Die

Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais.

Ein

Beitrag zur Entstehungsgeschichte der „Falbänder“

von

Ernst Weinschenk.

(Mit 4 Tafeln.)

Der Silberberg bei Bodenmais mit seinem seit Jahrhunderten abgebauten Erzlager bietet dem Mineralogen sowohl wie dem Geologen des Interessanten ungewöhnlich viel. Der Reichthum an Mineralien, wie sie hier mit dem Erze zusammenvorkommen, die petrographische Beschaffenheit der Cordierit- und Granatgneisse, in welchen die Erze eingelagert sind, und endlich die Lagerungsverhältnisse selbst, welche durch den Bergbau in weitestem Maasse aufgeschlossen sind, bieten eine solche Fülle des Interessanten, dass es wohl gerechtfertigt sein mag, einmal eine zusammenfassende Beschreibung des Ganzen zu wagen, und namentlich auch die zahlreichen Fragen, welche uns diese Lagerstätte in genetischer Beziehung vorlegt, einer eingehenden Betrachtung zu unterziehen.

Gehört ja doch gerade der Typus von Erzlagerstätten, welcher am Silberberg ausgebildet ist, zu den heute am meisten umstrittenen, und die localen Verhältnisse erweisen sich, wie gleich hier betont werden mag, in Beziehung auf die Entstehung der Erzlagerstätte selbst so klar und durchsichtig, dass nach einem eingehenden Studium derselben ein Zweifel überhaupt nicht mehr möglich ist. Die sogenannten **Falbänder**, für welche die Lagerstätte am Silberberg ein hervorragendes Beispiel darstellt, — d. h. linsenförmige bis lagerartige, concordante Erzeinlagerungen innerhalb der etwas mit Erz imprägnirten Schiefer, — welchen die charakteristische Structur der Erzgänge, sowie deren Begleitung in Form einer Gangart völlig fehlt, wurden früher als ganz unzweifelhaft gleichalterige Bildungen mit den umgebenden Schichtgesteinen angesehen, also als Absätze aus dem Urmeer, das ja auch zur Bildung der Nebengesteine Anlass gegeben haben sollte.

Diese Falbänder bilden eine ausserordentlich weit verbreitete Gruppe von Erzlagerstätten, welche neben verschiedenen Kiesen, Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies in sehr wechselnden Verhältnissen, vor Allem Zinkblende und Bleiglanz, als wichtigste Erzmineralien aufweisen, und die bald mehr in Form kurz abgeschnittener Linsen, bald in lang ausgedehnten, eigentlichen Lagern vorkommen und an zahlreichen Orten schon früher zu bergbaulicher

Thätigkeit Veranlassung waren. Trotz des grossen Interesses, welches die Erzlagerstätte im Silberberg schon in Folge ihres bedeutenden Reichthumes an verschiedenen Mineralien, die z. Th. sonst zu den Seltenheiten gehören, darbieten musste, ist mit Ausnahme der übersichtlichen Zusammenstellung, welche Gümbel in seiner „Geognostischen Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges“ über dieses Vorkommen gibt, in der Literatur kaum etwas bekannt geworden, höchstens einige rein mineralogisch-krystallographische Untersuchungen, zu welchen das in so grosser Menge und vorzüglicher Beschaffenheit durch den Bergbau gelieferte Material willkommenen Anlass bot, zumal dasselbe in allen bedeutenderen mineralogischen Sammlungen verbreitet sein dürfte. Die geologischen und namentlich die petrographischen Verhältnisse aber, welche ein Licht auf die Beziehungen der Erzkörper zu ihren Nebengesteinen werfen könnten, sind seit den Aufnahmen Gümbels völlig unberücksichtigt geblieben, obgleich seit diesen grundlegenden Studien sich die Ansichten in vielen Beziehungen geklärt, ja völlig verändert haben, und auch in der modernen, mikroskopischen Forschung ein nicht zu unterschätzendes Hilfsmittel bei solchen Untersuchungen geboten ist, dessen Wichtigkeit erst in den allerletzten Jahren mehr und mehr erkannt wird.

Ich selbst nahm schon mehrfach Gelegenheit[1]) auf das ungewöhnliche, wissenschaftliche Interesse hinzuweisen, welches das Falband des Silberberges darbietet, ohne indess auf die Einzelheiten näher eingehen zu können, welche, wie die Folge zeigen wird, gerade hier für die Auffassung des Ganzen am meisten ausschlaggebend sind. Wenn ich aber die Gelegenheit fand, die Verhältnisse dieser interessanten Erzlagerstätten von möglichst vielen Seiten zu beleuchten, und wenn das Material, welches diesen Untersuchungen zu Grunde liegt, ein so ungemein lehrreiches und umfangreiches ist, so bin ich dafür vor Allem Herrn Bergverwalter Gruber in Bodenmais zu innigstem Danke verpflichtet, welcher mir nicht nur die Grubenpläne und Profile zur Verfügung stellte, sondern mich auch allenthalben durch seine eingehenden Kenntnisse des Erzvorkommens selbst und durch ein äusserst zielbewusstes Aufsammeln von Arbeitsmaterial in der liebenswürdigsten Weise unterstützte.

---

[1]) E. Weinschenk, Ueber die Graphitlagerstätten der Umgebung von Passau und die Erzlagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. Glückauf 1898, Nr. 45. Geologisches aus dem bayerischen Walde. Sitzungsber. bayer. Akad. Wiss. 1899, **29**, Heft 2. Der Silberberg bei Bodenmais. Zeitchr. prakt. Geol., 1900, März.

Allgemeine geologische Beschaffenheit.

Der geologische Aufbau des bayerischen Waldes zeichnet sich bei oberflächlicher Betrachtung im Grossen und Ganzen durch eine gewisse Monotonie aus, welche auch im Charakter der Landschaft mit ihrer ebenmässig welligen Configuration allenthalben zum Ausdruck kommt. Insbesondere der „innere Wald" ist, soweit die intensive Bewachsung desselben einen Einblick in die geologische Beschaffenheit gestattet, äusserst einförmig. Granit und Gneiss in ihren gegenseitigen Wechselbeziehungen setzen hier das Gebirge fast ausschliesslich zusammen. Und wenn auch der Granit in verschiedenen ausgebildeten Abänderungen sich findet, wenn er bald mehr porphyrartig, bald rein körnig struirt erscheint, wenn er hier massig, dort etwas schieferig ist, so trägt er doch den Charakter eines ächten Lagergranites an sich, dessen Typus überall ein durchaus gleichbleibender ist.

Was man dagegen im Sinne der Gümbel'schen Aufnahme als Gneiss bezeichnet, das bietet dem Petrographen schon etwas mehr Abwechselung, obschon auch dieses Gestein häufig genug über weitere Areale keine merkliche Aenderung zeigt. Die verschiedenen Varietäten der Gneisse, welche im Wald ausgeschieden worden sind, gehören, wie gewöhnlich, recht mannigfaltigen Gesteinsgruppen an, und wenn man heute noch allgemein in der Geologie die Ansicht vertreten findet, dass die ältesten Vertreter der Formation der krystallinischen Schiefer, die eigentliche Erstarrungskruste unserer Erde vielleicht in ihrer typischsten Entwickelung sich im bayerisch-böhmischen Waldgebirge darbiete, so hält diese Behauptung der exacten Forschung auch in diesem Gebiete nicht Stand, vielleicht in noch geringerem Maasse als dies an anderen, als weniger charakteristisch angesehenen Orten der Fall ist. Die Gneisse des bayerischen Waldes sind entweder schieferige Ausbildungsformen der Granite oder aber, und zwar weit vorherrschend, Contactgesteine, deren krystallinische Structur durchaus den Stempel einer späteren Bildung an sich trägt, und deren mineralische Zusammensetzung so wenig wie die Art ihres geologischen Vorkommens an ihrem contactmetamorphischen Ursprung Zweifel aufkommen lässt. Wenn auch in geologischer Beziehung eine gewisse Eintönigkeit vorhanden ist, so liegt doch in der eigenartigen Beschaffenheit der

Gneisse für den Petrographen ein Material vor, welches in hohem Maasse zu eingehenden Studien anregt. Auch die zahlreichen, oft so mineralreichen Pegmatite bieten des Interessanten und Anziehenden übergenug, sie sind eine fast unerschöpfliche Fundgrube ausgezeichneter Mineral- und Gesteinsstufen. In ganz besonderem Maasse aber sind es zwei Bildungen, welche unter den Vorkommnissen des Waldes das Interesse in erster Linie in Anspruch nehmen: die Kieslager innerhalb der Gneisse, welche ihre beste Entwickelung im Silberberg bei Bodenmais gefunden haben und die eigenartigen, dynamometamorphen Gebilde, welche den „Pfahl" begleiten, diesen mächtigen Quarzgang, welcher sich in fast gerader, nordwestlicher Richtung von Freyhung, nördlich von Passau, bis nach Schwarzenbach, nördlich von Regensburg, auf eine Erstreckung von über 150 km verfolgen lässt. Ueber dieses letztere Vorkommniss wird später einmal ausführlich berichtet werden; hier handelt es sich zunächst um die Erforschung der chemisch-geologischen Processe welche zur Entstehung der Kieslager Anlass gegeben haben, die in so hervorragender Ausbildung den Typus der Falbänder aufweisen.

Für das Studium der Wechselbeziehungen zwischen Granit und Gneiss bieten die Aufschlüsse am Silberberg das vorzüglichste Material, da die Erzeinlagerungen stets nahe der Grenze der beiden Gesteine innerhalb des Gneisses auftreten. Der durch die Röstanlagen auf den Flanken des Berges von Vegetation völlig entblösste Doppelgipfel des Silberberges, dessen Form zu dem Namen der „Bischofshaube" Anlass gab, gibt in seinen kahlen, zerfressenen Felsen schon am Tage eine ungewöhnlich reiche Gelegenheit zum Studium der Erscheinungsformen des Gneisses, während man sonst im Walde fast stets nur mächtige Trümmermassen als Bekrönung der Gipfel zu finden gewohnt ist und thatsächlich anstehendes Gestein nicht gerade häufig und nie in grösserer Ausdehnung auftritt.

Auch der directe Contact zwischen Granit und Gneiss ist hier am Tage in der Nähe des Einganges der „Barbara" vorzüglich aufgeschlossen. Man findet zunächst, dass der Granit, welcher am Fusse des Berges noch rein körnige Beschaffenheit hat, gegen den Contact zu als „Krystallgranit", d. h. porphyrisch ausgebildet erscheint. Schon an den Abhängen des Silberberges gegen Bodenmais zu liegen im Walde in grosser Zahl die Blöcke dieser granitischen Gesteine, die durch das Hervortreten zahlreicher, grosser, weisser Feldspathkrystalle wie gefleckt erscheinen. Der Erhaltungszustand derselben aber ist meistens ein sehr schlechter, und die Verwitterung ist ziemlich weit in das Innere der Gesteine vorgedrungen, welche gewöhnlich auch rostbraun gefärbt sind. Die granitischen Gesteine des Waldes neigen überhaupt sehr zur

Verwitterung und die Bildung bedeutender Ablagerungen von Granitgrus, welche das granitische Areal als Verwitterungsschicht bedecken, und die in zahlreichen Sandgruben aufgeschlossen sind, bieten dem aufnehmenden Geologen oft den einzigen Wegweiser in dem an Aufschlüssen frischer Gesteine so ausserordentlich armen Gebiete.

Die Beobachtung einer in den Mengenverhältnissen der einzelnen Gemengtheile mit dem Hauptgestein völlig übereinstimmenden, aber porphyrisch ausgebildeten Grenzzone des Granites kann man im bayerischen Walde an zahlreichen Stellen wiederholen, und diese Ausbildung ist geradezu charakteristisch für die hier auftretenden Granite, in welchen die sonst in granitischen Gebieten so gewöhnlichen Erscheinungen magmatischer Spaltung so gut wie ganz fehlen. So beobachtet man hier niemals irgendwie hervortretende chemische Modificationen des Magmas gegen die Grenze zu, es fehlen fast völlig die dunklen Putzen, welche sonst in Graniten so häufig sind, es fehlen aber auch die gangförmigen Vorkommnisse von Aplit und Lamprophyr, die sonst ein so bezeichnendes Gefolge granitischer Intrusionen bilden.

Die hier in Betracht kommenden Granite sind ächte Lagergranite, vermuthlich einer und derselben mächtigen Intrusivmasse angehörig, deren einzelne Theile geschieden sind durch mehr oder minder breite, parallele Schieferbänder, die bald allseitig von Granit umgrenzt in dem Massengestein zu schwimmen scheinen, bald wieder dieses vollständig abschneiden. Wie dies bei solchen Graniten gewöhnlich ist, lässt die Zusammensetzung des Erstarrungsgesteins keinen weitergehenden Wechsel erkennen, vorherrschend sind Zweiglimmergranite, aus welchem sich hin und wieder Biotitgranite entwickeln, die aber mit jenen die grösste Aehnlichkeit aufweisen. Die mannigfaltigen Uebergänge in kieselsäure- und alkaliärmere Gesteine, welche stockförmige Vorkommnisse von Granit oft in so hohem Maasse interessant machen, fehlen hier vollständig, ja selbst Uebergänge in die so nahe verwandten Amphibolgranite lassen sich nirgends nachweisen. Die Gesteine sind durchgehends in normaler Ausbildung von mittlerem Korn und haben, da der vorherrschende Orthoklas weiss erscheint, helle, höchstens grauliche oder gelbliche Farben. In den Grenzzonen beobachtet man öfters ausser der Entwickelung einer porphyrartigen Structur die Aufnahme von Cordierit oder Granat, welche in einzelnen Individuen als accessorische Gemengtheile eintreten, und die offenbar dem umgebenden „Gneiss“ entstammen.

Der Gneiss tritt in der typischsten Form der von Gümbel als Körnelgneiss oder speciell als Cordieritgneiss ausgeschiedenen Gesteinsgruppe auf, welche einen charakteristischen Horizont seiner „hercynischen Gneissformation“

darstellt. Das Gesammtbild, welches diese Gesteine bieten, zeichnet sich durch bunten Wechsel aus und einzelne derselben sind in Folge kräftiger Farbencontraste von hervorragend schönem Aussehen, so vor Allem dunkle, an mehrere Centimeter grossen Almandinkörnern hervorragend reiche Varietäten, ferner solche, in welchen der lebhaft blauviolette Cordierit in grösseren Individuen hervortritt, oder andere, deren Hauptgemengtheil ein spangrüner Orthoklas ist. Auch die Korngrösse ist weitgehendem Wechsel unterworfen, während aus den zuletzt genannten Abarten sich Stücke von Feldspath bis zu Handstückgrösse herausspalten lassen, haben andere die makroskopisch völlig dichte Structur der Hornfelse. In Folge eines grossen Reichthums an Biotit sind einzelne dieser Bildungen ganz dünnschieferig, andere, und zwar namentlich die von hornfelsartiger Beschaffenheit, lassen mit blossem Auge keine Spur von Schieferung und Schichtung erkennen. Aber noch viel hervortretender als alle diese Unterschiede und schon bei einer oberflächlichen Betrachtung der kahlen Felsen des Silberberges wie der allenthalben im Wald zerstreuten Gneissblöcke ist eine durch abwechselnde helle und dunkle Lagen hervorgebrachte Bänderstructur, welche um so deutlicher wird, je glimmerreicher einzelne Schichten sind, während man sie in den hornfelsartigen Bildungen völlig vermisst. Die dunkeln Lagen zeigen durch die parallele Anordnung der Biotitblättchen eine deutliche Schieferung, welche namentlich an den durch die Röstanlagen ausgenagten Felsen prächtig hervortritt, die aber meistens nur zu einer wenig vollkommenen Spaltbarkeit der Gesteine führt. Vielmehr brechen auch diese Gesteine sehr leicht quer zu der Schieferung durch; im Bruche beobachtet man dann häufig schwach seidenglänzende feinverfilzte Aggregate von Faserkiesel, welche hin und wieder die farbigen Mineralien ganz verdrängen, so dass weisse Sillimanitschiefer hervorgehen. Im Allgemeinen sind die glimmerreichen Lagen auch reich an grossen Individuen von Almandin, welche aber nur äusserst selten Krystallform und zwar 202 aufweisen, meist durchaus unregelmässig begrenzt sind, oder sie enthalten Cordierit, der aber nicht ebenso wie der Granat lebhaft aus dem Gestein hervorleuchtet, vielmehr im Allgemeinen mattgraulich-blau ist und daher vom Quarz nur schwer unterschieden werden kann. Spaltflächen von Feldspathen beobachtet man in diesen Bildungen nur selten, und der Biotit tritt im Allgemeinen in zusammenhängenden Membranen auf, welche eine Flaserstructur des Gesteines bedingen.

Ganz abweichend davon sind die Verhältnisse der lichten Bänder, die nach ihrer Structur und Zusammensetzung schon makroskopisch sich als granitische Gesteine zu erkennen geben, Quarz und Feldspath neben einem oder zwei Glimmermineralien setzen diese Lagen zusammen, in welchen ausser-

dem grössere lebhaft blau gefärbte oder auch in Pinit umgewandelte Krystalle von Cordierit oder Ikositetraëder von Granat verbreitet sind. Der Biotit bildet einzelne, meist sehr vollkommen umgrenzte Krystalle, welche richtungslos dem Gestein eingestreut sind und oft in grösserer Menge von pyramidalen Krystallen von Quarz durchlöchert werden, wie überhaupt der Quarz in diesen Gesteinen eine grosse Neigung zu krystallographischer Ausbildung deutlich erkennen lässt, so dass die gewöhnliche Structur die „structure granulitique" ist. In anderen dieser Bänder ist die Structur mehr pegmatitartig, dann fehlt gewöhnlich der dunkle Glimmer und Muscovit ist oft sehr reichlich vorhanden. Endlich finden sich auch fast quarzfreie Lagen und Nester von Feldspath, ebensolche von Quarz mit Muscovit, wie überhaupt schliesslich an einzelnen Stellen fast jedes der in den Gesteinen vorhandenen Mineralien, namentlich der Biotit, der Cordierit oder der Granat in ungewöhnlich grossen Individuen Zusammenhäufungen bilden können.

Die Gesteine des Silberbergs und der diesem entsprechenden „Gneiss"zone des Waldes überhaupt sind in weitestgehendem Maasse gefaltet, wie man dies auch sonst häufig am Contact von Schiefern gegen Intrusivgesteine beobachtet, und die kahlen Felsen des Silberberges geben Gelegenheit, diese Faltungserscheinungen im Detail zu studiren, ebenso aber auch das gegenseitige Verhalten der dunklen und lichten Bänder, welche zusammen den Gneiss bilden. Ein eingehendes Studium der geologischen Erscheinungsform zeigt, dass es sich mit absoluter Sicherheit nicht um zwei gleichwerthige, in schichtenartigem Wechsel auftretende Gesteine handelt, sondern, dass vielmehr die lichten Bänder nur im Allgemeinen die Form concordanter Einlagerungen aufweisen, dass sie aber um so häufiger die dunkeln schieferigen Lagen quer durchbrechen, je mehr man sich der Grenze gegen den Granit nähert. Hier sind es bald grössere, bald kleinere Schollen der Schiefer, welche in dem lichten Gestein zu schwimmen scheinen, und in welche dasselbe auf zahllosen Adern und Klüften eindringt. Das Bild, welches der „Wald" im Grossen darbietet, wiederholt sich hier in kleinerem Maassstabe auf das Vollkommenste, und das lichte Gestein ist nicht nur nach Structur und mineralischer Zusammensetzung, sondern in gleichem Maasse auch nach seinem geologischen Auftreten ein ächter Granit. Die Art der Verbindung der beiden Gesteine ist eine äusserst mannigfaltige, bald folgt der Granit allen Windungen und Verbiegungen der Schiefer in gleichmässigen, schmalen Bändern, bald bauchen sich diese sehr bedeutend, namentlich an den Sätteln und Mulden der Schiefer auf, um an den Schenkeln zu schmalen Schnüren zu werden. Bald sind es kleine, abgerissene Schieferfetzen, welche allenthalben von Granit umschlossen und injicirt werden, bald

grosse, namentlich im Streichen lang aushaltende Schollen, die im Granit eingebettet sind, und endlich tritt eine so innige Mischung von Schiefer- und Granitmaterial ein, dass die beiden Gesteine geradezu miteinander verschmelzen, wie ja überhaupt eine Aufnahme von Schiefermaterial durch den Granit durch die allenthalben in letzteren verbreiteten Krystalle von Cordierit und Granat überaus wahrscheinlich gemacht wird.

Der „Cordieritgneiss“ des bayerischen Waldes erweist sich somit schon makroskopisch als zusammengesetzt aus zwei verschiedenen Gesteinstypen: einem unter allen Umständen sehr feldspatharmen bis feldspathfreien, z. Th. hornfelsartigen, z. Th. schieferigen Contactgesteine und aus Apophysen der Granitmassive, welche das Liegende resp. das Hangende der Schiefer bilden. Diese Abzweigungen lösten, wie dies so häufig der Fall ist, einzelne Bestandtheile der Schiefer auf und nahmen bei der Erstarrung die „structure granulitique“ an. Kurzum, die typische Erscheinung, welche überall zu beobachten ist, wo schieferige Gesteine in ein Intrusivgestein „hineinblättern“, bedingt den Charakter dieser „Gneisse“; sie zeigen eine innige Durchtränkung ursprünglich sedimentärer Gesteine, die eine contactmetamorphische Umwandlung erfahren haben, mit dem noch schmelzflüssigen, granitischen Magma. Die verschiedene Intensität der Injection des granitischen Schmelzflusses, die wechselnde Resorption der Schiefer durch den Granit ergibt den abwechselungsreichen Habitus der Gesteine, welche ursprünglich wohl auch geschichtet und in verschiedenartig zusammengesetzten Lagen getrennt, doch nicht den schon beim ersten Anblick erstaunlichen Wechsel zeigten, den sie heute aufweisen.

Im Allgemeinen weist schon der makroskopische Habitus der Gesteine, zumal an den zerfressenen Felsen des Silberberges darauf hin, dass die beiden Gesteine, aus welchen sich der „Gneiss“ zusammensetzt, ihre Individualität gewahrt haben, und dass eine Einwanderung von Feldspath in den Schiefer ebenso wie eine Aufnahme von Schiefermaterial durch den Granit im Allgemeinen nur da stattfand, wo eine intensive Vermischung beider Gesteine zu beobachten ist, so dass man fast allenthalben die beiden Gesteine deutlich nebeneinander erkennen kann.

