mit reichlich großen (im Schliiff tiefgrünen) Spinellkörnern — oft poikilitisch — in einem grobkörnigen Kalkspatgemenge. Der Augit wandelt sich auch hier in eine blasse Hornblende und weiterhin auch noch in einen blaßgrünlichen einachsigen — Chlorit um, der Spinell in einen + einachsigen Chlorit.

Der Epidotgehalt der unveränderten Pyroxenite geht demnach nicht auf die Umwandlung kalkreicher Minerale zurück, sondern auf eine Aufnahme von Stoffen aus dem kalkigen Nebengestein während der Erstarrung.

#### Arbeiten.

1. Ch. Bacon: Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhlergneis. Tschermaks mineralogisch-petrographische Mitteilungen 37/1926, S. 126—171.

2. F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Mineralogisch-petrographische Mitteilungen 4/1882, S. 189—264, 285—408.

— Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Ebenda, 33/1915, S. 351—355.

3. F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold, R. Görgy: Das niederösterreichische Waldviertel. Ebenda, 32/1914, S. 185—246.

4. A. Gavelin: Über Högbomit. Ein neues gesteinsbildendes Mineral aus dem Ruoutevare-Gebiet in Lappland. Bull. geol. Inst. Upsala 15/1916, S. 289—316.

5. A. Köhler: Neue Ganggesteinsvorkommen aus dem moravischen Grundgebirge Niederösterreichs. Mitt. d. Wr. Min. Ges. Nr. 97, (Mineralogisch-petrographische Mitteilung. 44/1933).

6. L. Kölbl: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt 72/1922, S. 81—104.

— Die Stellung des Gföhlergneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks mineralogisch-petrographische Mitteilungen 38/1925 (Beckefestschrift), S. 508—540.

— Der Südrand der Böhmisches Masse. Geologische Rundschau 13/1927. S. 321 bis 349.

7. K. Prectik: Die moravische Phyllitzone im Thayatale. Sborník státn. geol. úst. č. s. r. 6/1926, S. 221—274. Prag.

— Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse. Geologische Rundschau 18/1927, S. 81—103.

— Zur Genesis einiger moldanubischer Gesteinstypen. I. Centralblatt für Mineralogie A. 1930, S. 61—78.

— Skarngesteine aus der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Pernstein in Mähren. Mineralogisch-petrographische Mitteilungen 40/1931, S. 437—441.

— Die moldanubischen kristallinen Schiefer im Nordteile des Kartenblattes Znaim. Věstník státn. geol. úst. č. s. r. 7/1931, S. 31—52 Prag.

8. F. E. Sueß: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. Verh. d. k. k. geol. R. A. 1908. S. 395—412.

— Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschriften der Wiener Akademie math.-nat. Kl. 88/1913, S. 541—631.  
— Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin 1926.

9. F. E. Sueß, H. Gerhart, H. Beck: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf, Wien 1925.

10. H. Schumann: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhlergneis und Bittescher Gneis. Mineralogisch-petrographische Mitteilungen 40/1929, S. 73—187.

11. L. Waldmann: Das Südennde der Thayakuppel. Jahrbuch der geologischen Staatsanstalt 72/1922, S. 183—204.

— Das Waldviertel, Erdgeschichte. „Deutsches Vaterland“, Wien 1925.

— Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Kataschiefern des nord-westlichen Waldviertels. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 20/1927, S. 35—101.

— Zum Geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 21/1928, S. 133—153.

— Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf I. Der Sapphirin führende Gabbro von Stallek. Verh. d. Geol. B. A. 1931. S. 79—84.

— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf. Wien 1931.

12. Th. L. Watson: Hoegbomite from Virginia. Americ. Mineral. 10/1925, S. 1—9.

## H. P. Cornelius und E. Clar, Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe.

Im vergangenen Sommer konnte die Arbeit an der Glocknerkarte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines 1 : 25.000 zum Abschluß gebracht werden. Wir benutzen gerne die Gelegenheit, um auch an dieser Stelle dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein für die abermals gewährte Unterstützung zu danken.

Es handelte sich vor allem um die Schließung folgender größerer Lücken: (H. P. C.) im Gebiete des Kitzsteinhorns und des obersten Mühlbachtals; Hocheiser O- und S-Seite; Hochregion des Fuscher Kammes (O-Seite) zwischen Walcher- und Hochgruberkees; ferner (E. Cl.) im Fusch-Rauriserkamm in der unteren Schieferhülle zwischen Embachhorn und Ferleiten; zwischen Fuscher Törl und Hoctor; endlich an der neuen Glocknerstraße zusammen mit der Eingliederung der neu geschaffenen Aufschlüsse. Außerdem wurden von beiden Verfassern mehrfach Revisionen in den Vorjahren aufgenommener Abschnitte vorgenommen.

Das größte neu aufgenommene Stück: Kitzsteinhorn—Mühlbachtal, zeigt den größten Reichtum an Prasinit im Bereich der ganzen nördlichen Schieferhülle. Es sind fünf mächtige, oft mit etwas Granatmuskowitschiefer vergesellte Züge: 1. Breitriesenalm—Pombachkopf—Gamskragenhöhe—Lerchwand, noch außerhalb der Karte, ebenso wie der folgende 2. N der Lakarschneid; dieser streicht westlich der Salzburger Hütte als steile Synklinale in die Luft aus. Der mächtigste von allen verläuft längs dem N-Rand der Karte: 3. Gaisstein—Vordere Röteward—Lakarschneid—Planitzer (S-Abfall)—Beilwieseck. An der Lakarscharte ist er durch eine antiklinale Serpentineinfaltung geteilt; weiter westlich liegt Serpentin