

MITTEILUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN

XXII. Jahrgang

1929.

Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Östtirol.

Moldanubisches und ostalpines Grundgebirge.

Von Leo Waldmann, Wien.

Nach den Untersuchungen von F. Becke (1892) und F. Löwl (1893), die sich zum Teil auf die Feldaufnahmen F. Tellers (1882, 1883) stützen, steckt die Tonalitmasse der Rieserferner in der Gegend von St. Jakob im Defereggental gleichförmig in einer südfallenden Gruppe arg gefalteter kristalliner Schiefer.¹⁾ Vom Tonalitkontakt gegen Norden enthalten sie eine Folge hauptsächlich von Schiefergneisen mit diaphthoritischen Quetschzonen, Einlagerungen von grobkörnigen, durch Graphit gebänderten Marmoren, Graphitschiefern und -quarziten, Kinzigit- und Sillimanitgneisen, Dolomiten, Granat- und gabbroiden Amphiboliten mit vergrüneten Ruschelstreifen. Diesen hochgradig umgewandelten Felsarten schalten sich oft mächtige tektonisch umgeformte Linsen von sehr grobkörnigen flaserigen Antholzer Granitgneisen ein. Mit diesen hängt wohl das örtliche Vorkommen von wild gefalteten Adergneisen zusammen. F. Becke hat schon 1895 den diaphthoristischen Charakter vieler dieser Antholzer Granitgneise erkannt: älteren Bewegungen unter hoher Temperatur verdanken sie den Mineralbestand und die Parallelstruktur der Kalastufe. Die jüngere Verschieferung schneidet die ältere spitzwinkelig, dieser Vorgang führte zu einer linsenförmigen Umformung, zur Entwicklung von Muskowitporphyroblasten und von Serizit auf den Gleitflächen.

Diese ostalpine, alkristalline Gesteinsgesellschaft hat, wenn man von jüngeren diaphthoristischen Bewegungszonen und von Gesteinen schon ursprünglich geringerer Veränderung absieht, etwa die Grade der Metamorphose und die Mannigfaltigkeit moldanubischer Gesteine. Gegen den Rand des Tauernfensters summieren sich die jungen^{1a)} Bewegungen und das hochmetamorphe Alt-

¹⁾ Ein schematischer Querschnitt bei F. Löwl (1895), ferner vergleiche die Angaben bei J. Blaas (1902).

^{1a)} Eine Trennung der vor- und nachpermischen Diaphthorese wird hier nicht versucht.

kristallin wird von außerordentlich durchgearbeiteten diaphthoritischen und phyllitisierten Gesteinen abgelöst. Die Reichenberger Hütte steht bereits auf einem zentralgneisartigen Gestein mit durch die „alpine“ Metamorphose veränderten migmatitischen Zonen von Imprägnations- und Adergneisen, im Hangenden des Matreier Mesozoikums.

Im Süden liegen auf dem Tonalit arg durchabewegte, diaphthoritische Gesteine: phyllitisierte flatschige muskowitzische Granatglimmerschiefer.

Nach der Darstellung von B. Sander (1916, 1921) gehört die Rieserfernergruppe und ihre nähere Umgebung zur Speikbodeendecke, bzw. zur austrischen Deckenmasse im Sinne von R. Staub