Die Gesteine des Silberberges sind durch grosse Härte und im Allgemeinen vollkommene Frische ausgezeichnet. Wo Feldspath vorhanden ist, zeigt er adularähnliche Beschaffenheit, die Glimmer, selbst der Biotit, haben einen hohen Grad von elastischer Biegsamkeit, und nur der Cordierit lässt in den granitischen, nicht aber in den schieferigen Lagen öfters die typische Umwandlung erkennen, welche man als Pinit bezeichnet hat. In hohem Maasse auffallend ist die Härte und Zähigkeit der hier auftretenden Gesteine, eine Erscheinung,

welche besonders in die Augen fällt, wenn man gewohnt ist, derartig stark dislocirte Gesteine, wie sie hier vorliegen, aus alpinen Gebieten zu untersuchen. Dort zeigt schon das äussere Verhalten der Gesteine die innere Zerrüttung und Zermalmung an, hier am Silberberg dagegen ist von einer Lockerung des Gefüges nicht das Geringste zu bemerken, die in feinste Falten gelegten Gesteine sind so compact und zähe, wie sie sonst unter ganz normalen Lagerungsverhältnissen nicht zu sein pflegen. Und ebenso wenig beobachtet man im Allgemeinen eine Andeutung von Parallelstructur in den Graniten und deren Apophysen, wie sie in jenem Gebiete zu den ständigsten Erscheinungen gehört. Nur ganz selten und ausnahmsweise trifft man zwischen den compacten Gesteinen schmale Schichten, welche völlig zertrümmert sind. Um das Gesammtbild der Gesteine des Silberberges zu vervollständigen, müssen noch die in gewissen Horizonten und zwar meist in der Nachbarschaft der Erzlinsen in grosser Menge auftretenden Quarzanreicherungen von meist ziemlich geringen Dimensionen, kaum über 1 m in der Länge, erwähnt werden, welche im Allgemeinen gleichfalls linsenähnliche Formen aufweisen und oft in solcher Menge vorhanden sind, dass die Felswände wie geflammt erscheinen. Sie sind gewöhnlich nur von derbem, weissem, fettglänzendem Quarz erfüllt, in anderen Fällen tritt neben dem Quarz Muskovit hervor, öfters kommt etwas Orthoklas hinzu und schliesslich ist eine scharfe Grenze dieser Quarzknauern gegenüber den Pegmatiten ebenso wenig vorhanden, wie zwischen diesen und den Apophysen des Granites selbst, welche sich zwischen die Schiefer eingepresst haben. Von Quarz erfüllte grössere Klüfte sind selten, doch findet man kleine Quarzadern und Trümmer als Verbindung zwischen den linsenförmigen Aggregaten desselben Minerales. Dagegen sind mehrere normale, pegmatitische Gänge auch in den Schiefern nachgewiesen, von welchen vor Allem einer von Interesse ist, der unterhalb des Silberberggipfels aufsetzend durch seinen hohen Gehalt an polarmagnetischem Magneteisen bei vollkommen schriftgranitischer Structur auffällt.

Bemerkenswerth ist die Erscheinung, dass die mannigfaltigen Stauchungserscheinungen, welche die Schiefergesteine des Silberberges erkennen lassen, von Schicht zu Schicht ganz ausserordentlich wechselnde sind, Lagen, welche in enge, oft überhängende Falten gelegt sind, wechseln mit solchen, die nur schwache Faltung aufweisen, und in nächster Nachbarschaft derselben trifft man fast geradlinig verlaufende Lagen. Der weitgehende Wechsel in der ursprünglichen Zusammensetzung dieser Gesteine spricht sich eben auch in ihrer verschiedenen Widerstandsfähigkeit gegenüber den faltenden Processen aus. Während im Allgemeinen die glimmerreichsten Lagen die intensivste Faltung erlitten haben, erscheinen die eigentlichen Hornfelse äusserlich wenigstens

ziemlich ebenschichtig. Dann beobachtet man, dass in den am weitesten gefalteten Lagen die Quarzlinsen in besonderer Massenhaftigkeit an Sätteln und Mulden sich häufen und dort meist auch ihre grösste Mächtigkeit erreichen. Aber auch weniger gefalteten Lagen fehlen sie nicht und schliesslich ergibt sich aus dem Vorhandensein derselben zwischen den ebenen Schichten der hornfelsartigen Bildungen, dass diese aus dem allgemeinen Stauchungsprocess nicht so unberührt hervorgegangen sind, wie es bei oberflächlicher Betrachtung den Anschein hat; auch sie sind dabei etwas aufgestaut worden.

Die ganze Art der Ausbildung der Gesteine des Silberberges zeigt in einer geradezu klassischen Art und Weise, wie ein und derselbe Process der Faltung verschiedenartige Gesteine in durchaus verschiedener Weise beeinflusst, wie die Schichten im Stande sind, unter der Wirkung eines seitlichen Druckes sich gegeneinander und übereinander zu verschieben. Man sieht, wie einzelne Lagen eine Art Widerlager bilden, während andere daneben wie Papier zusammengefaltet werden, wie in den schieferigen Gesteinen sich hauptsächlich an den Fugen der Schichten schwächere Stellen ausbilden, die einer späteren Bildung den Eintritt erleichtern, wie in anderen Fällen durch blosse Aufstauung linsenförmige Hohlräume sich bilden, wie endlich in richtungslosen Gesteinen an Stelle dieser Erscheinungen die Gänge treten. Kurzum, die Erscheinungsweise der „Cordieritgneisse“ des bayerischen Waldes bildet nicht nur in Beziehung auf die Entstehung dieser Gesteine selbst des Anziehenden genug, man kann aus einem eingehenden Studium derselben auch zahlreiche Erfahrungen sammeln, welche für die Erkenntniss der Lagerstätten überhaupt von Nutzen sind. Die Mannigfaltigkeit der Gesteine ist damit nicht erschöpft, in untergeordneter Weise trifft man noch wenige, schmale Lagen von Gabbro-ähnlicher Zusammensetzung, z. Th. den früher beschriebenen Bojiten ähnlich, z. Th. sehr grobkörnig, und endlich wurde auch eine schmale Lage von normalem, völlig frischem Diabas beobachtet.

Zu all' diesen mannigfaltigen Bildungen treten nun noch die Erzkörper hinzu, die an sich schon ziemlich wechselnd zusammengesetzt, auch die mineralische Zusammensetzung und Structur der umgebenden Gesteine in weitestgehendem Maasse beeinflussen.

Ueber die Form und die Lagerungsverhältnisse der Erzkörper im Silberberg wurde im Vorhergehenden von K. Gruber eingehend berichtet, ich kann hier also auf dessen ausführliche Darstellung verweisen, zumal dieselbe sehr viel Aehnlichkeit in jeder Beziehung mit den Anreicherungen von Quarz aufweist, von welchen sie aber die viel bedeutenderen Dimensionen unterscheiden. Ich möchte hier nur betonen, dass sich fast an jeder Erzeinlagerung ein

charakteristischer Unterschied zwischen dem Hangenden und dem Liegenden erkennen lässt, deutlich bis sehr vollkommen schieferige oder grobkörnige und bruchige Gesteine auf der einen, zähe, compacte Bildungen auf der anderen Seite trifft man ungewöhnlich häufig; auch zwischen den injicirten Granitbändern und den Schiefern, wie in dem Profil Fig. 1, von Unterried, sind nicht selten Erzlager eingeschaltet, welche dagegen an der Grenze der Granitmassivs selbst zu fehlen scheinen. Die Erscheinung, dass das Auftreten der Erzlager abhängig ist von der Berührungsfläche sehr verschieden struirter Gesteine, gibt eine Erklärung für die Beobachtung, dass, abgesehen von Unregelmässigkeiten im Einzelnen, die Erzlinsen sich im Grossen und Ganzen zu lagerartigen Zügen anordnen, deren gleichbleibender Horizont eben im Allgemeinen einer solchen Schichtgrenze entspricht, während die unregelmässige Form derselben, wie dies im Obigen K. Gruber an einem Beispiel erläutert, mit der gerade an solchen Stellen besonders unregelmässigen Grenzfläche der beiden Lagen in directem Zusammenhang steht.

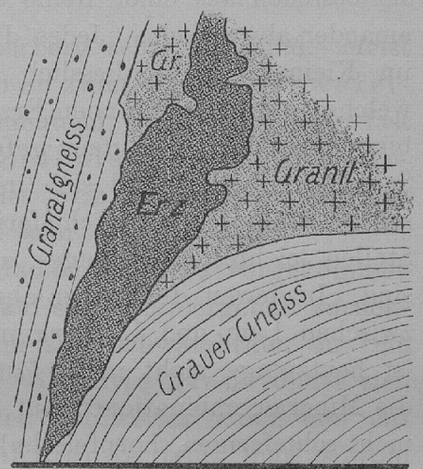

Fig. 1.

Von den an zahlreichen Punkten des Waldes nachgewiesenen, analogen Einlagerungen, welche im Streichen der Schichten gegen Osten zu auf weitere Entfernung hin erzführend sind, und deren äusserste Ausläufer noch bis zum Rachel verfolgt werden können, haben sich nur die Vorkommnisse des Silberberges selbst als abbauwürdig erwiesen. Da in diesem Streichen aber der Gesteinscharakter durchaus gleichbleibend ist, gilt Alles, was für die Form der Lagerstätte am Silberberg gesagt wurde, auch für diese untergeordneten Vorkommnisse, ebenso wie für dasjenige bei Unterried, nordwestlich von Bodenmais, wo dieselben petrographischen Verhältnisse vorhanden sind.

Es ist nun von ganz besonderem Interesse, zu sehen, wie sich diese scheinbar so constante Form der Einlagerungen ändert, sobald die Beschaffenheit des die Lagerstätte umschliessenden Gesteines eine andere wird. Am besten illustrirt wird dies durch das neuerdings wieder aufgeschlossene Vorkommen bei Lam, nördlich von Bodenmais, welches der Glimmerschiefer- resp. Phyllitzone Gümbel's eingelagert ist. Dasselbe ist verhältnissmässig weit von der Grenze des Granites entfernt, von einer granitischen Injection sind keine Spuren mehr vorhanden, und die krystallinische Umwandlung der hier sehr dünnschieferigen

Glimmerschiefer- bis Phyllit-ähnlichen Gesteine ist im Allgemeinen weniger ausgeprägt. Das Erz, in den wichtigsten Bestandtheilen übereinstimmend mit demjenigen des Silberberges, jedoch mit vorherrschendem Schwefelkies, zeigt hier eine durchaus abweichende Form des Auftretens. Zwar trifft man es auch hier durchaus lagerartig und so gut wie ausschliesslich concordant zu den Schiefern eingelagert. An Stelle der unregelmässigen, rasch auskeilenden Linsen sind aber etwa ebenso mächtige anhaltende Lager getreten, welche in ihrer ganzen, oft recht bedeutenden Längenerstreckung ziemlich die gleiche Mächtigkeit behalten. Diese Lager bestehen aber nicht aus den compacten Kiesmassen, welche die Einlagerungen am Silberberg so wohl charakterisiren, sondern sie bestehen aus einer Reihe erzarmer und erzreicherer Bänder, welche miteinander abwechseln. Jedes dieser Bänder zeigt noch einmal dieselbe Structur im Kleinen und schliesslich besteht das Ganze aus dünnsten Schieferlagen, welche mit ebenso dünnen Erzlagen abwechseln, welch' letztere sich allen Verbiegungen der mannigfach gefalteten Schiefer anschliessen, nur selten quer zur Schichtung gehen und sich in einzelnen Lagen in grösserer Anzahl zusammenschaaren. In dem dünnschieferigen Gestein sind eben stets die Schichtenfugen die Stellen leichtesten Zuganges, auf welchen die Erze zur Ablagerung gekommen sind. Inwieweit die früher abgebauten Erzgänge der Fürstenzeche im Buchet zwischen Lam und Lohberg mit diesen Erzlagerstätten in Verbindung stehen, ist heutzutage nicht mehr festzustellen, da die alten Baue dort zerfallen sind, die Mineralcombinationen auf den Gängen selbst, welche meist in sehr harten, nicht schieferigen, hornfelsähnlichen Gesteinen aufsetzen, ist von jener der hier in Frage kommenden Lagerstätten jedenfalls weit verschieden, indem an der Fürstenzeche eine ächte Gangformation auftritt, charakterisirt vorherrschend durch die Paragenesis von silberhaltigem Bleiglanz mit Flussspath, welch' letzterer in unseren Erzlagern nur ein äusserst seltener Gast ist. Soweit die auf den Halden aufgelesenen Gangstufen zeigen, ist die Gangstructur eine sehr ausgeprägte, sobald die Gänge aber in etwas schieferige Gesteine übersetzen, erscheinen diese von dem Gang aus nach beiden Seiten aufgeblättert, und Magnetkies, Schwefelkies und Zinkblende sind dort auf den Schichtenfugen eingedrungen.

Nach dieser kurzen Skizzirung einiger benachbarter Erzvorkommnisse von untergeordneter Bedeutung kehren wir wieder zu der Lagerstätte des Silberberges selbst zurück. Wie aus der von K. Gruber gegebenen Darstellung ihrer Erscheinungsform hervorgeht, zeigen die Erzkörper im Silberberg in charakteristischer Weise die Ausbildung der sogenannten Falbänder, welche bald aus Aneinanderreihungen von Erzlinsen bestehen, bald aber, wie das von

dem Vorkommen bei Lam beschrieben wurde, aus Schaaren winziger, aber lang aushaltender Erzbänder bestehen.

Die Unregelmässigkeit der Vertheilung, die Nachbarschaft grösserer Massen von Erstarrungsgesteinen und schliesslich das Uebergehen der Lager in eigentliche Gänge sind eine bezeichnende Erscheinung für diese Gruppe der Erzlagerstätten, welche sich an allen eingehender studirten Vorkommnissen dieser Art wiederholt. Die Schilderungen, welche v. Elterlein von dem Erzlager am Schneeberg im Passeyer gibt, die Beschreibung der Sulitjelmagruben durch Stelzner, Vogt's Untersuchungen an den Falbändern von Kongsberg etc., geben durchaus dieselben Leitmotive, welche eben den Charakter der Falbänder bezeichnen.

Erzführung und Erzgehalt ist am Silberberg sehr wechselnd. Meist ist Magnetkies das herrschende Erz, neben dem an zweiter Stelle Schwefelkies hervortritt, der indess auch manchmal bedeutend vorherrscht oder fast ausschliesslich vorhanden ist. Bleiglanz und Zinkblende sind, im Gegensatz zu dem nahe verwandten Vorkommniss des Schneeberges in Tirol, unter den gegenwärtig geförderten Erzen stets sehr untergeordnet; ersterer ist sehr silberhaltig und scheint früher in bedeutenderer Menge vorgekommen zu sein, da doch wohl der Name Silberberg auf seinen Silbergehalt zurückzuführen ist; letztere ist sehr eisenreich und daher stets schwarzbraun bis rein schwarz gefärbt und oft metallähnlich glänzend. Der Bleiglanz findet sich in Putzen innerhalb der Kiese, die öfters grössere Haufwerke bilden und mit der Hand ausgelesen werden können; die Zinkblende trifft man sowohl zwischen den Erzen selbst in späthigen Partien, besonders häufig aber bildet sie in körniger Ausbildung schmale Bänder, welche fast stets die Grenzen der Linsen gegen den Gneiss begleiten und diese besonders scharf hervortreten lassen; an der Grenze gegen feldspathreiche Gesteine ist die Zinkblende stets in hohem Maasse mit Zinkspinell gemischt. In diesem Zinkblendesalband ist entschieden eine Andeutung von bilateral symmetrischem Aufbau gegeben. Auch die Gesteinseinschlüsse, welche im Erz vorhanden sind, werden gewöhnlich von einem schmalen, schwarzen Saum von Zinkblende und Zinkspinell umrandet und bringen so manchmal den Eindruck ächter Cocardenerze hervor.

Von sulfidischen Erzen ist ferner ständig Kupferkies vorhanden, welcher meist als letztes Cäment zwischen den übrigen Erzen auftritt. Oxydische Erze sind ziemlich selten; stellenweise findet sich etwas Magneteisen, in ziemlich allgemeiner Verbreitung, aber feiner Vertheilung Titaneisen und Rutil. Besonderes Interesse erweckt das Vorkommen von Zinnerz, welches in

prismatischen, theils stark gerieften, theils scharf umgrenzten, schwarzen Krystallen nesterweise in den sulfidischen Erzen eingebettet ist.

Die Erze bilden gewöhnlich compacte Massen, in welchen die für die Erzgänge so charakteristischen Krystalldrusen ebenso fehlen, wie die Gangart, welche man in diesen nie vermisst. Dabei sind sie aber häufig durch nichtmetallische Mineralien in hohem Maasse verunreinigt, oft so, dass diese letzteren überwiegen. Aber das Auftreten und die Ausbildung dieser Mineralien einestheils, die Paragenesis derselben anderntheils sind derart, dass man sie nicht mit der sogenannten Gangart der Erzgänge vergleichen kann. Die Begleitmineralien der Erze in der Lagerstätte des Silberberges finden sich niemals in zusammenhängenden Partien, welche, wie dies für eine Gangart in allen Fällen so charakteristisch ist, eine gewisse selbständige Rolle neben den Erzen spielen oder stellenweise dieselben ganz zu vertreten im Stande sind, sondern man beobachtet vielmehr neben Bruchstücken des Nebengesteines, wie sie ja auf Gängen auch auftreten können, nur einzelne Krystalle und Bruchstücke von solchen, welche im Erz schwimmen und sehr häufig oberflächlich stark durch das Erz modificirt sind.

In dieser Weise trifft man als häufigstes Mineral den Quarz, dann Cordierit, Oligoklas, Orthoklas, Biotit, Hypersthen, Andalusit und endlich den Zinkspinell, insgesammt Mineralien, die auch als Gemengtheile des Gneisses auftreten, in welchem die Erzlinsen eingebettet sind, jedenfalls aber durchaus keine Paragenesis irgend einer bekannten Gangformation.

Während nun diese Mineralien in dem Schichtgestein ausschliesslich in Form körniger Aggregate ohne Andeutung von Krystallform vorhanden sind, beobachtet man, dass sie im vorherrschenden Erz insgesammt mehr oder minder deutliche Krystalle bilden, welche allerdings nur selten glatte Flächen und scharfe Kanten aufweisen, sondern etwa nach Art der in contactmetamorphen Kalken eingewachsenen Silicate gerundet und stark corrodirt sind. Namentlich der Quarz zeigt diese Ausbildung in hervorragend charakteristischer Weise. Die einzelnen Krystalle dieses Minerales, welche im Erz eingebettet liegen, haben alle Eigenthümlichkeiten der Quarze in den Quarzporphyren, abgesehen von der oft ziemlich bedeutenderen Grösse der am Silberberg beobachteten Vorkommnisse. Oefters fehlen die Flächen des Prismas völlig und die Krystalle haben den bipyramidalen Habitus der pyrogenen Quarze, in anderen Fällen sind sie kurz prismatisch mit beiderseitiger pyramidaler Endigung; Kanten und Ecken sind stark gerundet und die Flächen zeigen in grosser Zahl runde, schüsselartige Vertiefungen, in welche das Erz in Form glänzender Tröpfchen eingedrungen ist. Die übrigen Mineralien erscheinen bei gleicher Oberflächen-

beschaffenheit stets äusserlich schwarz, eine im höchsten Grade charakteristische Erscheinung an all diesen Krystallen, welche darauf zurückzuführen ist, dass die oberflächliche Schicht derselben massenhaft Einschlüsse von Erzen aufweist.

Die Mengenverhältnisse der Erze untereinander sind, wie schon bemerkt, äusserst wechselnd, und dasselbe gilt für das Auftreten der Begleitmineralien. In einzelnen Vorkommnissen trifft man ausser wenigen Quarzkrystallen kaum irgend welche deutlich hervortretende, nicht metallische Beimengungen, andere sind geradezu Breccien von Krystallen der Nebengemengtheile und von Bruchstücken derselben, welche durch ein Bindemittel von Erz verkittet werden. Hin und wieder findet man nesterartige Anhäufungen einiger dieser Beimengungen, so namentlich von Hypersthen oder Zinkspinell, welche dann in ungemein grosser Menge vorkommen können, um nach Abbau des Nestes viele Jahre lang kaum mehr als in Spuren gefunden zu werden; dasselbe gilt auch vom Zinnerz.

Die Grenze der Erzlinsen gegen das Nebengestein ist stets eine scharfe, von Uebergängen kann keine Rede sein, wenn auch das Nebengestein hin und wieder stark mit Erz durchtrümmert erscheint. Der eigentliche Erzkörper mit seinen gerundeten Beimengungen grenzt scharf an den normalen Gneiss mit accessorischem Erz an und ist von demselben zumeist auf allen Seiten durch einen schmalen Saum von schwarzer Zinkblende und Zinkspinell getrennt, auf welchen gegen die Erzmasse zu häufig sehr grobkörnige, späthige Partien von reinem Magnetkies und dann das Gemenge der übrigen Erze folgen. Gegen den Gneiss schliesst sich oft an das Zinkblendeband eine schmale Zone einer grünlichen, völlig amorph erscheinenden Substanz an, welche wiederum scharf von dem normalen Gneiss abschneidet, oder aber ein körniges Aggregat von Zinkspinell bildet das äusserste Salband.

Es setzen nun im Kleinen ausserordentlich häufig, sehr selten in grösserem Maassstabe in das Nebengestein, besonders wenn dies ein Hornfels oder Granit ist, Abzweigungen des Erzes hinein, welche den Charakter von Adern und Gängen darbieten und in beliebiger Richtung zum Streichen und Fallen der Schichten verlaufen. Solche Adern zeigen nicht selten ein ähnliches dunkles Salband wie die Erzkörper selbst, welches aus Zinkblende und Zinkspinell besteht, oder das letztere Mineral ersetzt die Erze eines solchen schwachen Trumes vollständig. Sehr erklärlich ist, dass die Gangnatur namentlich dort gut ausgebildet ist, wo es sich um die nicht schieferigen Hornfelse handelt, während solche Abzweigungen in den schieferigen mehr den Habitus von Lagern annehmen. In gröber körnigen Gesteinen besonders beobachtet man, dass das ganze Gestein in seinem innersten Gefüge erschüttert ist, und alle Risse und Sprünge von feinen Erz-

adern erfüllt werden, mit welchen diese Gesteine völlig imprägnirt erscheinen. Besonders instructiv sind die Verhältnisse, wenn solche Abzweigungen auf die oben beschriebenen, zwischen den Gneissen eingeschobenen Quarzaggregate treffen, indem sie dieselben ganz ebenso wie die Gneisse selbst durchbrechen und in der mannigfaltigsten Weise zertrümmern. So sieht man öfters in zertrümmerten und injicirten Quarzlinsen, wie die Erze in Form von Gängen von mehreren Seiten hereindringen, wie sie sich in der Mitte vereinigen und nun in grosser Menge kleine, scharfeckige Bruchstücke von Quarz umschliessen. Im weiteren Fortschreiten wird das Erz mächtiger, die Quarze verlieren mehr und mehr ihren Bruchstückcharakter, und wenn endlich das Erz völlig herrschend geworden ist, dann sieht man an Stelle der eckigen Bruchstücke nur noch rundliche Krystalle von Quarz mit Einbuchtungen etc. in der Erzmasse eingebettet.

Wenn unter den Erzen der Schwefelkies vorherrscht, so zeigen diese bei der Verwitterung ein eigenthümliches Verhalten. Bei ganz kurzem Lagern am Tage nehmen diese ursprünglich völlig gleichmässig compacten Bildungen ein Aussehen an, das man am besten mit demjenigen von wurmstichigem Holz vergleicht. Kleine, kreisrunde Löcher, von einer lockeren, schwarzen, vitriolischen Masse erfüllt, treten in grosser Anzahl auf und von diesen aus geht dann auch die Verwitterung des Schwefelkieses in ungewöhnlich rascher Weise vor sich. Die derben Massen des Schwefelkieses ebenso wie die hin und wieder in grösserer Menge vorkommenden und dann meist in Kupferkies eingebetteten Krystalle desselben sind in Folge dieser eigenthümlichen Beschaffenheit viel weniger widerstandsfähig als der sonst so vergängliche Magnetkies, und selbst durch sorgsamste Aufbewahrung in Sammlungen können einzelne Schwefelkiesstufen des Silberberges auf längere Zeit vor der fortschreitenden Verwitterung nicht geschützt werden. Man hat dieses eigenthümliche Verhalten auf eine Beimengung von Speerkies zurückzuführen versucht, indess ohne einen stichhaltigen Beweis dafür zu finden, vielmehr scheinen sehr kleine, aber zahlreiche von dem Erz umschlossene Individuen der nicht metallischen Mineralien, die von einer weniger compacten Erzlage umgeben sind, den Grund zu dieser Erscheinung abzugeben.

Auch im völlig unverritzten Gebirge stellen sich ähnliche Erscheinungen ein und in verschiedenen Linsen hat man schon im frischen Anbruch runde Löcher von ziemlicher Grösse innerhalb des compacten Erzes gefunden, welche von einer lockeren, schwarzen Masse von Eisensulfid erfüllt und nicht selten auch von Zeolithen ausgekleidet waren. In neuerer Zeit endlich hat man in den tiefsten Horizonten frische Erze von eigentlich schlackiger Beschaffenheit aufgedeckt, welche in grossen Massen einbrechen, und durch und durch von

runden Löchern durchsetzt werden, deren Grösse innerhalb enger Grenzen wechselt, und die in Folge dessen die Beschaffenheit einer kleinblasigen Schlacke haben.

Die Gesammtheit der Erscheinungen, welche eine aufmerksame Beobachtung der geologischen Verhältnisse des Silberberges zu erkennen gestattet, zeigt in Kürze folgendes Bild: Ein Schichtencomplex von ziemlich wechselnder Zusammensetzung wurde von granitischen Massen durchbrochen; das schieferige Dach des Lakkolithen blätterte in den Granit hinein, und innerhalb der im Zusammenhang mit der vulacnischen Thätigkeit gestauchten und gefalteten Schiefer wurden alle Hohlräume von der granitischen Schmelzmasse erfüllt, welche vorzugsweise parallel zu den Schichtenfugen eindrangen. Dann kamen Pegmatite, welche mit dem Nachlassen der vulcanischen Energie der Bildung von Quarzaggregaten Platz machten. Erst nach diesen kamen die Erze, denn sie durchsetzen in einem Netzwerk von Adern noch die Quarzlinsen. Schliesslich entstanden nach den Erzen noch untergeordnete Gangfüllungen von Spessartin. Von den Kluftsystemen, welche theils versteckt, theils als offene Klüfte oder Verwerfungen den Berg durchsetzen, sind einige sicher älter, andere wieder entschieden jünger als die Erze, welche von diesen letzteren abgeschnitten und verworfen werden. Eine Ausfüllung dieser sogenannten „faulen Ruscheln“ durch Zerreibungsmaterial von Kies- und Nebengestein ist dann das gewöhnliche, öfters ist es dort auch zur Neubildung von Schwefelkieskrystallen gekommen.

Das, was unter diesen Beobachtungen vor allem ins Gewicht fällt, nämlich, dass die Erze sicher jünger sind, als die sie umgebenden Gesteine, lässt sich zwar schon durch zahlreiche Beobachtungen ihrer äusseren Erscheinungsform mit ziemlicher Sicherheit feststellen, doch ergeben erst die mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen hier wie in zahlreichen anderen Fällen unwiderlegliche Beweise für die Richtigkeit dieser Behauptung.

Mikroskopisch-petrographische Beschaffenheit.

Der makroskopische Habitus der Gesteine des Silberberges steht mit seiner geologischen Erscheinungsform und dem Auftreten der Erze so sehr in directer Wechselbeziehung, dass derselbe bei der geologischen Charakterisirung des ganzen Vorkommens näher präcisirt werden musste. Die mikroskopischen Verhältnisse geben nun zwar in noch viel höherem Maasse Anhaltspunkte für die Deutung der Entstehung unserer Erzlagerstätte; die hier hauptsächlich in die Wagschale fallenden Erscheinungen aber sind durchaus verschieden und meist auch ohne directen Zusammenhang mit der makroskopischen Beschaffenheit der Gesteine, so dass die Untersuchung derselben an Ort und Stelle ihrer Lagerung und diejenige im Dünnschliff je eine Reihe von Beweisen bietet, welche äusserlich scheinbar keinen Zusammenhang untereinander aufweisen, die sich aber in der Weise zu einer Einheit ergänzen, dass das, was die makroskopische Forschung einigermaassen wahrscheinlich machen konnte, durch die mikroskopischen Studien geradezu zur Gewissheit wird.

Die mikroskopischen Untersuchungen lassen zunächst mit unzweifelhafter Sicherheit hervortreten, dass zwischen dem Material der schieferigen Gesteine und demjenigen der dazwischen eingedrungenen granitischen Masse ein tiefgreifender Unterschied vorhanden ist, und dass vor Allem jene zwar in ihrer ganzen Zusammensetzung eine durchaus krystallinische Structur aufweisen, dass diese Structur aber nicht als primäre Eigenschaft der Gesteine angesehen werden darf, sondern dass sie erst nach mannigfaltigen Umformungen der Gesteine als etwas Secundäres hinzugekommen ist. Die mikroskopischen Verhältnisse der im vorliegenden Gebiete auftretenden Gesteine sind so vollständig klar und einwandfrei, dass es im höchsten Grade merkwürdig erscheint, dass gerade diese Gebilde so lange in der Geologie eine Rolle spielen konnten, welche mit ihrer thatsächlichen Beschaffenheit in directem Gegensatze steht.

In allen für die Auffassung der chemisch-geologischen Verhältnisse ins Gewicht fallenden Erscheinungen herrscht vollkommene Uebereinstimmung unter den Gneissen, welche in dem ganzen weiteren Gebiete auftreten, die auch insgesammt von Gümbel als Cordieritgneisse eingereiht wurden. Und ebenso sind die Veränderungen derselben in der Umgebung der Erzeinlagerungen

durchaus gleichbleibende Erscheinungen. Wenn auch die am Silberberg selbst gesammelten Gesteine den grössten Wechsel in ihrer Beschaffenheit aufweisen, wenn auch so mannigfaltige und verschiedenartige Bildungen, wie sie hier vorhanden sind, in dem mir bekannten Theile des bayerischen Waldes wenigstens nicht mehr vorkommen, so muss dies vielmehr dem weit umfangreicheren und ausgedehnteren Aufschluss der Lagerstätte am Silberberg zugeschrieben werden, als sonstigen, vielleicht principiellen Unterschieden. Unter den Gesteinen vom rothen Koth z. B. herrschen besonders die Granatgneisse vor, in jenen von Unterried sind glimmerreiche, dünnschichtige vorhanden, welche sehr wenig mit Granit injicirt sind, während wieder am Silberberg stark injicirte Cordieritgneisse die Hauptmasse der Gesteine darstellen. Aber diese Unterschiede sind nicht wesentlich; in den maassgebenden Erscheinungen sind all' diese Bildungen vollständig gleich, und das Unterscheidende, welches äusserlich so stark hervortritt, verliert sich mehr und mehr bei einem eingehenden Studium unter dem Mikroskop. Abgesehen von Einzelheiten, erscheint dann der ganze Gesteinscomplex als äusserst einförmig, so wechselvoll seine Beschaffenheit auch bei oberflächlicher Beobachtung zu sein schien.

Da nun die mikroskopischen Einzelheiten in makroskopisch recht abweichend erscheinenden Gesteinen oft völlige Uebereinstimmung zeigen, und das Unterscheidende und genetisch Wichtige, welche das Studium der Dünnschliffe nachzuweisen gestattet, in der äusseren Erscheinungsform der Gesteine meist gar keinen oder nur sehr wenig Ausdruck findet, kann hier von einer Wiederholung der äusseren Charakteristik der Gesteine im Zusammenhalt mit ihren mikroskopischen Eigenschaften Umgang genommen werden, soweit nicht ganz besondere Verhältnisse eintreten, welche im Obigen noch nicht hinreichend präcisirt worden sind.

Structur und Zusammensetzung der Gesteine erweisen sich auch u. d. M. als ziemlich wechselnd, was aber vor Allem auch bei der Betrachtung der Dünnschliffe in die Augen fällt, ist der fast vollständige Mangel einer Trümmerstructur, welche man in so stark gefalteten und gefältelten Schichten doch vor Allem erwarten sollte. Selbst die in zahllose Falten zusammengedrückten glimmerreichen Varietäten, deren intensive Zusammenschiebung namentlich auf der Verwitterungsfläche deutlich hervortritt, sind u. d. M. vollständig frei von jeder Kataklase. Die mikroskopische Beschaffenheit solcher Gesteine zeigen in besonders charakteristischer Weise die vier Figuren auf Tafel III, welche nach Gesteinen des Silberberges und von Unterried angefertigt sind. Die äusserlich aus papierdünnen Lagen bestehenden Gesteine erweisen sich u. d. M. als ziemlich grobkörnige Aggregate von Cordierit

und Quarz mit sehr wenig Feldspath; die einzelnen Individuen des Cordierites z. B. sind so gross, dass ein einzelnes Korn selbst bei schwächster Vergrösserung nicht selten weit über das Gesichtsfeld hinaus einheitlich auslöscht, was bei dem äusseren Habitus des Gesteines in hohem Maasse merkwürdig erscheint. Diese grösseren Individuen von Cordierit und Quarz sind erfüllt von Einschlüssen von Sillimanit, Biotit, Titaneisen und Zircon, oft in solchem Maasse, dass selbst in sehr dünnen Schliffen das Hauptindividuum kaum mehr durchschimmert. Namentlich im polarisirten Licht ist die Erscheinung deutlich, wie in Fig. 1 und 4 auf Tafel III, wo die schwarzen Partien dem in der Auslöschungsstellung befindlichen einheitlichen Cordieritkorn entsprechen, das hier das ganze Bild einnimmt. Die Anordnung dieser Einschlüsse ist aber vollends bezeichnend: die dichtverfilzten Schnüre des Sillimanits, die dünnen Lamellen des Biotits, wie die langgestreckten Körner von Titaneisen bilden Züge durch das ganze Gestein, die von der Orientirung der Quarz- und Cordieritindividuen, welche die Grundlage bilden, in nichts beeinflusst erscheinen. Sie setzen gleichmässig von einem in das andere hinüber und geben in ihren gebogenen, oft in mehrfache Falten gelegten oder sogar förmlich verschleiften Verlauf ein genaues Bild der Fältelung, welche das Gestein an der verwitterten Oberfläche in deutlichster Weise erkennen lässt.

Das optisch einheitliche Verhalten, welches die Quarz- resp. Cordieritkörner zeigen, die weder mit der ursprünglichen Schichtung noch mit der Fältelung des Gesteines irgend welche Beziehungen aufweisen, sprechen mit Sicherheit dafür, dass die Schichtenverbiegungen, welche diese Gesteine makroskopisch in so intensivem Maasse erkennen lassen, vollendet gewesen sein müssen, bevor Quarz und Cordierit auskrystallisirt sind, bevor also die Gesteine ihre krystallinische Beschaffenheit erreicht haben. Die krystallinische Beschaffenheit ist somit eine secundär erworbene Eigenschaft, und man wird wohl kaum, weder vom geologischen noch vom petrographischen Standpunkt aus in einem solchen Falle berechtigt sein, die Gesteine schlechtweg als krystallinische Schiefer zu bezeichnen, zumal wenn sie in nächster Nachbarschaft eines Granitmassivs auftreten. Man muss sie vielmehr mit demjenigen Namen bezeichnen, welcher ihrer petrographischen Stellung entspricht: es sind Contactgesteine im eigentlichen Sinne des Wortes.

Die meisten „Gneisse“ aus den verschiedensten Theilen des in Betracht kommenden Gebietes lassen eine ähnliche Anordnung der Einschlüsse erkennen, sieht man ja doch die gewundenen Züge der Sillimanitnadeln, welche die Verbiegung und Faltung des Gesteines bezeichnen, geradezu als ein Charakte-

risticum der Mikrostructur des Cordierites an. Und auch die mineralische Zusammensetzung aus vorherrschendem Quarz und Cordierit neben Glimmer und Sillimanit ist diejenige ächter Hornfelse und ebenso ihre Structur; die Gesteine dürfen auch in dieser Beziehung nicht als Gneisse bezeichnet werden, da der Feldspath (Orthoklas, resp. Plagioklas) in diesen Gesteinslagen höchstens rein accessorisch vorkommt.

Die schon makroskopisch als granitische Gesteine erkannten lichten Bänder zeigen auch u. d. M. diesen Charakter sehr deutlich; neben dem zu automorpher Ausbildung neigenden Quarz sind Orthoklas, Mikroklin, Kryptoperthit und Plagioklas die hauptsächlichsten Gesteinsgemengtheile. Etwas Glimmer ist wohl stets vorhanden, sowie abgerundete und löcherige Krystalle von Cordierit, welche ausser gerundeten Individuen von Quarz und Zirconmikrolithen mit pleochroïtischen Höfen weitere Einschlüsse nicht erkennen lassen, wie sie ja auch schon makroskopisch reiner und klarer erscheinen als in den benachbarten Hornfelsen. Vor Allem fehlen hier die Bänder von Sillimanit etc. vollständig, was den bezeichnendsten Unterschied gegenüber von dem Cordierit in den Schiefern darbietet, abgesehen davon, dass die Krystallform, die der Cordierit in den Graniten nie vermissen lässt, dem Mineral in den Hornfelsen abgeht. Die Individuen des Cordierites im Granit sind somit nicht Reste oder Bruchstücke des etwa theilweise resorbirten Nebengesteines, sondern sie sind vielmehr aus dem granitischen Schmelzfluss selbst ausgeschieden, nachdem dieser allerdings wohl die Bestandtheile derselben aus den Schiefern gelöst hatte.

Diese granitischen Gesteine mit ihrer typischen „structure granulitique“ sind meist von mittlerer Korngrösse, werden aber hin und wieder auch recht grobkörnig. Ueberall aber fehlen auch in diesen Lagen alle Anzeichen einer dynamischen Umformung, selbst der Quarz, dieser feinste Gradmesser für alle mechanischen Einflüsse, zeigt keine Spur von Kataklase, und dies in Gesteinen, welche in schmalen, auf das mannigfaltigste gebogenen und gewundenen Bändern zwischen den Schichten der Schiefer eingeklemmt sind. Die Faltung und Fältelung der Schiefer erweist sich somit auch durch dieses Anzeichen als älter gegenüber der Verfestigung des Granites.

Die Hornfelse resp. Schiefer mit ihren Zügen von Sillimanit und ihrer typischen Contactstructur und diese Granite mit ihren so bezeichnenden Eigenschaften wechseln in den Gesteinen des Silberberges in jedem Maassstabe miteinander ab, wobei die ersteren im Kleinen wie im Grossen die Form von Schollen haben, welche von dem granitischen Gestein allenthalben durchbrochen werden, und in welche das granitische Material auf allen Klüften

und Sprüngen eindringt. Schliesslich geht die Vermischung so weit, dass beide Gesteine auch u. d. M. nicht mehr nebeneinander erkannt werden, und dass die Eigenschaften der Hornfelse sich mit denen des Granites aufs innigste verbinden. Indess ist das letztere trotz der innigen Durchtränkung der Schiefer nicht das Gewöhnliche, sehr viel häufiger haben beide Gesteine nebeneinander ihre Individualität gewahrt, und nur einzelne Krystalle von Cordierit im Granit, einzelne Feldspathindividuen im Hornfels deuten die gegenseitige Beeinflussung an.

Ganz untergeordnet kommen einzelne basische Eruptivgesteine hinzu, meistens von einer dem Gabbro nahestehenden Zusammensetzung, in welchen rhombischer und monokliner Pyrogen neben Plagioklas die Hauptgemengtheile bilden, sehr selten auch Plagioklasgesteine von dem Charakter der von mir früher beschriebenen Bojite mit einem wechselnden Gehalt an brauner Hornblende. Häufig ist dann neben dem Plagioklas etwas Orthoklas vorhanden und nirgends fehlt der Quarz in kleinen gerundeten Krystallen, welche in den anderen Bestandtheilen eingeschlossen sind. Auch diese Gesteine trifft man in schmalen, der Schieferung parallelen Lagen, ebenso wie ein ganz vereinzeltes Vorkommen von eigentlichem Diabas.

Was die mikroskopische Beschaffenheit der einzelnen Mineralien betrifft, so ist über den Quarz der Hornfelse nichts Besonderes zu erwähnen; dass die Züge des Sillimanits und Glimmers auch durch ihn hindurchsetzen, wurde schon erwähnt, und ebenso auf den Mangel einer Kataklasstructur hingewiesen. Krystallform ist ihm durchaus fremd, und er bildet zusammen mit dem Cordierit oft in ziemlich grossen Individuen den Hauptbestandtheil des körnigen Aggregates. Mit einer einzigen Ausnahme ist er ein Product der Contactmetamorphose; dieses eine Vorkommen aber hat einen hohen Grad von Interesse dadurch, dass hier ganz unzweifelhaft ein Rest des ursprünglichen, klastischen Gesteinsbestandes vorliegt. In dem Bau bei Unterried fand sich ein Stück von schieferigem Hornfels, in dem ein ringsum abgerundetes, gelbbraunes Quarzgerölle, $1^1/_2$ cm dick, 3 cm lang, eingewachsen war. Beim Zerschlagen des Gesteines löste es sich mit glatter Oberfläche ab. U. d. M. sieht man, dass es einem einheitlichen Quarzkrystall entstammt, der von vielen, gesetzmässig orientirten Nadeln eines vermuthlich zur Hornblendegruppe gehörigen grünlichen Minerales durchwachsen und von zahlreichen trüben Adern durchzogen ist, die von glimmerartigen Mineralien ausgekleidet werden. Eine schmale Randzone desselben ist umkrystallisirt und zu einem körnigen Aggregat von einschlussfreier Beschaffenheit geworden, um das sich Biotit als Hülle herumlegt.

Der Quarz als Bestandtheil der granitischen Lagen zeigt eine grosse Neigung zu selbständiger krystallographischer Form, welche meistens allerdings nicht sehr scharf erscheint; er bildet gerundete Pyramiden oder Körner, niemals aber die eigentliche Ausfüllungsmasse. In letzterer Form findet man dagegen Verwachsungen von Quarz mit Feldspath, vergleichbar dem „quartz vermiculé" der Franzosen. Viel mannigfaltiger ist die Beschaffenheit des Cordierits, welcher im Dünnschliff stets farblos ist, und sich daher nur schwer vom Quarz unterscheiden lässt. Der ungemein grosse Reichthum an Einschlüssen von Zircon und Rutil mit den stets um dieselben auftretenden pleochroïtischen Höfen verräth ihn aber fast immer. Einzelne Körner enthalten Hunderte solcher Mikrolithen, jeden umgeben von einer bald mehr, bald minder kräftig von farblos zu gelb pleochroïtischen Zone. Besonders schön zeigt sich die Erscheinung um langgestreckte Stäbchen von Rutil, wie dies Fig. 1 auf Tafel II darstellt. In den pleochroïtischen Höfen ist, wie dies auch Michel-Lévy beobachtete, die Doppelbrechung stark erniedrigt; was aber besonders auffällt, ist die kräftige Dispersion der optischen Axen in denselben, welche oft zu den anomalen Dispersionsfarben führt, die dem farblosen Cordierit durchaus fremd sind. So massenhaft der Cordierit auch sonstige Einschlüsse beherbergt, so findet man die pleochroïtischen Höfe doch ganz ausschliesslich um die Zircon- und Rutilkrystalle, was hier ebenso, wie in sonstigen Fällen, auf chemische Beziehungen zu diesen Mineralien, und jedenfalls nicht auf einen organischen Farbstoff schliessen lässt. Auf die Züge von Sillimanit, Biotit, Eisenerzen etc., welche der ursprünglichen Schichtung entsprechend den Cordierit der Hornfelse und Schiefer durchziehen, wurde schon ausführlich hingewiesen.

Wo der Cordierit als Bestandtheil der granitischen Lagen auftritt, fehlt ihm, wie schon oben erwähnt, diese charakteristische Mikrostructur völlig. Hier sind es meist grössere, ringsum ausgebildete Krystalle, welche schon makroskopisch durch ihre klare, blaue Farbe lebhaft hervortreten. Dieselben sind allerdings stets stark gerundet, oft mit Löchern und tiefen Einbuchtungen versehen, gegenüber der völligen Formlosigkeit des Cordierits der Hornfelse aber ist ihre Umgrenzung in den Graniten auffallend. U. d. M. erkennt man wieder die Zirconmikrolithen mit ihren Höfen und einzelne z. Th. recht grosse gerundete Krystalle von Quarz; weitere Einschlüsse pflegen zu fehlen. Bemerkenswerth ist, dass die Umbildung des Cordierits in die schmutziggrünen Aggregate von Pinit meiner Erfahrung nach ausschliesslich an solchen Krystallen auftritt, den körnigen Aggregaten der Hornfelse und Schiefer dagegen fehlt. Die Umwandlung beginnt in der Weise, dass an den Rändern der Krystalle, sowie rings um die Quarzeinschlüsse sich die Zersetzungsproducte an-

siedeln (Fig. 2 und 3 auf Tafel II), wobei von letzteren aus eine radiale Zersprengung des Cordierits eintritt; in den so entstandenen Rissen greift die Zersetzung weiter und das Schlussresultat ist ein wirrschuppiges bis eisblumenähnliches Aggregat (Fig. 4), welches die Stelle des Cordierits einnimmt. Die pleochroïtischen Höfe bleiben bei dieser Umwandlung häufig erhalten, zeigen im Pinit aber einen Pleochroïsmus von grün zu farblos, während der Pinit sonst im Dünnschliff völlig farblos erscheint. Bei der Annahme einer organischen Färbung ist dieses Phänomen direct unerklärbar.

An Stelle des Cordierits tritt oft der Almandin, in den hornfelsartigen Schichten in Körnern oder Ringen (Fig. 6 Tafel II), in den granitischen in deutlichen ikositetraëdrischen Krystallen, in beiden in Folge der tief weinrothen Farbe und der ziemlich bedeutenden Grösse der Individuen meist schon auf den ersten Blick auffallend. Das Mineral ist stets sehr rissig, die Risse sind öfters von Biotit oder von Erz erfüllt und das Mineral auch sonst meist ziemlich reich an Einschlüssen. Besonders in die Augen fallend ist die Erscheinung, dass die den Hornfels durchsetzenden Schnüre von Sillimanit in der Nachbarschaft des Granates plötzlich absetzen und eine vorherrschend aus Quarz bestehende einschlussarme Zone um denselben freilassen (Fig. 5 auf Tafel II); in dem Granat selbst setzen dann die Sillimanitzüge öfters wieder fort. Im Granit sind auch in den Granatkrystallen die gerundeten Kryställchen von Quarz vorhanden. In einzelnen Varietäten trifft man daneben eine fast mikrolithische Bildung scharfer Dodekaëder von Eisenoxydulgranat, welche hier scheinbar die Stelle des Sillimanites vertreten und als Einschlüsse in Cordierit sich finden.