Die Tonalite hat F. Becke (1892) sehr eingehend beschrieben. Zwischen Erlsbach und St. Veit a. d. Schwarzach sind es weiße, durchaus granitisch-körnige „Normaltonalite“ ohne Spur von jüngeren Gefügebewegungen für das freie Auge. Sie besitzen häufig basische Einschlüsse, randlich parallel dem ursprünglichen Kontakt Flußstrukturen, die von aplitisch-pegmatitischen Gängen gekreuzt werden. Der normale Kontakt gegen das Liegende ist scharf. Der Tonalit umschließt da eckige Schollen des Nebengesteins. Am Kontakt sind nun die Sillimanit führenden Schiefergneise (besser Biotitschiefer) in fast massige Cordierit-reiche Kinzigite und -gneise umgewandelt. Auch ihnen fehlt jede Spur einer jüngeren Gefügebewegung. Die tektonischen Bewegungen beschränken sich in beiden, Tonalit und Kinzigit auf eine starke Zerklüftung bei flach linsenförmiger Zersplitterung im großen, mit Chlorit- und Serizitbelag auf den Absonderungsflächen. Dagegen beschreibt F. Becke (1892) von anderen Stellen eine kräftige Verschieferung der Tonalite zu Tonalitgneisen. Die ästig verzweigte Intrusivmasse mit ihren eigentümlich struierten Kontaktgesteinen erwies sich den alpinen Bewegungen gegenüber widerstandsfähiger als die Schiefer weiter im Norden oder anschließend im Süden. Als F. Becke die Tonalite der Rieserferner untersuchte (1892) waren dort richtige Kontakterscheinungen nur wenig bekannt: Wollastonit führende Marmore, Fleckschiefer vom Staller Sattel. Ein Jahr später entdeckte H. V. Graber, nach einer freundlichen Mitteilung, auf der Antholzer Scharte in den dortigen Paraschiefern Andalusit. Doch ist über diesen Fund nichts veröffentlicht worden.

Für das freie Auge ist dieser Kinzigit ein braunviolettes, biotitreiches Gestein mit bis zu 7 cm langen Stengeln von Sillimanit, zu Gruppen vereinten roten Granaten, kleineren rötlichen Andalusitprismen; sie liegen scheinbar regellos in einer Zwischenmasse von faserig verfilztem, seidenglänzendem Sillimanit, viel blaugrauem, fettig glänzendem Cordierit. Im allgemeinen verteilen sich diese Minerale recht ungleichmäßig im Gestein, nur die bis einige Millimeter großen Biotitblätter verbreiten sich regelmäßiger. Weiße aplitische Adern (von der Zusammensetzung eines Tonalitaplits) zerlegen das Gestein in scharf voneinander geschiedene Bruchstücke.

Die Schliiffuntersuchung bestätigt den geologischen Befund einer polymetamorphen Entstehungsweise dieses Gesteines. Die Struktur des Kinzigits ist dem Sillimanit nach faserig-nematoblastisch, Cordierit, Biotit und Andalusit nach porphyroblastisch und poiklitisch, hinsichtlich des letzteren auch noch diablastisch. Mineralbestand: Cordierit, Andalusit, Spinell, Korund, Staurolith, Biotit, Granat, Ilmenit, Rutil, Apatit, Zirkon, in den Adern noch: Plagioklas, Quarz, Turmalin; Zersetzungsprodukte: Muskowit, Chlorit.

Der Cordierit tritt gewöhnlich in großen formlosen, in der Schieferung länglichen Individuen auf, aber auch in feinkörnigen Gemengen, meist in Durchwachungsdrillingen, die in Längsschnitten die Zwillingslamellierung zeigen. Sie sind der Form wie auch ihrem optischen Verhalten nach geregelt (α' // der Schieferung).²⁾

Mit Vorliebe heftet er sich in diesem so ungleichmäßigen Gefüge an Granat; er wuchert sich durch die von Biotit durchwachsenen Sillimanitsträhne unter kräftiger Aufzehrung dieser Minerale. Demselben Schicksal verfielen Staurolith, Erz, Spinell. Doch schied sich der Überschuß an aufgelöster Substanz, örtlich gruppiert, in kleinen zierlichen Kriställchen aus: Staurolith, Granat (beide von Sillimanit durchwachsen), Spinell, Sillimanit in feinen, wirr gelagerten Nadelchen (vergleichbar etwa dem Saussurit oder dem Perthit), während die ursprünglichen, nicht gänzlich aufgezehrten, von Biotit durchwachsenen Sillimanite, den Cordierit in langen, wenn auch gelichteten Strähnen durchziehen. Dagegen meidet der Cordierit die Stellen, wo der

²⁾ Regelungserscheinungen am Cordierit: Siehe auch G. Fischer, 1929.