Der Biotit ist gleichfalls durch verschiedene Eigenschaften ausgezeichnet, welche erwähnenswerth sind; wo dieses Mineral Sillimanitzüge begleitet, bildet es stets dünne Blättchen, welche oft ganz halbkreisförmig gebogen erscheinen. Da die Biotitblättchen in dieser Form aber meist als Einschlüsse im Quarz oder Cordierit auftreten, kommen sie nicht in directe Berührung miteinander und bilden daher auch nur selten die charakteristischen Membranen, welche sonst in solchen Schiefern die vollkommene Spaltbarkeit der Gesteine bedingen. Anderntheils trifft man das Mineral in grösseren, gedrungenen Individuen, welche nicht parallel zur Schichtung, recht häufig aber senkrecht dazu stehen. In diesen ebenso wie in den wohlumgrenzten Biotitkrystallen der granitischen Lagen sind wieder pleochroïtische Höfe in enormer Menge vorhanden, wobei der parallel zur Spaltbarkeit schwingende Strahl auch in dünnen Schliffen noch ganz absorbirt wird. Der stärkere Pleochroïsmus ist hier mit einer Steigerung der Doppelbrechung verbunden, während sich gleichzeitig der Axenwinkel vergrössert, der im normalen Biotit fast gleich Null ist. Manche Biotite

zeigen eine lamellare Zusammensetzung aus Schichten mit fast vollständiger Absorption parallel zu den Spaltrissen und solchen, welche die normalen Absorptionsunterschiede aufweisen, ohne dass man einen Anhaltspunkt für die Ursache dieser Erscheinung finden könnte. Mit einer beginnenden Ausbleichung, welche manchmal gleichfalls auftritt, kann sie nicht verwechselt werden, da in diesem Fall der Biotit durch die Ausscheidung winziger Körnchen von Titansäuremineralien stets trübe wird.

Eine besonders eigenthümliche Ausbildung des Biotits, welche in den hier studirten Gesteinen aber durchaus nicht selten ist, besteht in einer ruinenartigen Randausbildung der Blättchen, wie dies Fig. 1 auf Tafel III zeigt. Bald ist der ganze Krystall eine solche skelettartige Bildung, bald tritt diese nur an den Rändern sonst compacter Krystalle auf. Endlich sind Haufwerke von Biotitblättchen oft so sehr von mehr oder minder regelmässigen, radialen Aggregaten von Sillimanit zerschnitten und durchsetzt, dass nur noch kleine Fetzen von Biotit übrig bleiben, welche randlich in Sillimanit auslaufen. Ausser der übrigens auch recht seltenen Ausbleichung des Biotits, welche schon erwähnt wurde, trifft man manchmal eine Umwandlung in Chlorit; doch ist das letztere Mineral auch als unzweifelhaft primärer Bestandtheil der Contactbildungen vorhanden.

Der Muscowit kommt nur in den granitischen Lagen zu einiger Bedeutung, zeigt aber keine besonders hervortretenden Eigenthümlichkeiten.

In einzelnen Gesteinen wird der Sillimanit zum vorherrschenden Gemengtheil, es sind eigentliche Fibrolithschiefer, welche meist schmale, weisse Lagen bilden und durch grösste Zähigkeit sich auszeichnen. Der Sillimanit übernimmt in den gesammten Contactgesteinen die Rolle des sonst häufigeren Andalusits, der überhaupt nicht mit Sicherheit in denselben nachgewiesen werden konnte. Wo der Sillimanit in vereinzelten Individuen vorhanden ist, sind diese nicht allzu klein und recht wohl ausgebildet, seine Bestimmung fällt dann, zumal in Querschnitten, nicht schwer. Die fast rechtwinkelige Umgrenzung mit den scharfen, diagonal hindurchsetzenden Spaltrissen (Fig. 2 auf Tafel III), die Lage der Axenebene parallel zu diesen, der Austritt einer positiven Mittellinie eines recht kleinen Axenwinkels charakterisiren neben der hohen Licht- und Doppelbrechung das Mineral genügend. Wenn aber die Nadeln mehr und mehr zusammentreten und schliesslich die dichten, verfilzten Stränge bilden, die selbst im dünnsten Schliff nicht mehr durchsichtig werden, dann ist eine directe optische Bestimmung des Minerales nicht mehr möglich, und die Identificirung nur noch auf Grund einer gewissen Analogie durchzuführen.

Ausser in den zusammengehäuften Strängen trifft man das Mineral auch in radialstrahligen Aggregaten, welche manchmal schon makroskopisch erkennbar sind, im Dünnschliff aber oft einen prächtigen Anblick gewähren, wie dies Fig. 3 auf Tafel III zeigt. Auch diese Aggregate werden so dicht, dass sie nicht mehr durchsichtig sind und auf das polarisirte Licht nicht mehr einwirken.

Feldspath ist in den Contactgesteinen sehr selten; vereinzelte grössere, frische Individuen von Orthoklas sind aber doch allenthalben vorhanden. In den granitischen Lagen bilden die Alkalifeldspathe die vorherrschenden Gemengtheile, dagegen ist in den Pyroxen-führenden basischen Gesteinen ein dem Labrador nahestehender Plagioklas in den Vordergrund getreten. Der letztere zeigt nichts besonderes mit Ausnahme davon, dass er oft in Menge kleine, gerundete Krystalle von Quarz enthält. Der Alkalifeldspath ist gewöhnlich normaler Orthoklas oder seltener Mikroklin, welch' letzterer gerne die letzte Ausfüllungsmasse bildet; Kryptoperthit-ähnlichen Feldspath findet man namentlich in den die Erzlinsen direct begleitenden Gesteinen.

Von accessorischen Mineralien, welche dem primären Gesteinsbestande anhören, sind Zircon und Apatit in allen Gesteinen, Rutil und Titaneisen hauptsächlich in den Contactgesteinen weit verbreitet; Titanit ist sehr selten. Die zuerst genannten vier Mineralien treten oft in ungewohnter Menge und öfters in ungewöhnlich grossen Krystallen oder Haufwerken von solchen auf, Zircon und Apatit häufig in Körnern, letzterer auch mit Einschlüssen des ersteren. Der Rutil bildet Körner oder nadelige Krystalle von kräftig brauner Farbe mit ziemlich deutlichem Pleochroïsmus, während das Titaneisen sich nur selten in Krystallen, häufiger in skelettartigen Formen oder langgestreckten Körner findet, welche oft durch Leukoxenbildung kenntlich sind. Ob auch Eisenglanz neben demselben vorkommt, wurde nicht festgestellt, dagegen erkennt man hin und wieder Kryställchen von Magneteisen. Die sonstigen Erze Schwefelkies, Magnetkies, Bleiglanz und Zinkblende, von welchen die ersteren zwei in einzelnen Varietäten der Gesteine in ziemlicher Menge vorhanden sind, trifft man daselbst stets in einer Form an, welche sie als secundär dem Gestein zugeführt mit Sicherheit erkennen lässt. Nur in einzelnen der gabbroartigen Gesteine finden sich isolirte Körner von Magnetkies gleichmässig durch das Gestein zerstreut, deren primärer Charakter nicht unwahrscheinlich ist.

Während so schon die erzfreien Gesteine der Abwechselung mehr als genug bieten, kommt mit dem Eintreten der Erze noch eine ganze Reihe von Erscheinungen hinzu. Wo die Erze die vorherrschenden Gesteinsbestandtheile

bilden, trifft man eingeschlossen in denselben alle Mineralien, welche man in den umgebenden Gesteinen findet, alle aber ohne Ausnahme in ringsum ausgebildeten Krystallen. Nur der Sillimanit fehlt und an seiner Stelle tritt äusserst selten Andalusit auf, ausserdem kommt Zinkspinell (Kreittonit) oft in sehr grossen Krystallen hinzu. Die Erzkörper mit ihrem typischen Zinkblendesalband schneiden scharf an dem Nebengestein ab; das meist einen bis zwei Centimeter breite Band von Zinkblende, welcher sich oft in grösseren Mengen Zinkspinell beimischt, lässt gegen das Nebengestein noch ein winziges Bändchen von Schwefelkies erkennen, und dann folgt häufig eine Zone einer grünlichen, dichten, auch u. d. M. völlig amorphen Substanz, welche aber nicht Opal ist, da sie viel Thonerde enthält. Diese Zwischenschicht, deren mikroskopische Beschaffenheit in Fig. 6 auf Tafel III abgebildet ist, ist nach dem Erz zu ebenso wie gegen das Nebengestein völlig scharf abgegrenzt und bezeichnet die eigentliche Grenze des Erzkörpers. Ausserhalb dieser Schicht trifft man die Erze allenthalben nur noch als accessorische Bestandtheile der Gesteine, stets aber in Formen, die eine spätere Zuführung in die fertig gebildeten Gesteine absolut sicher machen.

In den eigentlichen Hornfelsen bilden sie schmale Gänge, in den Schiefern parallele Lagen, in den Graniten und Quarzlinsen durchtrümmern sie die ganze Bildung, sich stets auf den Grenzen der einzelnen Gesteinsbestandtheile hinziehend. Mit dem Erz kommt auch stets der Zinkspinell, der sich auf erstaunlich weite Entfernung hin im Nebengestein verbreitet, und in Feldspathführenden Gesteinen wenigstens die Zinkblende ganz ersetzt.

Die den Erzkörpern zunächst liegenden Gesteine sind oft ganz mit Zinkspinell imprägnirt, welcher bald in parallelen Schnüren (Fig. 3 und 4 auf Tafel IV) das Gestein durchsetzt und sich besonders in Feldspathkörnern und Sillimanithaufen ausbreitet, bald mehr oder minder gute Krystalle bildet, welche von feinen Skeletten von Magnetit durchwachsen sind und bezeichnender Weise immer durch feine Erzschnüre miteinander in Verbindung stehen. Wo das Gefüge der Gesteine erschüttert ist, und das ist in der directen Nachbarschaft der Erze häufig der Fall, sind alle Risse des Feldspathes mit Zinkspinell ausgekleidet, der durch einen schmalen Rand von Glimmer gegenüber dem Feldspath sich abgrenzt. Die ganze Erscheinung weist mit Sicherheit darauf hin, dass der Zinkspinell dem Gestein ursprünglich nicht angehörte, sondern durch eine Reaction des eindringenden Zinksulfids auf die thonerdereichen Silicate entstand, entsprechend der von Stelzner beschriebenen Bildung desselben Minerales in den Zinkmuffeln. Zinkblende findet sich im Nebengestein der Erzkörper äusserst selten und dann nur in Gesellschaft von Quarz.

Ebenfalls selten ist hier der Bleiglanz, der ja überhaupt unter den Erzen die untergeordnetste Rolle spielt.

Dagegen sind Schwefelkies und Magnetkies weit verbreitet, auch sie kleiden alle leichter zugänglichen Stellen der Gesteine aus: So umrandet z. B. der letztere in Fig. 2 auf Tafel IV Biotitblättchen, auf deren Spaltungsrissen er sich hineinzieht. In solchen mit Erz imprägnirten Gesteinen treten dann auch fast ständig weitgehende mechanische Phänomene auf; eine intensive Zertrümmerung des Quarzes, wie sie Fig. 5 auf Tafel III darstellt, ist in solchen Gesteinen nicht selten, Feldspathkrystalle sind geborsten und zeigen mannigfaltige Anzeichen optischer Störungen. Hier trifft man ferner vor Allem die kryptoperthitähnliche Ausbildung des Orthoklases, die sonst nicht zu beobachten ist. Die Abhängigkeit solcher Störungen von dem Eindringen schmaler Erzadern lassen Fig. 5 und 6 auf Tafel IV deutlich erkennen. Wo das Erz in grösserer Menge eindringt, sieht man, wie die Trümmer der einzelnen Mineralien gerundete Formen annehmen und krystallähnlich werden, wie die Quarzkörner in Fig. 1 auf Tafel IV, welche in einer Magnetkiesader eingeschlossen sind.

Wenn der Biotit in Berührung mit Kies kommt, wird er von der Grenze in die Spaltrisse hinein oft lebhaft grün gefärbt, mit einem Pleochroïsmus von lichtgelb zu saftgrün, wobei aber die kräftige Doppelbrechung der umgewandelten Partien erkennen lässt, dass die Aenderung der Färbung nicht auf Chloritbildung beruht, welch' letztere an anderen Stellen in typischer Weise auftritt. Der Hypersthen endlich zeigt in der Nähe der Erze oft eine Umbildung in serpentinähnliche Substanzen.

Wenn wir so die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung zusammenfassen, so lassen dieselben die bei der geologischen Untersuchung gewonnenen Resultate noch um Vieles sicherer erscheinen. Die „Cordieritgneisse" stellen sich als normale Hornfelsbildungen dar, welche von zahlreichen Abzweigungen des benachbarten granitischen Gesteines aufs Innigste imprägnirt sind, wobei im Allgemeinen der Charakter beider Gesteine nebeneinander aufs Schärfste getrennt bestehen bleibt. In Bezug auf ihre mineralische Zusammensetzung wie auf ihre Structur sind beide Gesteine in so bezeichnender Weise von einander verschieden, dass schon eine oberflächliche Durchsicht der mikroskopischen Präparate die beiden Bestandtheile nebeneinander zu bestimmen gestattet. Die feldspathfreien oder jedenfalls sehr feldspatharmen Hornfelse, welche ein körniges Aggregat von Cordierit und Quarz ohne Andeutung von krystallographischer Ausbildung darstellen, durchzogen von den der ursprünglichen Schieferung des Gesteines entsprechenden Zügen von Sillimanit und Glimmer,

heben sich von dem Granit mit seiner ausgesprochenen „structure granulitique“ auf das Deutlichste ab. Trotz der im Allgemeinen der Schieferung parallel verlaufenden Bänder, welche das lichtere Gestein in den Hornfelsen bildet, treten allenthalben auch bei der mikroskopischen Untersuchung die klarsten Beweise dafür entgegen, dass das Eruptivgestein eine active Rolle gegenüber den Schiefern gespielt hat.

Besonders erleichtert wird die Erkenntniss der beiden in inniger Vermengung auftretenden Gesteine durch den völligen Mangel mechanischer Structuren, durch welchen ausserdem der augenfälligste Beweis geliefert wird, dass die Hornfelse die intensive Faltung und Fältelung, welche sie heute aufweisen, erlitten haben, bevor sie umkrystallisirt sind, und dass die mannigfaltig gewundenen granitischen Bänder diese Verbiegungen gleichfalls nicht in schon verfestigtem Zustand durchgemacht haben. Die mechanischen Phänomene, welche die Gesteine des Silberberges im Allgemeinen darbieten, sind älter als die Verfestigung des Granites und die contactmetamorphische Umkrystallisation der Hornfelse. Da sie am intensivsten in der nächsten Nähe des Granitmassives hervortreten, dürfte der Schluss nicht ganz unberechtigt sein, dass ein Zusammenhang zwischen dem Eindringen des granitischen Magmas und der intensiven Störung besteht, welche dessen Nebengestein erlitten hat.

Jüngere mechanische Phänomene sind nur in nächster Nähe der Erzkörper zu verfolgen, welche sich nicht nur gegenüber den Schiefern, sondern auch gegenüber dem Granit als jüngere Bildungen zu erkennen geben. Nicht nur in dem Auftreten einzelner Gänge in den compacten Gesteinen ist ein Anhaltspunkt dafür gegeben, dass die weitaus in der Hauptsache lagerartig in den Schiefern auftretenden Erzmassen später eingeführte Bildungen sind, auch die mikroskopischen Untersuchungen bringen dafür mannigfaltige Beweise. Die Vertheilung der Kiese auf den Grenzen und Rissen der einzelnen gesteinsbildenden Gemengtheile, die Art des Auftretens des stets mit den Erzen in Zusammenhang stehenden Zinkspinelles, welche oben ausführlich geschildert wurde, neben den mechanischen Störungen, die nur dem Erz benachbarte Gesteine betroffen haben, zeigen dessen jüngere Natur deutlich an.

Kurzum, die petrographische Untersuchung der Lagerstätte im Silberberg führt zu demselben Resultat, wie die geologische: die sogenannten „Cordieritgneisse“ sind keine Gneisse weder im geologischen noch im petrographischen Sinne dieses Wortes, und die Erzlager, welche nach Art der Falbänder in ihnen vorkommen, sind sicher jünger als die jüngsten unter den Gesteinen, in deren Nachbarschaft sie auftreten.

Mineralogische Beobachtungen.

So mineralreich der Silberberg an sich ist, so gering sind doch die für die Mineralogie selbst neuen Resultate, die eine eingehende Untersuchung der hier vorkommenden Mineralien lieferte. Abgesehen davon, dass die äussere Beschaffenheit der meisten Krystalle mit ihren gerundeten Kanten und löcherigen Flächen für rein krystallographische Untersuchungen wenig anregend ist, sind wirklich flächenreiche und krystallographisch interessante Vorkommnisse hier ganz verschwindend. Zudem ist die Literatur über die einzelnen Mineralien, welche hier aufgefunden wurden, schon eine ziemlich umfangreiche geworden, so dass eine mineralogische Beschreibung der Vorkommnisse in der Hauptsache eine Recapitulation früherer Beobachtungen darstellen würde und kaum wesentlich Neues beitragen könnte. Schon desshalb soll hier von einer alle Gesichtspunkte berücksichtigenden Monographie Abstand genommen werden, ganz abgesehen davon, dass eine vollständige Zusammenstellung aller älteren Resultate seiner Zeit von Gümbel gegeben wurde. Das, was hier hervorgehoben werden soll, sind vielmehr die genetischen Beziehungen der einzelnen Mineralien untereinander und die Erscheinungen, welche das Verhältniss der Erzlagerstätte zu den umgebenden Gesteinen in ein besseres Licht zu stellen geeignet sind. Wenn dazwischen einzelne neue Beobachtungen angeführt werden, welche sich auf Form, chemische Zusammensetzung etc. der betreffenden Mineralien beziehen, so ist damit eine Erweiterung unserer Kenntnisse der betreffenden Vorkommnisse bezweckt, an welchen vielleicht frühere Forscher achtlos vorübergegangen sind, die Hauptfrage dieser Monographie aber ist, einen Beitrag zur Kenntniss der Processe zu gewinnen, welche zur Entstehung dieser Kieslagerstätte Anlass gegeben haben.

1. Graphit.

Nach Gümbel findet sich der Graphit hier manchmal in analoger Ausbildung, wie im Passauer Graphitgebiet als Imprägnation der „Gneisse“, welche dann stark zersetzt sind. Mir ist das Mineral in dieser Form am Silberberg nicht bekannt geworden, dagegen liegt mir ein etwas anders beschaffenes Vorkommen desselben vor; ein Haufwerk grösserer Graphitblättchen ist eingewachsen in einem frischen, ziemlich stark mit Erz imprägnirten Gneiss. Eigenartig ist die Farbe desselben, die röthlich bleigrau erscheint, so dass man zuerst Molybdänglanz vor sich zu haben glaubt; ebenso lichte Farben finden sich z. B. auch an einzelnen grobblätterigen Graphiten von Ceylon.

2. Schwefel.

Der Schwefel ist ein seltenes Nebenproduct bei der Verwitterung der Erze, namentlich in der Nähe von altem Holz etc.; er findet sich dann in winzigen Körnern im Brauneisen.

3. Zinkblende.

Wie die meisten Erzmineralien, findet sich auch die Zinkblende wohl nur in derben Aggregaten, welche bald grobkörnig, bald wieder ziemlich feinkörnig sind. Ihr hoher Gehalt an Eisen spricht sich schon in der dunkeln, schwarzbraunen Farbe aus, welche namentlich in den dichten Aggregaten, wie sie oft am Salband der Erzkörper auftreten, eine Unterscheidung vom Zinkspinell sehr erschwert. Nester von Zinkblende innerhalb der Erzmassen selbst sind meist gröber körnig.

4. Magnetkies.

Das wichtigste Erz des Silberberges, der Magnetkies, ist gleichfalls nur derb bekannt; meist ziemlich feinkörnig, bildet er nur selten grossblätterige Aggregate mit spiegelnden Spaltflächen nach der Basis, welche den lebhaften Metallglanz und die schöne Bronzefarbe des Minerales viel länger bewahren, als die dichten, vielgemischten Partieen; auf den glänzenden Flächen beobachtet man in frischen Stücken kleine Unebenheiten, welche sich bei genauer Untersuchung als gerundete Individuen von Quarz oder von Silicaten zu erkennen geben. Die beginnende Verwitterung bringt dann an solchen Erzen ein wurmstichiges Aussehen hervor. Im Uebrigen erweist sich der Magnetkies vom Silberberg, wenn er direct aus der Grube in die Sammlung gebracht wird, keineswegs als leicht zerstörbar, und er ist unter allen Umständen um sehr Vieles haltbarer als der mit ihm zusammen auftretende Schwefelkies. Bemerkenswerth ist auch gegenüber anderen Vorkommnissen, dass das Mineral völlig nickelfrei ist, wie überhaupt keine Spuren von Nickel- und Kobalterzen am Silberberg vorhanden sind. Auch der Gehalt an Gold ist zu gering, um eine Ausbringung desselben zu ermöglichen.

5. Schwefelkies.

Von den sulfidischen Erzen das einzige, welches sich in ringsum ausgebildeten Krystallen findet, ist der Schwefelkies. Die Krystalle sind nicht selten ziemlich gross, aber meist von schlechter Beschaffenheit und öfters stark verschoben. Vorherrschend ist stets der Würfel mit kräftiger Combinationsstreifung nach dem Pentagondodekaëder. Er ist dann gewöhnlich von Kupferkies und

Magnetkies rings umschlossen und zeichnet sich durch besonders leichte Verwitterbarkeit aus, welche selbst bei sorgfältiger Aufbewahrung in den Sammlungen einen raschen Zerfall des Minerales hervorzubringen pflegt. Auch in den derben Aggregaten, die in einzelnen Erzkörpern so überhand nehmen, dass sie zum hauptsächlichsten Erz werden, bildet der Schwefelkies den unbeständigsten Gemengtheil der ganzen Kieslagerstätte. Schon nach kurzem Lagern am Tage stellt sich die öfter erwähnte wurmstichige Beschaffenheit ein, welche die völlige Zerstörung des Kieses vorbereitet.

Gümbel führt die Erscheinung auf eine innige Mengung mit Speerkies zurück, ohne indess den directen Nachweis vom Vorhandensein des letzteren Minerales bringen zu können. Auch ich habe dasselbe nirgends auch nur in Spuren aufgefunden; die Annahme Gümbels erscheint somit durch die thatsächlichen Verhältnisse in Nichts begründet, ganz abgesehen davon, dass auch der Speerkies in seinen verschiedenen Vorkommnissen sich gegenüber der Verwitterung recht verschieden verhält, so dass ein unterscheidendes Charakteristikum dieses Minerales in seiner leichteren Angreifbarkeit meines Erachtens nicht angenommen werden darf. Die wurmstichige Beschaffenheit der verwitternden Erze wenigstens lässt stets kleine Einschlüsse der nicht metallischen Mineralien als Ursache der beginnenden Umwandlung erkennen. Hin und wieder trifft man die Krystalle des Schwefelkieses auch völlig in Brauneisen und Göthit umgewandelt und solche Pseudomorphosen sind dann recht haltbar.

Auch als jüngere Bildung findet sich das Mineral und zwar sind dies z. Th. rundliche Concretionen von Krystallen, welche namentlich in dem lockeren Zerreibungsmaterial der Verwerfungen zur Ausbildung kamen, oder aber dünne, in Krystallspitzen auslaufende Incrustationen, welche nach Art des sog. „Zellkieses“ Absonderungsflächen von zersetzten Cordieritkrystallen überziehen; die Ausbildung des Kieses ist dann meist oktaëdrisch. Auch hier fehlt der Speerkies vollständig, dessen Vorhandensein auf Grund des Farbencontrastes zwischen diesen feinkörnigen Aggregaten von Schwefelkies gegenüber von Kupferkies und Magnetkies angenommen worden war. Der neugebildete Schwefelkies erweist sich als viel haltbarer gegenüber von den im Erz selbst eingewachsenen Krystallen.

6. Arsenkies.

Selten sind in den Erzen kleine, aber sehr scharf begrenzte Kryställchen von Arsenkies, deren starkgestreifte, domatische Endflächen ungewöhnlich stumpf sind, wodurch dieselben fast tafelig erscheinen.

7. Bleiglanz.

Kleinere Nester von späthigem Bleiglanz sind nicht selten; der hohe Silbergehalt von 0,44—0,52 % würde das Erz zu einem recht werthvollen machen, wenn es in grösserer Menge vorkommen würde; dass an einzelnen Stellen solche Anreicherungen von Bleiglanz angetroffen worden sind, beweist die Nachricht, dass in den Jahren 1611—1613 circa 1230 Centner Bleiglanz gewonnen wurden. Heutzutage ist die Production desselben ganz untergeordnet.

8. Kupferkies.

Kupferkies in derben Partieen und zwar fast stets in Form einer letzten Ausfüllungsmasse zwischen den übrigen Erzen ist ein constanter, aber kaum je in grösserer Menge auftretender Gemengtheil, der bei der Verwitterung, wie überall zur Entstehung grüner oder blauer Ueberzüge Anlass gibt. Technische Verwendung findet er zur Gewinnung kupferhaltiger Vitriole, deren constante Zusammensetzung der gleichmässigen Beimengung des Kupferkieses zu verdanken ist.

9. Quarz.

Von den accessorischen Bestandtheilen der Erzkörper ist der Quarz der häufigste; er bildet im Erz schwimmende Körner, welche Gümbel ihrer Form nach mit schmelzenden Hagelkörnern vergleicht. An diesen stark gerundeten und löcherigen Individuen ist die Tendenz absolut nicht zu verkennen, krystallographische Formen anzunehmen, und selbst die scheinbar unregelmässigsten dieser gerundeten Gebilde zeigen wenigstens einzelne Facetten, welche an die Ausbildung der Olivinkrystalle im Pallaseisen erinnern. Sie gehen über in ringsumgrenzte Krystalle von kurzprismatischem bis fast rein pyramidalem Habitus, an welchen einzelne Flächenelemente hin und wieder recht glänzend sind, die aber meist runde, schüsselartige Vertiefungen auf den Rhomboëderflächen und mehr langgestreckte — parallel zur gewöhnlichen Combinationsstreifung — auf den Prismenflächen aufweisen, in welchen das Erz in Form glänzender Kügelchen sitzt. (Vergl. Fig. 2). Solche Erzkügelchen sieht man auch hin und wieder im Innern der Krystalle selbst, wie dies schon Gümbel erwähnte. Ob es sich dabei aber stets um rings umschlossene, eigentliche Einschlüsse handelt, und nicht vielmehr um besonders tiefgehende Einbuchtungen, möchte ich nicht sicher entscheiden, zumal die schüsselförmigen Vertiefungen nicht selten geradezu schlauchartig in die Krystalle eindringen. Wenn man die Beschaffenheit des Quarzes in den Erzmassen des

Fig. 2.

Silberberges mit irgend etwas vergleichen will, so kann dies nur der pyrogene Quarz der Quarzporphyre sein, dessen analoge Beschaffenheit man auf eine Einwirkung des schmelzflüssigen Magmas zurückführt, in dessen Innern er sich gebildet hat. Auch als secundäre Bildung auf Klüften trifft man hin und wieder fast mikroskopisch feine Quarzkrusten, welche in Krystallspitzen auslaufen, oder es finden sich einzelne hornsteinähnliche Concretionen oberflächlich gleichfalls von winzigen Kryställchen überzogen.

Dass der Quarz den wichtigsten Gemengtheil der Gesteine selbst darstellt, wurde schon früher betont; in schriftgranitischer Verwachsung mit Orthoklas findet man ihn auf den Pegmatitgängen, in Körnern oder auch in stark gerundeten Krystallen in den granitischen Injectionen, wo das Mineral ebenso wie im Erz die massenhaften Einschlüsse von Sillimanit, die ihn in den schieferigen Lagen in gleichem Maasse durchziehen, wie den Cordierit, vollständig vermissen lässt.

10. Rutil.

Der Rutil ist ein äusserst weit verbreiteter Gemengtheil, namentlich der mit Erz imprägnirten Gesteine, tritt aber nur selten in röthlichschwarzen, kurzprismatischen, im Erz eingewachsenen Krystallen schon makroskopisch hervor. Die mikroskopischen Individuen sind z. Th. sehr langnadelig (vergl. Fig. 1 auf Tafel II), meist aber gedrungen und immer kräftig braun gefärbt und etwas pleochroïtisch. Einzelne Biotit- oder Cordieritindividuen sind mit Rutil ganz erfüllt, wobei um jedes Rutilkörnchen ein sogenannter pleochroïtischer Hof erscheint.

11. Zirkon.

Ebenso wie der Rutil ist der Zirkon ein äusserst verbreiteter Gesteinsgemengtheil, der sich hin und wieder zu ganzen Nestern zusammenhäuft. In den Dünnschliffen sieht man ihn manchmal in solcher Menge, dass er einen wichtigen Gemengtheil einzelner Proben darstellt. Die Krystallform ist meist weniger deutlich als beim Rutil, mit dem er die Eigenthümlichkeit gemeinsam hat, dass er zur Entstehung pleochroïtischer Höfe in Cordierit und Biotit Anlass gibt. Makroskopisch konnte ich ihn nirgends erkennen, obwohl bei der Durchsicht der Dünnschliffe zahlreiche Zircondurchschnitte von ziemlicher Grösse aufgefunden wurden.

12. Zinnerz.

Gümbel erwähnt das Zinnerz als Bestandtheil des Bodenmaiser Erzlagers; er beschreibt nesterartige Anhäufungen grösserer Krystalle mit geflossener

Oberfläche und von braunschwarzer Farbe. Nachdem das Mineral jahrelang nicht mehr angetroffen worden war, fand sich in den letzten Jahren wieder eine derartige Anreicherung, die neben grösseren, stark gerieften und schlecht ausgebildeten Krystallen nicht wenige kleine, aber sehr scharf umgrenzte lieferte, welche, ebenso wie die grösseren, der prismatische Habitus von den gewöhnlichen Zinnerzvorkommnissen unterscheidet. Vorherrschend ist das Prisma erster Art in Combination mit der primären Pyramide, deren Polkanten öfters gerade Abstumpfung aufweisen; doch sind die Formen häufig so verzerrt, dass der Habitus der Krystalle durchaus unsymmetrisch wird. Bei den grösseren beobachtet man meist eine starke Streifung der Prismenzone und äusserst unvollkommene Endausbildung, durch stark löcherige und wie geschmolzen aussehende Partieen; auch die runden Einbuchtungen der Quarzkrystalle sind in solchen Vorkommnissen oft von Tropfen von Zinnerz ausgefüllt. Makroskopisch sind die Krystalle schwarz, in dünnen Splittern braun durchscheinend und ohne Pleochroïsmus. Die Analyse des vollkommen reinen Materiales, welche von Herrn Jünginger hier ausgeführt wurde, ergab einen hohen Eisengehalt, welcher als Eisenoxydul berechnet, ca. 10 % ausmacht. Das specifische Gewicht wurde zu 6,65 bestimmt; die dunkle Färbung[1]) hängt wohl mit dem ganz ungewöhnlich hohen Eisengehalt zusammen, womit auch die Beobachtung übereinstimmt, dass dieses Zinnerz beim Erhitzen sich nicht entfärbt, und dass es keinen Pleochroïsmus zeigt, welch' letzterer sonst bei intensiv gefärbten Vorkommnissen dieses Minerales nicht zu fehlen pflegt.

13. Eisenglanz.

Sicher nachweisbar ist der Eisenglanz nur in Pseudomorphosen nach Kalkspath aufgefunden worden, wo er öfters die Stelle des Brauneisens vertritt (siehe Kalkspath). Vermuthlich gehören auch kleine sechsseitige, roth durchsichtige Täfelchen diesem Mineral an, welche in der schwarzen Rinde an Oligoklas-, Cordierit- etc. Krystallen beobachtet werden konnten.

14. Titaneisen.

Ein äusserst verbreiteter, meist aber nur mikroskopisch nachweisbarer Gemengtheil ist das Titaneisen, welches seltener durch Skelettformen, oft genug aber durch Leukoxenbildung kenntlich wird; in grösseren Partieen ist es selten und scheint dann verhältnissmässig titanarmen und eisenoxydreichen Varietäten anzugehören.

---

[1]) Vergl. E. Weinschenk, Vergleichende Studien über die dilute Färbung der Mineralien. Zeitschr. anorg. Chem. 1896, 12, 384.

15. Brauneisen.

Drusige Partien von Brauneisen bilden den eisernen Hut der Erzlagerstätte, und sie waren es wohl auch, welche zuerst auf das Vorkommen der Erze aufmerksam machten. Auf Klüften im Erzlager selbst findet man das Mineral namentlich in zahlreichen Pseudomorphosen nach Kalkspath, welche bei letzterem Mineral eingehender besprochen werden sollen. Auch als Umwandlungsproduct von Schwefelkieskrystallen wird es beobachtet, in letzterem Falle nach Gümbel mit Gelbeisenerz gemengt.

16. Flussspath.

Ganz selten sind violblaue, derbe Aggregate von Flussspath.

17. Kalkspath.

Auch der Kalkspath ist selten und nur als jüngste Bildung auf Klüften und Hohlräumen beobachtet. Unverändert trifft man nur spitzskalenoëdrische, glänzende Krystalle, an welchen die Combination R 5 $\{32\bar{5}1\}$, $-\frac{1}{2}$ R $\{01\bar{1}2\}$ hauptsächlich hervortritt. Weitaus häufiger aber ist das Mineral durch die von den verwitternden Erzen gebildeten Lösungen von Eisenvitriol unter Einwirkung der atmosphärischen Luft umgewandelt und zu Brauneisen, resp. Eisenglanz verändert. Die Form dieser Pseudomorphosen ist äusserlich oft sehr vollkommen erhalten, so dass die Flächen noch einen lebhaften Glanz aufweisen. Im Innern aber sind sie stets cavernös und zerfressen und daher sehr zerbrechlich, da die äussere Schicht nur dünn ist und in Folge ihrer Sprödigkeit leicht durchbricht. Neben der obigen Combination trifft man unter den umgewandelten Krystallen nicht selten solche von prismatischem Habitus mit $-\frac{1}{2}$ R $\{01\bar{1}2\}$ als Endfläche oder diese Combination verbunden mit R 3 $\{21\bar{3}1\}$ und R 5 $\{32\bar{5}1\}$, welche meist starke Combinationsstreifung aufweisen und allmählich in das Prisma übergehen. Kurzprismatische Krystalle zeigen manchmal fast dodekaëdrischen Habitus. Bemerkenswerth sind ferner Pseudomorphosen, welche nur R $\{10\bar{1}1\}$ aufweisen, die innerlich ebenso wie die anderen beschaffen sind, ohne dass man Reste des ursprünglichen Minerales auffinden könnte. Ob hier thatsächlich Pseudomorphosen nach Kalkspath oder vielleicht solche nach Eisenspath vorliegen, lässt sich nicht entscheiden. Gümbel will die Veränderung des Kalkspaths zu Brauneisen aus einer vorhergehenden Umwandlung des Minerales in Eisenspath ableiten, wofür aber keine Anhaltspunkte vorhanden sind, und der Kalkspath schlägt ja auch bekanntlich direct aus einer Lösung von Eisenvitriol in Berührung mit atmosphärischer Luft das Eisenoxydhydrat nieder. Stufen solcher Pseudomorphosen sind öfters noch völlig mit Eisenvitriol imprägnirt.

18. Eisenspath.

Kleine, gelbbraune Kügelchen von radialstrahligem Gefüge, welche als jüngere Bildungen auf Hohlräumen auftreten, bestehen aus Eisenspath; sie sind manchmal durch Neubildungen von Schwefelkies bedeckt.

19. Aragonit.

Wasserklare, kleine, spiessige Krystalle von Aragonit gehören zu den seltenen Neubildungen; Umwandlung derselben in Brauneisen wurde nicht wahrgenommen. Steile Pyramiden und oft recht glänzende Brachydomen mit hohen, aber sehr wechselnden Indices sind vorherrschend, als schmale Endflächen trifft man P {111} und $^3/_2$ P$\breve{\infty}$ {032}, seltener auch P$\breve{\infty}$ {011}.

20. Schwerspath.

Gleichfalls als jüngste Bildung ist hin und wieder Schwerspath zu beobachten, meist in bündelförmigen Zusammenhäufungen tafeliger, trüber Krystalle ohne scharfe Randflächen, neben welchen hin und wieder ein isolirter, wasserklarer Krystall von domatischem Habitus auftritt.

21. Gyps.

Auch der Gyps gehört zu den seltenen Neubildungen; winzige, einfache Krystalle und Schwalbenschwanzzwillinge sitzen mit den übrigen Verwitterungsproducten auf den der Atmosphäre zugänglichen Hohlräumen.

22. Eisenvitriol.

Das häufigste Verwitterungsproduct der Erze ist der Eisenvitriol, welcher als Efflorescenz allenthalben vorkommt, von dem aber auch schon gut ausgebildete Krystalle auf altem Grubenholz aufsitzend gefunden wurden. Im Zusammenhang damit treten als Vitriolocker bezeichnete ockergelbe, erdige Partieen auf, und auch stalaktitische Bildungen mit muscheligem, glänzendem Bruch und ockergelbem Strich lassen noch einen ziemlich bedeutenden Schwefelsäuregehalt erkennen.

23. Haarsalz.

Substanzen von Haarsalz-ähnlicher Zusammensetzung bilden den hauptsächlichen Grubenschmand; derartige jüngste Bildungen von weisser Farbe wurden als Winnebergit, gelbe, eisenhaltige als Pissophan bezeichnet.

24. Zinkspinell.

Ein im höchsten Grad bezeichnendes Mineral der Erzlagerstätte des Silberberges ist der von Kobell als Kreittonit bezeichnete Zinkspinell. Grosse,

schwarze Krystalle, meist von Oktaëder und gestreiftem Dodekaëder begrenzt, gewöhnlich mit wenig glänzenden Flächen und einem Ueberzug farblosen Glimmers, finden sich hin und wieder in grosser Anzahl nesterweise beisammen. Doch sind solche Vorkommnisse nicht häufig, und besonders selten sind Krystalle mit guter Flächenbeschaffenheit, die überhaupt nur ganz vereinzelt vorkommen. Das Mineral ist schwarz, aber ohne Metallglanz mit pechglänzendem, muscheligem Bruch und graugrünem Strich; in dünnen Splittern ist es tiefgrün durchsichtig und stets von skelettartigen, parallel zu den Oktaëderflächen angeordneten Partieen von Magneteisen durchwachsen, welche die Isolirung reinen Materiales nicht gestatten[1]). In kleineren Krystallen und in derben Aggregaten ist das Mineral äusserst weit verbreitet. Allenthalben in den erzführenden Gneissen ist es zu beobachten, vor Allem an den Salbändern der Erzkörper und der von diesen abzweigenden Gänge, wo man namentlich auch beobachtet, wie sich dasselbe auf Sprüngen und Spalten der ursprünglichen gesteinsbildenden Mineralien absetzt und vom Erz aus in dieselben eindringt, und von ähnlichen Glimmerhäuten umhüllt ist, wie die grösseren Krystalle, wie dies Fig. 3 und 4 auf Tafel IV zeigen. In vereinzelten Individuen trifft man es noch in recht weiter Entfernung vom Erz als Gesteinsgemengtheil.

25. Magneteisen.

Das Magneteisen findet sich in grösseren, derben Putzen und in ziemlicher Menge als Bestandtheil eines in der Nähe des Silberberggipfels aufsetzenden pegmatitischen Ganges; es hat dort polar attractorische Eigenschaften. Auch in den Kiesen beobachtet man es hin und wieder in feinkörnigen, aber nicht attractorischen Partien, welche öfters titanhaltig sind.

26. Apatit.

Ein constanter, aber stets erst mikroskopisch sichtbarer Gemengtheil aller Gesteine des Silberberges ist der Apatit, welcher sich häufiger in rundlichen Körnern als in prismatischen Krystallen findet und öfters in ziemlicher Menge vorhanden ist.

27. Vivianit.

Zu den bemerkenswertheren Vorkommnissen des Silberberges gehört der Vivianit, der verhältnissmässig häufig auf Drusen und Klüften der Erze als jüngste Bildung auftritt. In bergfrischem Zustand farblos und wasserklar, durch vollkommene Spaltbarkeit und Faserbruch ausgezeichnet, wird er an der

[1]) Vergl. K. Oebbeke, Ueber den Kreittonit von Bodenmais. Sitzber. phys. med. Soc. Erlangen 1899, 20, 41.

Luft durch Oxydation rasch blau und dabei ziemlich mürbe und zerbrechlich. Die grösseren Krystalle sind meist ziemlich einfach und haben eine sehr unvollkommene Flächenbeschaffenheit, kleinere zeigen nicht selten recht gute, glänzende Flächen, aber die Uebereinstimmung der einzelnen gemessenen Werthe ist trotzdem nur sehr gering, wegen der fast stets vorhandenen Streifung der Flächen, sowie auch in Folge der grossen Plasticität, welche die Krystalle auszeichnet. Die gewöhnlichste Combination ist $\infty P \bar{\infty} \{100\}$, $\infty P \breve{\infty} \{010\}$, $\infty P \{110\}$, ferner $+P \{\bar{1}11\}$, $+P \bar{\infty} \{\bar{1}01\}$ und sehr klein $-P \{111\}$. Die Zonen $[100] : [010]$ und $[010] : [\bar{1}01]$ sind stets stark gestreift. Hin und wieder sind derbe Aggregate des Minerals in Eisenpecherz umgewandelt, welches schwarzbraune, spröde, amorphe Partieen bildet. Es erscheint nicht nothwendig, die Entstehung des Vivianits in diesem Vorkommen auf einen Phosphorsäuregehalt des Grubenholzes oder überhaupt organischen Materiales zurückzuführen, sind ja an und für sich die Nebengesteine ziemlich reich an Apatit, und ausserdem trifft man das Mineral nicht selten unter Verhältnissen, welche die Zufuhr organischer Substanz recht unwahrscheinlich machen.

28. Andalusit.

Kurzprismatische, frische Krystalle von Andalusit einfachster Combination wurden früher von mir[1]) beschrieben. Das Vorkommen ist ziemlich vereinzelt geblieben. Hier mag nur hinzugefügt werden, dass die Beobachtung Gümbel's, welcher den Andalusit zu den häufigeren Mineralien der Waldgneisse rechnet, nach meinen Erfahrungen sich auf die zahlreichen Pegmatitgänge bezieht, welche diese Schiefer allenthalben durchbrechen, und in denen der Andalusit nur selten fehlt, während ich ihn in den „Gneissen" selbst nirgends beobachten konnte. Die Häufigkeit des Vorkommens von Andalusit in den Pegmatiten des bayerischen Waldes bildet eines der zahlreichen Anzeichen[2]) dafür, dass gerade die Pegmatite besonders leicht einzelne Bestandtheile der Nebengesteine in sich aufnehmen und durch dieselben in ihrer mineralischen Zusammensetzung wesentlich beeinflusst werden.

29. Sillimanit.

Der Sillimanit bildet wie fast überall so auch hier feinfaserige, licht gefärbte, meist von Quarz und Cordierit durchwachsene Aggregate ohne deutliche Entwickelung einzelner Individuen; die feinverfilzten Aggregate des Minerales

[1]) E. Weinschenk, Ueber einige neue Mineralvorkommen des bayerischen Waldes. Zeitschr Krystallogr. 1895, 25, 357.

[2]) E. Weinschenk, Ueber einige bemerkenswerthe Minerallagerstätten der Westalpen. Zeitschr. Krystallogr. 1900, 32, 258.

treten makroskopisch durch ihren Seidenglanz hervor; nur selten sind die Individuen etwas grösser und dann meist zu radialstengeligen Aggregaten verbunden. U. d. M. sieht man in sillimanitarmen Gesteinspartien hin und wieder scharf umgrenzte Krystalle dieses Minerales (vergl. Fig. 2 auf Tafel III).

30. Turmalin.

Schlecht begrenzte und stark geriefte Prismen von Turmalin sind hin und wieder im Erz eingewachsen und finden sich auch in mikroskopischen Individuen als Gemengtheile der Gesteine. Makroskopisch sind sie schwarz, im Dünschliff mit brauner Farbe durchsichtig.

31. Epidot.

Epidot ist äusserst selten; in den Grenzzonen der Gesteine gegen die Erzlager trifft man manchmal eine geringfügige Neubildung von Epidot auf Kosten des Feldspaths; ferner wurden unbedeutende körnige Aggregate des Minerales von lichtgelbgrüner Farbe in einer kleinen Ader beobachtet.

32. Granatgruppe.

In der Lagerstätte des Silberberges spielen verschiedene Glieder der Granatgruppe eine mehr oder minder bedeutende Rolle. Am häufigsten ist gewöhnlicher Almandin mit einem ca. 2% betragenden Gehalt an Manganoxydul und sehr wenig Kalk, welcher einen weit verbreiteten Gemengtheil der „Gneisse“ bildet, in denen er öfters ganz die Stelle des Cordierits einnimmt. Während in sonstigen Vorkommnissen aber gerade der Almandin fast stets in deutlich ausgebildeten Krystallen vorkommt, findet man ihn hier vorherrschend in Körnern von unregelmässiger Form oder in wenig gut begrenzten Ringen (vergl. Figur 6 auf Tafel II), welche z. Th. arm an Einschlüssen sind und dann mit tiefblaurother Farbe durchsichtig erscheinen, bald wieder massenhafte Einschlüsse beherbergen und ein schmutziges Rothbraun zeigen. Sie erreichen häufig bedeutende Grösse, bis mehrere Centimeter im Durchmesser, sind aber stets sehr bruchig und von Rissen durchzogen, so dass sie nur ganz ausnahmsweise sich aus dem Gestein herauslösen.

Im polarisirten Licht ist der Almandin stets völlig optisch isotrop. Hin und wieder und zwar vornehmlich in den granitischen Lagen beobachtet man nicht sehr vollkommen ausgebildete Krystalle von ikositetraëdrischem Habitus, indessen finden sich in solchen Lagen neben dem eigentlichen Almandin ganz ähnlich aussehende Krystalle von Granat, welche nach der qualitativen Untersuchung viel reicher an Mangan sein müssen, und die sich somit dem Spessartin nähern.

Das Vorkommen von eigentlichem Spessartin als Neubildung auf Klüften habe ich früher[1]) beschrieben; das Mineral bildet Krusten von gelbrother Farbe, welche in wohlbegrenzte Dodekaëder mit glänzenden Flächen und gestreifter Abstumpfung der Kanten auslaufen. Die in meiner damaligen Publication gegebenen Notizen über das optisch anomale Verhalten dieser Granatvarietät und die daraus gezogenen Schlüsse wurden in neuerer Zeit von C. Klein[2]) angegriffen, welcher auf Grund einer ganzen Reihe von eingehenden Untersuchungen[3]) über die optischen Anomalieen zu folgendem Resultat gelangte: „Alles Beobachtete deutet vielmehr darauf hin, dass die betreffenden Anomalien nicht in erster Linie an die chemische Constitution geknüpft sind und abhängig sind von den jeweiligen Begrenzungselementen der Krystalle. Hervorgerufen werden sie durch den Conflict der isomorphen Mischungen."

Die Erscheinung des optisch anomalen Verhaltens wird somit ausschliesslich dem verschiedenen Molecularvolumen der einzelnen, an sich untereinander isomorphen Componenten einer solcher Mischung zugeschrieben, aus welchen sich Spannungserscheinungen ergeben müssen, die eben in dem optisch anomalen Verhalten des zusammengesetzten Krystalls zum Ausdruck kommen. Diese Anschauungsweise steht zunächst in diametralem Gegensatz zu der Theorie Mallard's,[4]) welcher die optischen Anomalieen durch einen zwillingsartigen Aufbau eines solchen Krystalls zu erklären versucht, so dass die optische Anomalie das Normale, das isotrope Verhalten erst durch die Feinheit der Zwillingsverwachsung hervorgebracht wäre, eine Theorie, welche derselbe auch speciell auf die Granatgruppe anwandte. Unter dem Einfluss dieser Theorie versuchte auch ich früher die optischen Anomalieen speciell des Granats durch complicirte Zwillingsbildung zu erklären,[5]) ein Versuch, welcher sich aber bei eingehenderen Studien an umfangreicherem Material nicht aufrecht erhalten liess, zumal sich im Laufe der Untersuchungen einige neue, vorher nicht berücksichtigte Gesichtspunkte ergaben, welche einen Zusammenhang zwischen den optischen Anomalien und der wechselnden Färbung[6]) der in Betracht kommen-

---

[1]) E. Weinschenk, Ueber einige neue Mineralvorkommnisse des bayerischen Waldes. Zeitschr. Krystallogr. 1895, **25**, 357.

[2]) C. Klein, Die optischen Anomalieen des Granats und neuere Versuche, sie zu erklären. Sitzber. preuss. Akad. Wiss. 1898, 676.

[3]) Derselbe, Optische Studien an Granat, Vesuvian und Pennin. Ebenda 1894, 741.

[4]) E. Mallard, Sur le grenat pyrénéite. Bull. soc. franç. min. 1891, **14**, 293.

[5]) E. Weinschenk, Die Minerallagerstätten des Grossvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Zeitschr. Krystallogr. 1896, **26**, 463—464.

[6]) Derselbe, Ueber die Färbung der Mineralien. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1896, **48**, 711.

den Glieder der Granatgruppe nicht unwahrscheinlich machten. Dieser Zusammenhang besteht allerdings nicht in der Weise, wie es von Klein nach meiner Darstellung aufgefasst wurde, als ob besonders intensiv gefärbte Varietäten im Allgemeinen die optisch wirksamsten sein müssten, eine Behauptung, welche von mir auch niemals in solcher Allgemeinheit aufgestellt wurde. Vielmehr betonte ich damals, dass unter den von mir untersuchten Granatvorkommnissen der Centralalpen speciell sich die rein braunen regelmässig als die am stärksten doppelbrechenden ergaben, während rothe Varietäten weniger stark auf das polarisirte Licht wirkten und dunkelkirschrothe völlig optisch isotrop erschienen. Andererseits waren fast farblose Topazolithe als kräftig doppelbrechend erkannt worden.

Die Ursache der optischen Anomalieen der Mineralien der Granatgruppe steht meines Erachtens vielmehr nur insoweit in einem gewissen Verhältniss zur Ursache der Färbung, als optische Anomalieen nur bei solchen Gliedern der Granatgruppe beobachtet wurden, welche auch in sehr verschiedenartig gefärbten Varietäten vorkommen, ohne dass selbst eingehende chemische Analysen die Ursache der Färbung oder der optischen Anomalieen festzustellen gestatten würde. Die Ursache der verschiedenen Färbung wird man speciell bei den Kalk- und Mangangranaten unzweifelhaft in Beimengungen suchen dürfen, die gleichmässig im ganzen Gebäude des Krystalls vertheilt sind, ohne gleichzeitig directe Beziehungen zur Constitution des Granats selbst zu besitzen. Auf analoge, also auf nicht isomorphe Beimischungen versuchte ich auch die optischen Anomalien zurückzuführen, ohne aber die Behauptung aufzustellen, dass eine solche, in äusserst geringen Mengen auftretende Verunreinigung jedesmal zugleich ein Farbstoff sein müsste. Ich habe auch an der betreffenden Stelle meiner Abhandlung keineswegs irgend welche Priorität für die Entdeckung dieser Thatsache in Anspruch genommen, sondern einfach die Wahrscheinlichkeit derselben erörtert, wie man auch im Rahmen eines ca. 15 Minuten andauernden Vortrages ausführliche Literaturnachweise aus Zweckmässigkeitsrücksichten weglassen wird. Klein geht bei seinen Auseinandersetzungen von dem Verhalten des Kalialauns aus, bei welchem selbst eine ganz geringfügige Beimengung von Ammoniakalaun genügt, um die an sich völlig optisch normalen Krystalle in anisotrope überzuführen, wie dies auch Brauns[1]) und vor ihm Andere feststellten. Brauns betont im gleichen Sinne wie Klein, „dass chemisch reine Krystalle (der von ihm untersuchten Salze) vollkommen optisch isotrop sind, und die anomale Doppelbrechung nur bei solchen vorkommt, denen ein isomorphes Salz bei-

[1]) R. Brauns, Die optischen Anomalien der Krystalle. Gekrönte Preisschrift. Leipzig 1891.

gemengt ist". Speciell für die Granatgruppe wäre somit die Sache in folgender Weise aufzufassen: die verschiedenen, an sich isomorphen Molecule, welche an der Zusammensetzung der Mineralien der Granatgruppe theilnehmen, d. h. Eisenoxydul-, Kalk-, Mangan-, Magnesiagranat etc. würden in einem Krystall zusammenkrystallisirend in Folge ihrer verschiedenen Molecularvolumina Spannungen hervorbringen, welche zu einem optisch anomalen Verhalten des ganzen Gebildes Anlass geben, wobei der chemischen Constitution des Granats selbst eine in der Hauptsache wenig bedeutende Einwirkung zukommen würde.

Vollständig in Uebereinstimmung mit den Thatsachen betont Klein, dass die Sachlage bei der Granatgruppe (wie überhaupt bei den meisten Mineralien), um Vieles schwieriger dadurch erscheint, dass Krystalle, welche ausschliesslich eines der zahlreichen Mischungsglieder in ideal reinem Zustand darstellen, nicht bekannt sind. Die Beobachtung der Verhältnisse in der Granatgruppe ergibt aber eine andere Gesetzmässigkeit, welche von Klein seinerzeit vernachlässigt, in seiner neueren Publication aber zugestanden wurde, dass nämlich ein gewisser Zusammenhang zwischen chemischem Bestand des Krystalls und optischer Anomalie doch insofern nicht zu verkennen ist, als diejenigen Granaten, welche ausgesprochene optische Anomalien aufweisen, entweder Kalkgranaten sind oder einen ziemlich hohen Gehalt an Mangan aufweisen, während eigentliche Eisenoxydul- und Magnesiagranaten, von welchen erstere jedenfalls die weitverbreitetsten Vertreter der Granatgruppe sind, stets als völlig oder doch wenigstens äusserst annähernd optisch isotrop erkannt wurden.

Ganz zufällig kann diese Erscheinung nicht sein, zumal die zuletzt genannten Varietäten gewöhnlich die am stärksten gemischten darstellen, während andererseits unter den optisch anomalen Kalkeisengranaten wenigstens einzelne Vorkommnisse untersucht wurden, welche der theoretischen Formel fast vollständig entsprechen und sich der idealen Reinheit jedenfalls auf sehr geringe Differenzen nähern. Die chemische Reinheit der Mineralien ist ja niemals eine absolute, und wenn das Verhalten des Kalialauns beweist, wie ausserordentlich geringfügiger Beimengungen es bedarf, um einen optisch isotropen Krystall in einen anomalen überzuführen, so wird man der Ansicht Klein's nur beipflichten können, dass sich aus dem Studium der Mineralien selbst beweisende Anhaltspunkte für die Einwirkung der isomorphen Mischung auf das optische Verhalten nicht direct gewinnen lassen, sondern dass es sich hier immer mehr oder weniger um einen Wahrscheinlichkeitsschluss handelt.

Die Erscheinungen aber, welche uns die optischen Anomalien in der Granatgruppe darbieten, lassen die Richtigkeit der am Alaun gewonnenen

Erfahrungen für die Erklärung dieser eigenartigen Erscheinungen durchaus nicht als in allen Fällen unanfechtbar erscheinen. Da sich nicht nur die zwischen Kalkthongranat und Kalkeisengranat in der Mitte stehenden Glieder der Granatgruppe als optisch anomal erweisen, sondern ebenso und oft in noch höherem Maasse die äussersten Endglieder dieser Reihe, welche überhaupt bekannt geworden sind, dieselbe Erscheinung beobachten lassen, kann man die Ursache derselben nicht wohl in einem besonders stark abweichenden Volumen des Kalkthon- resp. Kalkeisengranatmolecüls suchen, zumal andere gemischte Zwischenglieder vorhanden sind, welche optisch durchaus normal sind (z. B. die kirschrothen Granaten von der Schwarzen Wand in der Scharn am Grossvenediger, nicht wie Klein in seiner Kritik irrthümlich angibt, des Topazoliths von der Goslerwand, welch' letzterer vielmehr kräftig doppelbrechend ist). Vielleicht könnte man in der untergeordneten Beimengung von Eisenoxydulgranat, welche in fast allen Kalkgranaten nachgewiesen werden kann, die Ursache der optischen Anomalie der letzteren erblicken, wie ja schon ein allgemeiner Ueberblick über die chemische Beschaffenheit der Granatmineralien beweist, dass gerade Eisenoxydulgranat einerseits und Kalkgranat andererseits untereinander das geringste Maass von Verwandtschaft aufweisen. Aber auch in dieser Richtung lassen die Analysen keine Gesetzmässigkeit erkennen und schliesslich müsste doch wohl, wenn solche Unterschiede im Molecularvolumen bei diesen Componenten vorhanden wären, eine Beimengung von Kalkgranat im Almandin denselben Effect erzielen, was aber durchaus nicht der Fall ist. Die optische Inactivität der stark gemischten Eisenoxydul- und Magnesiagranaten, das optisch anomale Verhalten selbst sehr reiner Kalkeisengranaten, das Fehlen eines gesetzmässigen Zusammenhanges zwischen dem Auftreten optischer Anomalien und dem chemischen Bestand in der Reihe der Kalk- und Mangangranaten machen es somit durchaus unwahrscheinlich, dass optische Anomalie und isomorphe Mischung, bei der Granatgruppe wenigstens, in irgend einem gesetzmässigen Verhältniss stehen. Und noch weniger lässt sich mit dieser Anschauung vereinbaren, dass mit dem Eintreten grösserer Mengen von Titan in den Kalkgranat das optisch normale Verhalten wieder hergestellt wird.

Die Beobachtungen an den Mineralien der Granatgruppe lassen besonders folgende Thatsachen hervortreten: 1. Die als Gemengtheile von Massengesteinen[1])

[1]) Klein erwähnt 1898, dass er dies schon 1883 an einem Granat aus einem „Chloritschiefer der Centralalpen" nachgewiesen habe und citirt gleichzeitig richtig den von mir angewandten Ausdruck „Massengesteine", zu welchen doch wohl die granatführenden, alpinen Chloritschiefer nicht kurzweg gerechnet werden dürfen.

auftretenden Mineralien der Granatgruppe sind optisch isotrop oder zeigen höchstens Andeutungen von Doppelbrechung. Es finden sich in diesen Gesteinen aber wohl ausschliesslich Glieder der Gruppe, welche auch in allen sonstigen Fällen isotrop sind, wie die Almandine in den Graniten, Trachyten, Andesiten etc., die Melanite der Nephelinsyenite, Phonolithe und verwandter Gesteine, die Pyropen der Peridotite, so dass eine besondere Wirkung der Art der Entstehung eines Granatminerales auf seine optische Structur im Gegensatz zu meiner früheren Annahme nicht nachzuweisen ist. 2. Die meisten sonstigen Eisenoxydul- und titanreicheren Kalkgranaten, sowie alle Pyrope verhalten sich ebenso; wenn in diesen deutlichere Anomalieen beobachtet wurden, so handelt es sich um manganreichere Glieder (Granat von Bastogne, Renard, aus der Säullahner Klamm im Hollersbachthal am Grossvenediger, Autor). 3. Kalkgranaten und manganreiche Granaten sind im Allgemeinen optisch anomal, im Bereiche dieser Reihen aber scheint die Anomalie von der isomorphen Mischung vollständig unabhängig zu sein; innerhalb der Fehlergrenzen der Analysen vollständig gleich zusammengesetzte Glieder können sehr verschiedene Grade von Anomalie aufweisen (z. B. die kirschrothen, optisch normalen und die nelkenbraunen, sehr stark doppelbrechenden Granaten der Centralalpen), während anderentheils wieder sehr verschiedene chemische Beschaffenheit mit einem optisch durchaus gleichartigen Verhalten Hand in Hand gehen kann.

Was endlich meine früheren Bemerkungen über das Verhältniss von äusserer Form zum inneren optischen Aufbau betrifft, so betonte ich, dass nicht sowohl die äussere Form, welche uns ein bestimmtes Granatindividuum darbietet, das Maassgebende für die optische Beschaffenheit darstellt, und dass also letztere nicht als etwas Secundäres und Untergeordnetes der Form gegenübertritt, sondern dass beide als durchaus gleichwerthige Ergebnisse der Aneinanderlagerung der Molecule, also der eigentlichen Krystallstructur, anzusehen sind, einer Structur, welche von den Verhältnissen des Raumes, innerhalb deren das Individuum sich bildet, durchaus unabhängig ist. Dagegen wird diese bedeutend modificirt durch die physikalischen und chemischen Bedingungen, unter welchen die Krystallisation stattfindet, mit deren Aenderung häufig genug auch eine Aenderung des Aufbaus der Krystalle und damit ihrer äusseren Form sowohl als ihrer optischen Eigenschaften Hand in Hand geht.

Während man somit nach dem Ausdrucke Klein's annehmen könnte, als wäre die Form des Krystalls das Ursprüngliche, zu welcher die Theilung in einzelne Sectoren als eine secundäre Erscheinung hinzukommen würde, versuchte ich meine Ansicht dahin zu formuliren, dass Form und optische Be-

schaffenheit gleichwerthige Erscheinungen sind, beide bedingt in der ursprünglichen Anlage und in der inneren Structur des Krystalls. Eine secundäre Erscheinung ist das optisch anomale Verhalten eines Granats nur insofern, als sie der Substanz des Granats selbst fremd ist und durch zufällige, aber schon bei der ersten Anlage desselben wirksame Ursachen hervorgerufen wurde.

Ob man aber diese Ursache in der isomorphen Mischung suchen darf, wobei man eine Art morphotroper Beziehungen der nicht sehr nahe verwandten Elemente Calcium einerseits und Magnesium und Eisen andererseits annehmen könnte, welchen die Abweichungen im Molecularvolumen der einzelnen Componenten zugeschrieben werden müssten, auf die dann als letzte Ursache in diesem Fall die optische Anomalie zurückzuführen wäre, das scheint mir bei der Granatgruppe wenigstens in den thatsächlichen Verhältnissen keineswegs begründet. Meine Ansicht deckt sich heute insoferne mit derjenigen Klein's auf das Vollkommenste, dass Spannungserscheinungen, die im innersten Gefüge des Krystalls begründet sind, auch die optisch anomale Beschaffenheit hervorbringen. Solche Spannungserscheinungen können aber ebenso gut, wie durch verschiedene Beschaffenheit der isomorphen Molecüle auch durch fremde, intramoleculare Einlagerungen hervorgebracht werden, und da eine Uebersicht über die chemischen Verhältnisse der in Betracht kommenden Mineralien eine Gesetzmässigkeit in Bezug auf die isomorphe Mischung nicht feststellen lässt, so halte ich dies für einen directen Beweis gegen die Ansicht Klein's und für einen indirecten für meine Annahme, dass nämlich fremde, nicht isomorphe, in äusserst geringer Menge zwischen den Molecülen des Krystalls dilut vertheilte Beimengungen die Ursache des optisch anomalen Verhaltens der Granatmineralien bilden. Und dass gerade Kalk- und Mangangranaten mit besonderer Leichtigkeit solche Substanzen aufnehmen, das beweist die ebenfalls mit der hauptsächlichen Constitution in keinem Zusammenhang stehende, wechselnde Färbung dieser Glieder, welche doch wohl auf keinem anderen Wege erklärt werden kann. Die im Allgemeinen optisch normalen Granatmineralien erweisen sich im Gegensatz dazu als ausserordentlich constant in der Farbe, so verschieden auch die Art ihrer Bildung und ihres Vorkommens sein mag, wodurch meines Erachtens angedeutet ist, dass sie die Fähigkeit, bei der Krystallisation dilute Beimischungen aufzunehmen, in viel geringerem Maasse besitzen.

Wenn ich so meinen Standpunkt in Beziehung auf die in Betracht kommende Frage dahin präcisire, dass ich als Ursache, nicht der optischen Anomalien im Allgemeinen, sondern speciell derjenigen der Mineralien der Granatgruppe, nichtisomorphe Beimischungen ansehe, welche in diluter Vertheilung von der krystallisirenden Substanz aufgenommen, schon die erste Anlage des

Krystalles beeinflussten, so bin ich zwar so wenig wie Klein in der Lage, directe Beweise für meine Ansicht beizubringen; ich kann nur betonen, dass bei einem eingehenden Abwägen aller Verhältnisse und speciell der chemischen Beziehungen der Granatgruppe sich eine Reihe von Erscheinungen herausstellt, welche mit der Annahme Klein's unvereinbar sind, durch die von mir gemachte Annahme aber leicht erklärt werden können.

Schliesslich mag noch erwähnt werden, dass am Silberberg auch noch Kluftausfüllungen durch derben, sehr grobkörnigen, schmutzigbraunen Aplom, sowie winzige Adern von lichtgelbgrünem, klarem Topazolith vorkommen.

33. Glimmergruppe.

Muscovit als Bestandtheil der Pegmatite wie der Quarzlinsen ist nicht selten; in den Erzen selbst trifft man ihn kaum, dagegen sind grössere, meist metallisirende und wenig spröde Tafeln von Biotit ziemlich verbreitet, welche in den Erzen öfters bedeutende Grösse annehmen und ziemlich deutliche hexagonale Umgrenzung aufweisen. Dieselben sind meist ganz unregelmässig von Chlorit durchwachsen und zeigen dünne Häutchen von Magnetkies auf ihren Spaltflächen, bei dessen Verwitterung sie matt und biegsam werden und schliesslich auseinanderfallen. Chlorit für sich ist ziemlich selten.

34. Cordierit.

Ueber den Cordierit, dieses bezeichnendste Mineral der Bodenmaiser Kieslagerstätten ist nicht viel Neues zu sagen. Die grossen, gerundeten, kurzprismatischen Krystalle des Minerales, überzogen mit einer schwärzlichen Patina, laden zu krystallographischen Untersuchungen durchaus nicht ein, und seine chemischen und optischen[1]) Verhältnisse sind schon vielfach und eingehend untersucht worden, da das klare, frische Material, welches hier in grossen Stücken leicht zu erhalten ist, zu solchen Studien besonders geeignet ist.

Interessanter sind die Zersetzungsproducte, welche aus dem Cordierit hervorgehen. Am bekanntesten davon ist der sogenannte Pinit, welcher öfters aus ziemlich grossblätterigen, nach der Basis des ursprünglichen Cordierits spaltbaren Aggregaten von schmutzig graugrüner Farbe besteht, sich etwas fettig anfühlt und sehr weich ist. Die glimmerartige Beschaffenheit des Minerales tritt auch in den optischen Eigenschaften hervor. Chemisch entfernt sich aber der Pinit weit von der Glimmergruppe und nähert sich

[1]) K. Zimányi, Die Hauptbrechungsexponenten der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien. Zeitschr. Krystallogr. 1894, **23**, 339.

mehr der Zusammensetzung des Kaolins, so dass man an eine nahe Verwandtschaft mit diesem Mineral denken möchte, ohne aber gute Uebereinstimmung zu finden. Dem Pinit sehr nahe sowohl in Beziehung auf ihre chemische Zusammensetzung als auch in ihrem Vorkommen stehen zwei für amorph angesehene Mineralien, die gleichfalls vorwiegend Pseudomorphosen nach Cordierit bilden, das eine aus lichtgrünen und dunkelbraunen, abwechselnden Schichten bestehend, bricht äusserlich völlig muschelig und hat einen wachsartigen Glanz, u. d. M. besteht es aus schuppig faserigen Aggregaten von serpentinartiger Structur. Dieses von Kobell als Jollyit bezeichnete Mineral ist vorherrschend ein Eisenoxydthonerdesilicat und geht über in den sogenannten Thraulit, welcher ein reines Eisenoxydsilikat darzustellen scheint und durch pechschwarze Farbe kenntlich ist; der letztere bildet meist Ausfüllungen von Klüften. Ob in den drei Substanzen, welche die Hauptgemengtheile im Pinit, Jollyit und Thraulit bilden, eine vom Thonerdesilicat zum Eisenoxydsilicat fortschreitende Reihe vorliegt, ist bei der geringen Reinheit des Materiales nicht festzustellen, jedenfalls aber ist keines derselben amorph; sie zeigen alle drei im Dünnschliff ziemlich ähnliche Eigenschaften und unterscheiden sich hauptsächlich durch die Farbe.

Es mag hier noch bemerkt werden, dass, so häufig eine Umwandlung von Cordieritkrystallen in Pinit am Silberberg ist, der körnige Cordierit der Schiefer selbst an stark verwitterten Stellen niemals diese Umbildung zeigt, während die im Granit oder im Erz eingewachsenen Krystalle des Minerales oft genug aus frischen Anbrüchen in der Tiefe der Grube in völlig umgewandelten Zustand gefördert werden. Die Umwandlung von Cordierit in Pinit erweist sich dadurch als kein Product der atmosphärischen Verwitterung, sondern vielmehr als eine Erscheinung, welche offenbar mit den vulcanischen Processen selbst zusammenhängt. Und desshalb findet man auch öfters in einem Stück Krystalle von Cordierit, die ganz zu Pinit oder Jollyit geworden sind, neben solchen, welche selbst nicht die Spur einer Umwandlung erkennen lassen.

Andere leberbraune, steinmarkähnliche Massen, welche mit den erwähnten Zersetzungsproducten zusammen vorkommen, haben etwa die Zusammensetzung von Chloropal, sie sind härter als die oben erwähnten, welche $3\frac{1}{2}$ kaum überschreiten; ferner wurden grünliche, derbe Massen früher untersucht, die sich v. d. L. weissbrennen und vorherrschend aus Magnesiasilicat bestehen. Erwähnt mögen hier endlich die auch u. d. M. völlig amorphen Lagen werden, welche sich an der Grenze der „Gneisse“ gegen die Erzkörper öfters in schmalen Bändern einstellen, die aber eine ziemlich complicirte Zusammensetzung haben. Makroskopisch erscheinen sie matt grünlich und durchaus dicht.

35. Pyroxengruppe.

Als Gemengtheile einiger seltener Abänderungen der Gesteine wurden sowohl monokline als auch rhombische Pyroxene beobachtet. In ausgebildeten Krystallen trifft man nur letztere, hin und wieder in Nestern im Erz; dieselben zeichnen sich durch einen ganz eigenartigen Habitus aus, indem ihre Form[1]) hauptsächlich von flachen Brachydomen und der Basis neben untergeordneten Prismen- und Pyramidenflächen gebildet wird.

Bei dem verhältnissmässig nicht sehr hohen Eisengehalt des Minerales ist die dunkle, schwarzbraune Färbung der Krystalle, welche auch im Dünnschliff noch kräftig gefärbt und stark pleochroïtisch sind, bemerkenswerth. Sie finden sich vor Allem in Plagioklas-reichen Varietäten der Gesteine.

36. Hornblendegruppe.

Ausser dem früher als Anthophyllit bezeichneten braunen Amphibol, dessen Zugehörigkeit zur gemeinen Hornblende ich seiner Zeit nachwies, finden sich noch untergeordnete, strahlig-faserige Aggregate einer grünen Hornblende. Was die braune Hornblende betrifft, so stimmt diese in allen Eigenschaften überein mit der in zahlreichen, basischen Eruptivgesteinen auftretenden braunen Hornblende, wie sie namentlich auch die Bojite des bayerischen Waldes auszeichnet. Ebenso wie in diesen Gesteinen findet man, dass die braune Hornblende im Erzlager des Silberberges öfters in grüne, faserige Aggregate von asbestartiger Hornblende übergeht, ein Process, welcher der Uralitisirung der Pyroxene parallel verläuft, und ich glaube, hier darauf hinweisen zu müssen, dass die plagioklasreichen Gesteine, welche diese braune Hornblende führen, ebenso wie diejenigen, in welchen die unter voriger Nummer erwähnten Pyroxene vorhanden sind, ächten Gabbrotypus aufweisen, aber so untergeordnet vorkommen, dass man nur ganz zufällig auf derartige Einlagerungen trifft.

37. Feldspathgruppe.[2])

Neues über die Mineralien der Feldspathgruppe, welche in zahlreichen, oft sehr grossen und gut ausgebildeten Krystallen, von einer schwärzlichen

---

[1]) F. Becke, Hypersthen von Bodenmais. Tscherm. min. petr. Mitth. 1881, **3**, 60.

[2]) Vergl. G. vom Rath, Ueber die Mineralvorkommnisse von Bodenmais. Verh. naturh. Ver. Rheinl. 1879; V. Goldschmidt, Ueber Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung bei mineralogischen und petrographischen Untersuchungen. Neues Jahrb. Mineral. 1881, I, 179; A. Descloizeaux, Oligoclases et andésines. Bull. soc. franç. minéral. 1884, **7**, 249; J. H. Kloos, Beobachtungen an Oligoklas und Andesin, Neues Jahrb. Mineral. 1884, II, 87; M. Schuster und H. v. Foullon, Optisches Verhalten und chemische Zusammensetzung des Andesins von Bodenmais, Jahrb. geol. Reichsanst. 1887, **37**, 219; F. Fouqué, Contributions à l'étude des Feldpaths des roches volcaniques. Bull. soc. franç. minéral. 1894, **17**, 281.

Kruste überzogen, im Erz auftreten, bin ich nicht in der Lage zu berichten. Sind doch die beiden Feldspäthe, der mehr spangrüne in Mikroklin übergehende Orthoklas, und der mehr lauchgrüne Andesin schon so häufig und eingehend in optischer, krystallographischer und chemischer Beziehung untersucht worden, dass sie in all' ihren Eigenschaften als vollständig bekannt angesehen werden dürfen. Bemerkt mag nur werden, dass neben dem auch als Gesteinsgemengtheil häufigen Andesin, in den gabbroartigen Gesteinen sehr basische Plagioklase als Gemengtheile auftreten.

38. Zeolithe.

Von Zeolithen trifft man den Desmin in schuppigen, spreuähnlichen Krystallen von bräunlichgelber Farbe und sehr selten den Harmotom (oder Phillipsit?) in gut ausgebildeten Durchkreuzungszwillingen der gewöhnlichsten Combination, z. Th. mit anderen Zersetzungsproducten zusammen, z. Th. aber auch auf Drusen im völlig frischen Erz. Ob auch Heulandit vorkommt, kann ich nach dem mir vorliegenden Material nicht entscheiden, doch soll derselbe in grösseren, wasserklar durchsichtigen Tafeln in den Erzen gefunden worden sein.

Zusammenfassung der Resultate.

Wenn man kurz die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der Erzlager des bayerischen Waldes überblickt, so sind es vor Allem zwei Resultate, welche besonderes Interesse bieten, in erster Linie die Beobachtung, dass hier in der Gneissformation sicher kein Gesteinscomplex vorliegt, welcher irgend einen Anspruch auf den Namen „Gneiss" in dem bestimmten geologischen oder petrographischen Sinne des Wortes machen kann, und sodann die Erkenntniss, dass die Falbänder selbst jüngere Bildungen sind gegenüber den umgewandelten Gesteinen, innerhalb welcher sie auftreten.

Die petrographische Untersuchung lässt aufs Deutlichste den zusammengesetzten Charakter der Cordieritgneisse erkennen, an deren Aufbau sich zwei Gesteinstypen aus ganz entgegengesetzten Gruppen betheiligen, die allerdings hin und wieder in innigster Typenvermischung miteinander auftreten, fast stets aber durch die mikroskopische Untersuchung deutlich nebeneinander erkannt werden können. Schon die oberflächliche Betrachtung der verschiedenen Gesteine lässt einen fortdauernden Wechsel dünnschieferiger, biotitreicher Lagen einestheils, richtungslos struirter und oft ziemlich grobkörniger anderntheils er-

kennen, in welchen der dunkle Glimmer höchstens eine untergeordnete Rolle spielt. Bald beobachtet man diesen Wechsel der Zusammensetzung in dünnsten, nur wenige Millimeter starken Lagen, bald sind die einzelnen Schichten in ziemlicher Mächtigkeit entwickelt.

Wenn man den petrographischen Begriff des Gneisses in weitester Ausdehnung definirt als gegeben durch die Combination von Quarz, Feldspath und Glimmer in schieferiger Ausbildung, so fallen nach den mikroskopischen Untersuchungen die Gesteine des Waldes nicht einmal unter diesen weitesten Umfang des Begriffes. Denn die äusserlich als schieferige Bildungen charakterisirten Schichten zeigen u. d. M. ein so vollständiges Zurücktreten des Feldspaths, dass dieses Mineral kaum mehr zu den accessorischen Gemengtheilen zu zählen ist, und die körnigen Lagen, welche zwar aus Quarz, Feldspath und Glimmer vorherrschend bestehen, sind in so hohem Maasse richtungslos struirt, dass in ihnen selbst eine Andeutung von Schieferung fehlt. Die ersteren Theilgesteine sind in ihrer Zusammensetzung ächte Contactgesteine, Hornfelse von normalster Beschaffenheit, die letzteren sind granitische Gesteine, vom typischen Granit unterschieden durch eine Annäherung an die „structure granulitique", eine Erscheinung, welche in den Abzweigungen granitischer Massive nicht allzu selten ist.

Wenn so in petrographischem Sinne die Gesteine des bayerischen Waldes keine Gneisse sind, so sind sie es noch viel weniger in geologischem. Die Erscheinung, dass die Schichtung, welche die schieferigen Lagen äusserlich so vollkommen zeigen, und welche durch die mannigfaltigsten Faltungen und Verbiegungen bei makroskopischer Betrachtung so sehr beeinflusst erscheint, in der Anordnung der einzelnen Mineralien nur noch insofern einen Ausdruck findet, als Stränge von enggeschaarten Sillimanitnadeln und Glimmerlamellen parallel zu diesen mannigfaltig gewundenen Richtungen die übrigen Gesteinscomponenten durchziehen, welche ihrerseits wieder keine zu der Schieferung irgendwie in Bezug stehende Lagerung aufweisen, ist nur dann zu erklären, wenn man von vornherein annimmt, dass die Gesteine schon gefaltet waren, bevor sie ihre krystallinische Structur annahmen. Auch in der so festen und compakten Beschaffenheit der Gesteine ist ein Hinweis in derselben Richtung gegeben, welcher u. d. M. noch mehr gefestigt wird. Durch den völligen Mangel mechanischer Structuren, wie sie doch wohl mit Sicherheit vorhanden sein müssten, wenn die Gesteine schon vor oder während ihrer Faltung die jetzige krystallinische Ausbildung besessen hätten, ist eine der Faltung nachfolgende Umkrystallisation derselben zweifellos festgestellt. Die Gesteine, welche hier in Betracht kommen, sind sicher keine Bestandtheile des sogenannten

Grundgebirges, also auch in geologischem Sinne keine Gneisse, sondern vielmehr contactmetamorphisch umgewandelte Thonschiefer, deren geologisches Alter zwar nicht festzustellen ist, die aber durchaus nicht ohne Weiteres als präcambrisch angesehen werden dürfen, sondern welchen aller Wahrscheinlichkeit nach ein jüngeres Alter zukommt. Auch zu den von Rosenbusch aufgestellten Typen der Orthogneisse und Paragneisse haben sie keine Beziehungen, und es erscheint viel zweckmässiger, überhaupt für alle diese Bildungen von dem Namen Gneiss, der immer und immer wieder falsche Vorstellungen erweckt, ganz abzusehen, und die Gesteine einfach als das zu bezeichnen, was sie sind, nämlich als von Granit injicirte Hornfelse.

Die granitische Natur der körnigen Lagen wird aber nicht nur durch deren mineralische Zusammensetzung und structurelle Ausbildung deutlich bewiesen, sondern ebenso sehr durch die Art und Weise ihres Auftretens, welche man bei eingehendem, makroskopischem Studium allenthalben beobachtet. Das Vorkommen geradezu breccienartiger Gesteine, wie man sie namentlich in den Contactzonen selbst beobachtet, wo grössere und kleinere Schieferfetzen in der körnigen Masse schwimmen, die auch sonst häufige Erscheinung, dass die körnigen Lagen die schieferigen zerreissen und quer durchsetzen, können nur dadurch erklärt werden, dass es sich um ein Eindringen von fremdem, flüssigem Material zwischen die festen Lagen der Schiefer handelte.

Wenn wir den ganzen Werdeprocess dieser injicirten Hornfelse verfolgen, wie er sich aus der petrographischen Untersuchung in all' seinen Stadien erkennen lässt, so kann man denselben wohl am besten in folgender Weise skizziren: Ein ziemlich mächtiges Areal von Thonschiefer wurde von Dislocationen betroffen, wobei durch das Einsinken einzelner Theile granitisches Material emporgepresst wurde. Dieses trat an den schwächsten Stellen der Gesteine, d. h. auf deren Schichtenfugen aus der Tiefe empor, wobei vermuthlich gleichzeitig eine intensive Faltung und Fältelung der Schiefer entstand, welche in ihrem ganzen Gefüge gelockert wurden. Die so gebildeten mächtigeren Lager von granitischem Magma wurden mehr und mehr in alle Klüfte der aufgestauchten Schiefer hineingepresst, und es trat eine Art von Aufblätterung der Schichten ein, so dass vor Allem die klaffenden Schichtenfugen der gefalteten Gesteine von granitischem Schmelzfluss erfüllt wurden. Bei dieser innigen Durchdringung, in welcher das granitische Magma den chemisch ziemlich abweichenden Thonschiefer durchzog, war es im Stande, grössere Quantitäten des letzteren zu resorbiren und seinem Bestande einzuverleiben, welche sich in Form von Cordierit, Granat etc. bei der Erstarrung des Ganzen wieder abschieden, während gleichzeitig die contactmetamorphische Umwandlung des

Nebengesteines zu der Entstehung von typischen Cordierit- und Granathornfelsen führte.

Der Gehalt an Cordierit und Granat in dem granitischen Gestein ist sicher dem ursprünglichen chemischen Bestande desselben fremd, denn mit der Entfernung aus dieser Zone eigentlicher Injection fehlen diese Mineralien dem Granit vollkommen. Dass es sich anderntheils nicht einfach um Bruchstücke schon vorher metamorphosirter Hornfelse handelt, das beweist die Erscheinung, dass den beiden Mineralien im Granit die massenhaften Einschlüsse von Sillimanit abgehen, welche namentlich im Cordierit der Hornfelse niemals fehlen, und dass der Cordierit, der im Hornfels nur in unregelmässigen Körnern auftritt, im Granit sich in verhältnissmässig grossen Krystallen findet. Ob auch der Gehalt an Biotit, z. Th. wenigstens einen aus dem Bestande des Nebengesteines entnommenen Gemengtheil bildet, ist natürlich nicht zu verfolgen, es ist dies aber nicht ganz unwahrscheinlich, da die eigenthümliche, auf eine panidiomorphe Ausbildung hinstrebende Structur in den Apophysen vorherrschend bei aplitartigen, also in der Hauptsache biotitfreien Gesteinen auftritt.

Nachdem so die Durchtränkung des Nebengesteines vollendet, und die auf das Innigste verbundenen Gesteine ihre heutige Ausbildung ziemlich erreicht hatten, war wohl der Schmelzfluss der Hauptmasse noch nicht vollständig verfestigt. Zu grösseren Störungen im Schichtenbau kam es aber nicht mehr, das beweist der Mangel kataklastischer Structuren in den Hornfelsen, wie im Granit selbst; wohl aber entstanden noch kleinere Klüfte und Spalten parallel und quer zur Schichtung der Gesteine, welche den postvulcanischen Agentien Gelegenheit boten, ihre Producte abzusetzen und speciell die Quarzlinsen und die Pegmatitgänge zu bilden.

Jünger als all diese Bildungen zusammengenommen sind die Erze, welche, an die injicirte Grenzzone zwischen Schiefer und Granit gebunden, aus der Tiefe emporstiegen. Dass diese Gebilde thatsächlich jünger sind als die umgebenden Gesteine, beweisen neben dem Vorkommen gangförmiger Erztrümer die Einschlüsse von eckigen Nebengesteinsbruchstücken in den Erzkörpern selbst, die Erzimprägnation stark verrutschter Gesteinspartieen, die Infiltration von Zinkspinell von den Salbändern aus bis tief ins Nebengestein hinein und endlich das Vorhandensein einer deutlich bilateral symmetrischen Structur der einzelnen Lager. In erster Linie sind diese Erscheinungen beweisend gegen die Annahme, dass die Erze gleichalterige Absätze mit den umschliessenden Gesteinen darstellen. Aber auch gegen jede Theorie, welche eine Art von Lateralsecretion für die Entstehung der Erzlager annehmen möchte, spricht die vollständige Frische der sämmtlichen die Erzkörper umgebenden

Gesteine, in welchen eine Umwandlung, wie sie eine so kolossale Auslaugung doch wohl hätte mit sich bringen müssen, absolut nicht nachgewiesen werden kann. Es spricht dagegen ebenso wie gegen irgend eine Hypothese, die einen Absatz aus wässeriger Lösung heranziehen möchte, die Ausbildung der Erzkörper selbst. Gänge ohne Gangart, ohne eine Spur von drusiger Beschaffenheit, nur von reinem Erz erfüllt, sind als Absätze aus wässeriger Lösung nicht leicht denkbar und würden allen Erfahrungen widersprechen. Dazu kommt die Beschaffenheit der im Erz eingeschlossenen, ringsum ausgebildeten Krystalle, deren eigenthümlicher Habitus ebensowenig wie ihre Ausbildung selbst mit der Entstehung aus wässeriger Lösung in Uebereinstimmung gebracht werden kann. Dass man in denselben Vertreter der Gangart normaler Erzgänge nicht suchen darf, wurde schon früher bemerkt; abgesehen von der höchst eigenartigen Paragenesis, von welcher ausser dem Quarz kein Mineral irgend einer bekannten Gangformation angehört, ist die Ausbildung der einzelnen im Erz schwimmenden Krystalle eine so abweichende, dass wohl Niemand diese Mineralien als Gangart ansprechen wird. Vielmehr ist es die gesammte Reihe von Mineralien, welche die wichtigsten Gemengtheile der Nebengesteine, des Granits wie der Schiefer, darstellen, die hier im Erz eingebettet, in zahlreichen Krystallen beobachtet werden.

Was schon für die im Granit eingeschlossenen Krystalle von Cordierit etc. betont wurde, dass ihnen die typische Mikrostructur der Bestandtheile der Schiefer fehlt, und dass sie gewöhnlich im Gegensatz zu ihrem Vorkommen in jenen Gesteinen stets in ringsum ausgebildeten Krystallen auftreten, dasselbe gilt in noch höherem Maasse für die Krystalle im Erzkörper selbst. Der Cordierit entbehrt auch hier der Einschlüsse von Sillimanit völlig und tritt gerade im Kies in den grössten einheitlichen Krystallen auf, analog ist es mit dem Feldspath, speciell dem Plagioklas. Auch der rhombische Pyroxen, der im Nebengestein nur unregelmässige Körner bildet, ist im Kies stets ringsum von Flächen begrenzt, wobei noch sein nach der Basis fast tafeliger Habitus in hohem Grade auffallend ist. Den Quarz, das häufigste der accessorischen Mineralien, trifft man in den Erzen häufig in ziemlich grossen Krystallen, welche zwar ähnliche Form aufweisen, wie in den granitischen Lagen, in ihrer Grösse aber diejenigen der letzteren wohl um das Fünfzigfache übertreffen können. Der Biotit endlich bildet Platten von mehreren Centimetern im Durchmesser, die besonders oft mit Chlorit verwachsen sind, und auf deren Spaltflächen das Erz sich abgelagert hat. Kurzum, die Gesammtheit der Erscheinungen weist darauf hin, dass, so übereinstimmend die Mineralparagenesis in den injicirten Schiefern mit derjenigen in den Erzen ist, diese Erscheinung doch keineswegs

auf eine analoge Entstehung beider Gesteine hinweist und die nichtmetallischen Gemengtheile in den Erzkörpern auch nicht schlechtweg als Reste zertrümmerten Nebengesteines angesehen werden dürfen, sondern durch complicirtere Vorgänge zu erklären sind.

Und ebenso oder vielleicht in noch höherem Maasse als gegen die Entstehung der Falbänder des Silberberges aus den im Gestein circulirenden Lösungen oder durch aus der Tiefe aufsteigende Schwefelquellen sprechen alle Erscheinungen gegen ihre Bildung durch Wechselzersetzung von Gasen und Dämpfen, also auf pneumatolytischem Wege. Keine der oben angeführten Erscheinungen in der Structur der Erzkörper weist auf derartige Processe hin oder liesse sich selbst gezwungen durch dieselben erklären. Es bleibt somit nur die einzige Möglichkeit für die Erklärung der Falbänder des bayerischen Waldes übrig, dass feurig-flüssiges Erzmagma in die Gesteine hineingepresst wurde, diese an den Stellen geringsten Widerstandes zerrissen hat und sich in Form concordanter Lager innerhalb derselben ausbreitete. So ungereimt das Manchem vom Standpunkt der Erzlagerstättenlehre scheinen mag, so lassen sich doch nur auf diese Weise die zahlreichen auffallenden Erscheinungen in dem Auftreten der Erze und ihrem Verhalten zum Nebengestein erklären, welche im Obigen in ausführlicher Weise besprochen wurden.

Die Bildung dieser Erzmassen verlief indess auch nicht durchaus analog zu den in der letzten Zeit öfters besprochenen Spaltungsproducten basischer Eruptivgesteine, welche in ihrem Mineralbestand wie in ihrer Verfestigung aus dem Schmelzfluss so grosse Analogie mit dem hier Beobachteten aufweisen. Dies geht klar und deutlich aus dem ganzen Verhalten der Erze zu ihrem Nebengestein hervor; denn hier wurde das völlig verfestigte Eruptivgestein ebenso wie die jüngeren Quarzlinsen und Pegmatite von den eindringenden Erzmassen wieder zertrümmert, — neben der Durchtränkung mit Erz finden wir dann fast immer die intensivsten Kataklasen — sie wurden in ihrem ganzen Gefüge erschüttert, und die einzelnen Gemengtheile von dem Erzmagma aufgenommen und wohl zum grossen Theile resorbirt, um bei abnehmender Temperatur und dadurch abnehmender Löslichkeit in dem Schmelzfluss sich allmählich wieder auszuscheiden, z. Th. in ihrer ursprünglichen Form, z. Th. etwas modificirt durch die Stoffe, welche dem sulfidischen Magma zu eigen waren. Nur so ist es zu erklären, wenn man im Innern der abgeschlossenen Krystalle isolirte Erztropfen eingeschlossen findet, auf welche schon Gümbel hinwies, und aus welchen er die Gleichalterigkeit der Erze mit dem Nebengestein ableiten zu können glaubte. Auf diesem Wege erklärt sich die eigenthümliche Erscheinung, dass alle die zahlreichen Nebenbestandtheile, welche

im Erz vorhanden sind, fast nur in ringsum ausgebildeten, aber oft recht lückenhaften Krystallen mit gerundeten Kanten auftreten und schliesslich auch die oberflächliche schwarze Schicht, welche die im Erz eingebetteten Silicate zeigen, die oft mikroskopische Einschlüsse von Magnetkies in grosser Menge erkennen lässt.

Diese Art von Regeneration erfuhren vor Allem Quarz und Cordierit, sodann Orthoklas, Andesin, Biotit und Hypersthen, während dagegen der hohe Gehalt der ursprünglichen Gesteine an Sillimanit scheinbar verschwand und auch der Almandin als Bestandtheil der Erze selbst kaum vorkommen dürfte. An ihrer Stelle finden wir zunächst den Andalusit, der dem Gneiss fehlt, sowie die ungemein massenhafte Entwickelung von Zinkspinell, dessen Entstehung durch gegenseitige Zersetzung von thonerdehaltigen Silicaten mit dem Zinksulfid des Schmelzflusses man allenthalben auch im Nebengestein verfolgen kann.

Das Zinksulfid stellt aber nicht nur den reactionsfähigsten, sondern auch den leichtflüchtigsten Bestandtheil eines derartigen gemischten sulfidischen Schmelzflusses dar; es destillirte daher mit Leichtigkeit gegen die Erkaltungszonen zu und schlug sich als Salband auf den Grenzen der Erzkörper nieder, oder es drang auf Capillaren in das Nebengestein ein und bewirkte wie in den von Stelzner und Schulze[1]) beschriebenen Zinkmuffeln durch Wechselzersetzung mit den Thonerdesilicaten die Bildung von Zinkspinell. Für letztere Reaction scheint auch die Erscheinung zu sprechen, dass alle übrigen Erzbestandtheile der Lager hin und wieder als Imprägnation oder in Gängen in die Nebengesteine hinübersetzen mit Ausnahme der Zinkblende, an deren Stelle schmale Gangtrümmer und Imprägnationen von Zinkspinell getreten sind, die sich aber um Vieles weiter im Nebengestein verbreiteten. Auch das Auftreten blasiger und schlackiger Erze lässt sich kaum anders als durch die Annahme einer Entstehung aus Schmelzfluss erklären.

Alle Erscheinungen weisen nun am Silberberg darauf hin, dass diese schmelzflüssigen Erzmassen nicht wie in den von J. H. L. Vogt[2]) geschilderten Fällen gleichzeitig mit dem Erstarrungsgestein, und in diesem gelöst, emporgedrungen sind, sondern, dass sie erst nach der Verfestigung des Granits hervorkamen; man hat also im Sinne Brögger's an Stelle der lakkolithischen Spaltungen in den von Vogt beschriebenen Fällen, hier die abys-

---

[1]) A. Stelzner und H. Schulze, Ueber die Umwandlung der Destillationsgefässe der Zinköfen in Zinkspinell und Tridymit. Neues Jahrb. Mineral. 1881, I, 120.

[2]) J. H. L. Vogt, Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprocesse in basischen Eruptivmagmata. Zeitschr. prakt. Geol. 1893, 125 und 257.

sischen vor sich. Aus irgend einem in der Tiefe zurückgebliebenen Theilmagma, dessen Zusammensetzung wir nicht kennen, das aber trotzdem ebenso wie dort einem Gabbro nahestehen kann, saigerten die Erzmassen aus, um selbständig in die darüber lagerndern Gesteinscomplexe einzudringen. Man wird die Annahme von dem Vorhandensein eines gabbroartigen Magmas in der Tiefe zwar etwas zu weitgehend finden, da an der Oberfläche in grösseren Massen nur granitische Gesteine zur Ausbildung gelangt sind, und ich möchte auch auf diesen Punkt weniger Gewicht legen, da ein directer Beweis dafür nicht zu erbringen ist. Auf die Möglichkeit des Vorhandenseins eines solchen basischen Schmelzflusses, durch welchen die Lagerstätte am Silberberg anderen in letzter Zeit eingehend studirten Vorkommnissen um Vieles näher gerückt würde, muss aber doch wohl hingewiesen werden, zumal gerade im bayerischen Walde an verschiedenen Stellen mächtige Gabbrostöcke vorhanden sind, die sich als jünger erweisen gegenüber den Graniten, in deren Gesellschaft sie auftreten, Verhältnisse, welche ich z. B. in den Passauer Graphitlagerstätten[1]) eingehender zu studiren Gelegenheit hatte. Und auch am Silberberg selbst sind, wenn auch sehr untergeordnet, einzelne Lagen gabbroartiger Gesteine beobachtet worden. Ein Unterschied von den an Gabbro gebundenen sulfidischen Erzlagerstätten bleibt aber immer bestehen, das ist einestheils der vollständige Mangel an Nickel und Kobalt, anderntheils das Auftreten von Zinnerz in dem Erzlager des Silberberges.

Sei nun die Zusammensetzung des Schmelzflusses, aus welchem sich die Erzmassen abgespalten haben, irgend eine beliebige, welche wir nicht näher controliren können, jedenfalls war es der Granit selbst, an dessen Contactzonen die Erze gebunden sind, wenn sie auch sicher erst nach dessen vollständiger Verfestigung zum Vorschein gekommen sind. Ferner weisen alle Erscheinungen darauf hin, dass die empordringenden Erzmassen eine bedeutende Lösungsfähigkeit für Quarz und Silicate besessen haben; die eigenthümliche Beschaffenheit der zahlreichen in dem Erz eingewachsenen Silicate ist auf anderem Wege nicht zu erklären.

Dass bei erhöhter Temperatur sulfidische Erze in Silicatschmelzen in ziemlicher Menge löslich sind, kann nach Vogt's Untersuchungen nicht zweifelhaft sein, der entgegengesetzte Fall aber, der hier vorliegen würde, ist meines Wissens noch nicht untersucht worden. Ich wollte daher durch einige Experimente die Beobachtungen in der Erzlagerstätte des Silberberges näher begründen, indem ich Krystalle und scharfkantige Bruchstücke von Quarz in

[1]) E. Weinschenk, Zur Kenntniss der Graphitlagerstätten: I. Die Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges. Diese Abh. 1897, 19, II, 509.

künstlichem Schwefeleisen unter Luftabschluss im Ofen von Fourquignon-Leclerq einschmolz und in demselben längere Zeit im Schmelzfluss zu erhalten versuchte. Doch gelang es absolut nicht, eine länger andauernde Schmelzung zu erzielen, da stets schon nach wenigen Minuten das geschmolzene Erz die Wand des Tiegels durchgefressen hatte. Die verschiedensten Tiegel — Graphittiegel, Thontiegel, Porzellantiegel —, welche nacheinander verwendet wurden, fielen alle gleichmässig rasch der Auflösung durch das geschmolzene Sulfid anheim, im letzten Fall wurde auch noch das Platindreieck und ein grosser Theil der Chamotte des Ofens selbst zerstört und die ganze Masse tropfte in dünnflüssigem Zustand in den Brenner hinunter. Eine ungemein kräftige Lösungsfähigkeit von Sulfidschmelzen auf Silicate scheint schon dadurch bewiesen, aber auch die eingeschmolzenen Quarzbruchstücke — die Krystalle waren völlig zersprungen — zeigten stark abgerundete Kanten, trotzdem die Schmelzung, wie schon bemerkt wurde, stets nur einige Minuten andauerte. Von einer Neukrystallisation der gelösten Silicate konnte bei dem ungemein raschen Verlauf der Versuche natürlich keine Rede sein.

Wenn so auf experimentellem Wege die Möglichkeit einer Resorption von Silicaten durch geschmolzene Eisensulfide zweifellos festgestellt ist, so ist darin ein weiterer Beweis für die Anschauung gegeben, dass die räthselhaften Erscheinungen, welche die im Erz eingebetteten Mineralien des Silberberges darbieten, durch die Annahme einer schmelzflüssigen Erzmasse erklärt werden müssen. Dieses Magma, welches im Gefolge der granitischen Intrusion, abgespalten aus den in der Tiefe zurückgebliebenen Resten eines Schmelzflusses von unbekannter Zusammensetzung, empordrang und zur Bildung der Falbänder des Silberberges Anlass gab, enthielt an sich schon gewisse Mengen von Silicaten gelöst und war ausserdem im Stande, aus den durchbrochenen Gesteinen einzelne Bestandtheile aufzulösen, welche sich dann bei seiner Abkühlung in ringsum ausgebildeten Krystallen wieder abschieden.

Wenn nun auch nach den bahnbrechenden Untersuchungen von Vogt die Annahme schmelzflüssiger Erzmassen an sich nichts Auffälliges mehr an sich hat, so muss doch zugegeben werden, dass die Verhältnisse in den Falbändern des Silberberges um Vieles complicirter sind, als in den in dieser Richtung früher geschilderten Fällen. Vor Allem wird es sehr schwierig sein, die alte Anschauung über die Entstehung dieser Gruppe von Falbändern zu überwinden, welche in der Erzlagerstättenlehre so tief eingewurzelt ist. Nicht ohne bestimmten Zweck habe ich daher in den vorhergehenden Ausführungen die Erscheinungen der Erze in ihren Beziehungen zum Nebengestein so ausführlich behandelt, galt es doch jede Einzelheit in ihrer Erscheinungsform für die

genetische Erklärung zu verwerthen und Schritt für Schritt zu zeigen, dass die petrographischen Beziehungen ein Festhalten an der Anschauung der älteren Erzlagerstättenlehre absolut unmöglich machen. In der weitverbreiteten Gruppe der Falbänder, unter welchen so viele in allen Details Uebereinstimmung aufweisen mit den hier geschilderten Verhältnissen, wird sich wohl noch manches Glied auffinden lassen, welches dem „Typus Silberberg" entspricht. Eine eingehende, mit allen modernen Hilfsmitteln ausgeführte Untersuchung solcher Lagerstätten wird manchen neuen Gesichtspunkt eröffnen, und vielleicht auch einige der zahlreichen Fragen, welche bei dem Studium dieses einen Vorkommnisses offen gelassen werden mussten, zu lösen gestatten.

Mit der Bildung der Erze war die mineralbildende Thätigkeit im Silberberg noch nicht abgeschlossen, die Gänge mit Spessartin, Aplom und Topazolith sind sicher jünger als die Erze, vielleicht auch einige der Pegmatite; darauf weist der hohe Gehalt an Magneteisen in dem öfters erwähnten Pegmatit unter dem Gipfel des Silberberges hin. Dass auch die Zeolithe in den Gesteinen des Waldes an die Erzkörper gebunden sind, macht auch für diese Mineralien eine gewisse Verknüpfung mit der Entstehung der Erzlagerstätte selbst wahrscheinlich, zumal sie öfters in Hohlräumen im Erz selbst auftreten, in welchen eine Wirksamkeit der circulirenden Atmosphärilien direct ausgeschlossen ist.

Dann erst kamen die von den Atmosphärilien eingeleiteten Secundärprocesse, die Neubildung von Kalkspath, Aragonit, Schwerspath und Gyps, die Entstehung von Eisenspath, von secundärem Schwefelkies und Vivianit, und dann endlich unter Mitwirkung des Sauerstoffes der Luft die Entstehung der eigentlichen Oxydationsproducte, der eiserne Hut der Erzlagerstätte selbst, die Bildung der Pheudomorphosen von Brauneisen nach Kalkspath, die Oxydation des Vivianits etc. Processe, welche sich noch vor unseren Augen allenthalben abspielen.

München, petrographisches Institut der Universität, Januar 1901.

Tafelerklärung.

Tafel I.

Die vier Abbildungen zeigen die Art der Anordnung der Einschlüsse von Sillimanit und Biotit in Cordierit und Quarz.

Fig. 1 und 4 geben die Erscheinung im polarisirten Licht, bei circa 35facher Vergrösserung, wobei das Cordieritindividuum, welches das ganze Gesichtsfeld einnimmt, dunkel gestellt ist. Wo das Mineral daher zwischen den Einschlüssen hindurchschimmert, erscheinen im Bilde schwarze Partien.
Fig. 2 und 3 zeigen dasselbe Phänomen im gewöhnlichen Licht bei etwa derselben Vergrösserung,
Fig. 3 bei besonders feinen Sillimanitnadeln,
Fig. 4 an einer Stelle, an welcher die Einschlüsse recht grob sind.

Tafel II.

Fig. 1. Rutilnadel mit pleochroïtischem Hof im Cordierit. Vergrösserung circa 90fach.
Fig. 2—4. Der Cordierit in den granitischen Lagen in verschiedenen Stadien der Pinitbildung. Zwischen gekreuzten Nicols.
Fig. 2 zeigt das Auftreten radialer Risse bei der beginnenden Umwandlung in der Umgebung runder Einschlüsse von Quarz im gewöhnlichen Licht bei circa 90facher Vergrösserung.
Fig. 3 stellt einen stark corrodirten Krystall von Cordierit zwischen gekreuzten Nicols im gleichen Stadium der Umwandlung dar. Vergrösserung circa 35fach.
Fig. 4 gibt die vollendete Pinitbildung ebenfalls an einem stark corrodirten Cordieritkrystall. Vergrösserung circa 35fach.
Fig. 5 lässt die von Einschlüssen freie Zone in der Umgebung der Granatkörner erkennen, zwischen welchen sich die Züge von Sillimanit hindurchwinden. Gekreuzte Nicols, 30fache Vergrösserung.
Fig. 6. Ein Ring von Granat in Quarz. Vergrösserung circa 35fach. Gewöhnliches Licht.

Tafel III.

Fig. 1. Skelettartige Randausbildung am Biotit. Gewöhnliches Licht, 50fache Vergrösserung.
Fig. 2. Krystalle von Sillimanit in Quarz eingeschlossen, welche namentlich in den Querschnitten die scharfen Spaltrisse erkennen lassen. Vergrösserung circa 90fach. Gewöhnliches Licht.
Fig. 3 zeigt ein ungewöhnlich schön ausgebildetes radiales Aggregat von Sillimanit,
Fig. 4 zahlreiche ebensolche Aggregate in der gewöhnlichen Ausbildung; beides im gewöhnlichen Licht und bei circa 35facher Vergrösserung.
Fig. 5. Kataklaserscheinungen in der Umgebung der Erzkörper; Quarz und Cordierit zeigen eine intensive Zerreibung. Vergrösserung circa 70fach, gekreuzte Nicols.
Fig. 6 gibt die Structur des amorphen Bandes, welches den Gneiss gegen das — in der Figur herausgebrochene — Erz links abschliesst. Vergrösserung circa 35fach. Gewöhnliches Licht.

Tafel IV.

Fig. 1. Quarzlinse von Erz injicirt; die Bruchstücke sind gerundet und corrodirt. Vergrösserung circa 35fach. Gewöhnliches Licht.
Fig. 2. Um Biotitindividuen herum erscheint Magnetkies als feiner Saum. Vergrösserung circa 35fach. Gewöhnliches Licht.
Fig. 3 und 4. Die dem Erz zunächst liegenden Gesteinspartien sind von Schnüren von Zinkspinell durchzogen, welche einen Glimmerrand aufweisen. Beide bei circa 35facher Vergrösserung,
Fig. 3 in gewöhnlichem Licht,
Fig. 4 im polarisirten, wobei namentlich die schuppigen Glimmeraggregate deutlich hervortreten.
Fig. 5 und 6 zeigt einen Orthoklaskrystall aus den granitischen Lagen, der von feinen Kiesadern durchsetzt ist, welche im gewöhnlichen Licht (Fig. 5) sich deutlich abheben.
Fig. 6 gibt dieselbe Erscheinung zwischen gekreuzten Nicols, wobei die Zertrümmerung des Feldspaths sichtbar wird. Beide bei circa 50facher Vergrösserung.

Fig. 1

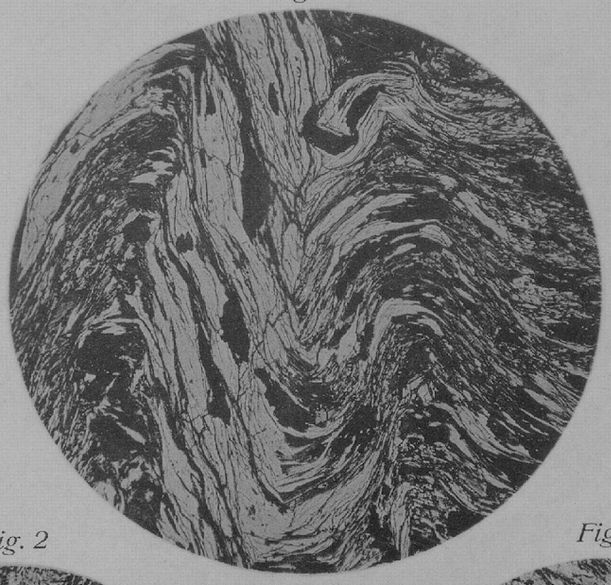

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Fig. 1

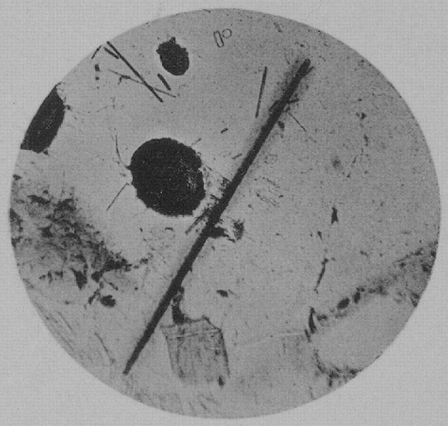

Fig. 2

Fig. 3

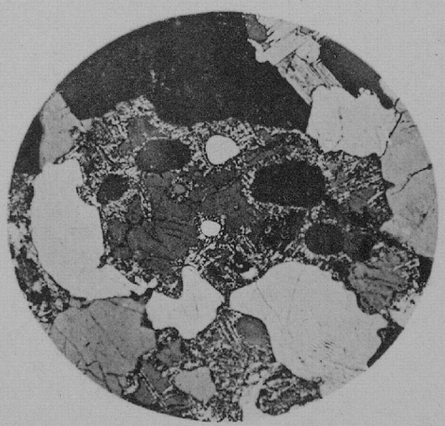

Fig. 4

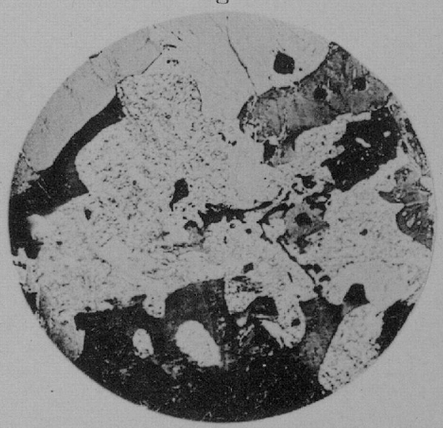

Fig. 5

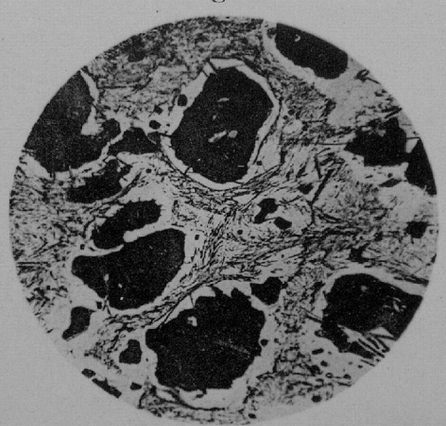

Fig. 6

Fig. 1

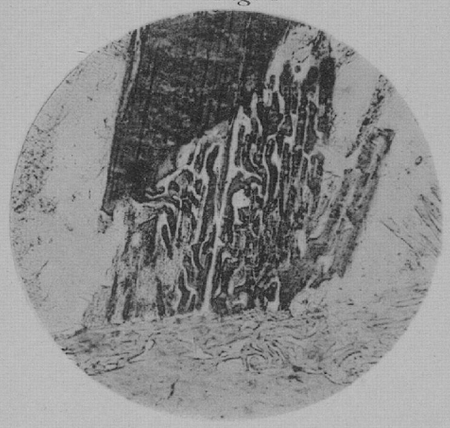

Fig. 2

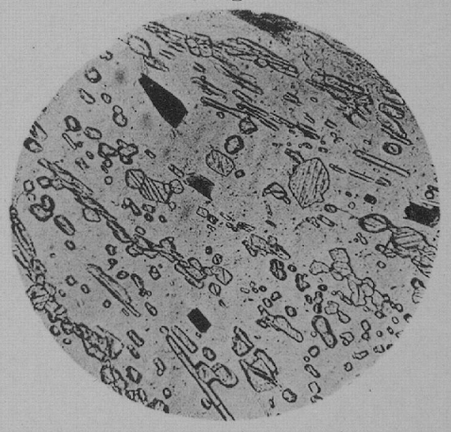

Fig. 3

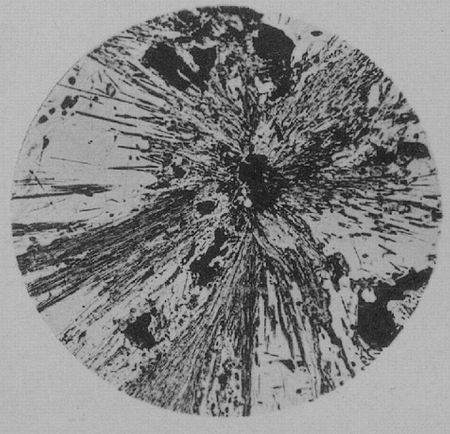

Fig. 4

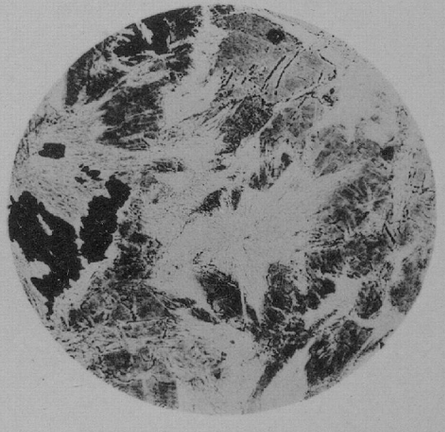

Fig. 5

Fig. 6

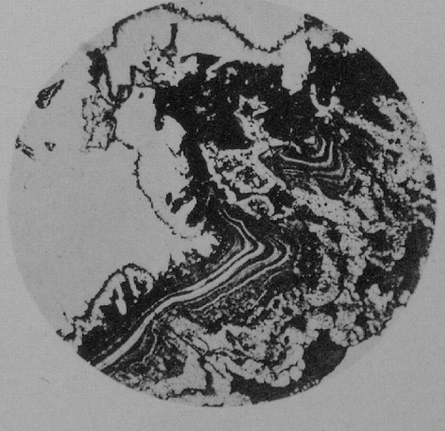

Fig. 1

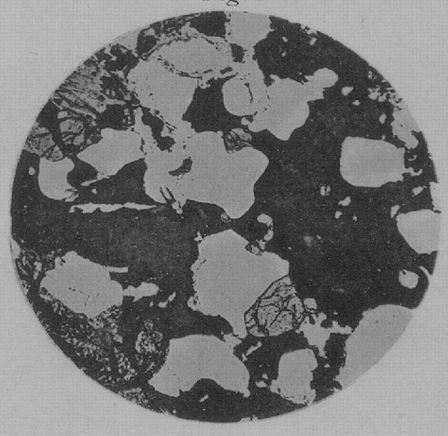

Fig. 2

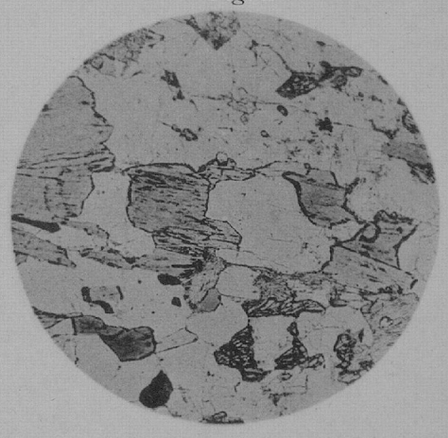

Fig. 3

Fig. 4

Fig. 5

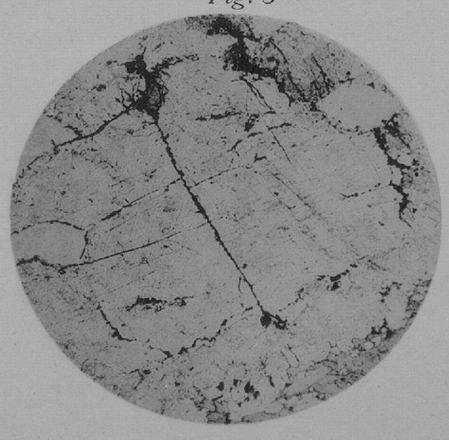

Fig. 6