Sillimanit am dichtesten ist. Im großen und ganzen ist der Cordierit die poikiloblastische Füllmasse des Gesteins, entstanden durch Aufzehrung von Biotit, Granat, Sillimanit und Staurolith. Untergeordnet findet sich Cordierit in den aplitischen Adern in etwas korrodierten prismatischen Kristallen als Ausdruck des durch Resorption entstandenen Tonerdeüberschuß im aplitischen Magma. Im Kinzigit selbst wird er stellenweise von einem jüngeren grobblättrigen Biotit eingekapselt, an ihm nagen ferner Andalusit- (myrmekitische Einwachsung von Quarz in Andalusit) und Biotitmyrmekit; letzterer knüpft sich an den reichlichen Plagioklasmyrmekit. Mit der gewöhnlichen Gesteinszersetzung hängt die örtliche Umwandlung des Cordierits in ein diablastisches Gemenge von blättrigem, farblosem Glimmer und Quarz zusammen.

[Cordierit: n und Doppelbrechung plagioklasähnlich, opt. 2achsige —, $A E \perp (010)$, Umwandlung in Pinit, gelbe pleochroit. Höfe um Zirkon.]

Der Andalusit wird im Zusammenhang mit dem tonalit-aplitischen Geäder näher besprochen.

Ein sehr bezeichnender Gemengteil dieser Kinzigite ist der Sillimanit. Er findet sich in zwei durch Übergänge miteinander verbundenen Ausbildungsformen: nadelförmig und in bis $\frac{1}{2}$ dm langen Säulen. Die großen Sillimanite lösen sich im Schliche in gegeneinander unscharf begrenzte, fast gleichzeitig auslöschende blättrige Stengel auf. Diese Felderteilung, verbunden mit parkettierter Auslöschung, entspricht etwa der Granulation bei den Quarzen und Feldspäten. Randlich geht dieses verwaschen stengelige Bündel in ein faseriges über. Dabei bleibt es nicht stehen, denn gewöhnlich wird der Sillimanit gänzlich zernadelt; arg gequält, büschelig, zerknittert und gefältelt, besonders kräftig an den Granaten gestaucht; und doch lösen sich auch die engsten Fältelchen in ein feines, unversehrtes Nadelwerk auf. Solche neukristallisierte Nadelchen setzen sich gerne in den Streckungshöfen, pallisadenartig, verwachsen mit Quarz und Biotit, seitlich an die großen Sillimanite. Manche der großen Formen erinnern an ehemaligen Disthen. Doch fehlt jede Spur eines solchen in meinen Schlichen, immerhin ist die Möglichkeit einer derartigen Ableitung vorhanden, zumal ihn ja F. Becke (1892) zusammen mit Sillimanit erwähnt. Es wären dies dann ähnliche Erscheinungen, etwa wie die der uralitischen

Umwandlung der Pyroxene, besonders unter dem Einfluß der Bewegungen im Gefüge. Die flaserige Struktur der Sillimanitgesteine geht zurück auf die Zerknitterung und Zerschering von Falten, wobei die großen Sillimanite zu Nadeln zerschleift und längs Bewegungsflächen verschleift worden sind, um so mehr, als die vorzügliche Spaltbarkeit des Sillimanits eine derartig weitgehende Zersplitterung erlaubte. Die kristalloblastische Erneuerung brachte es nicht zur Bildung von Porphyroblasten, sondern nur zur Entwicklung winziger zarter Nadeln. Sekundär wird nun der Sillimanit von fetzigem, braunem Biotit um- und durchwachsen,³⁾ dieser dringt, allerdings mit Mühe, auch in das engste Sillimanitdickicht hinein, ebenso zwängt er sich längs der Spalt-
risse in die aufgelockerten Stengeln der großen Individuen ein, schiebt sie noch weiter auseinander und löst sie auf diese Weise in Stücke auf, die nun in einem einheitlichen Biotitblatt schwimmen. Die aufgelöste, aber für die Biotitbildung unverbrauchte Substanz scheidet sich in wirren, zierlichen Nadelchen im Biotit aus. Gewöhnlich aber gehen die Sillimanitfasern glatt, ohne abgelenkt zu werden, durch den Biotit geradlinig oder auch in vorkristallin gefalteten Zügen hindurch. Dieser porphyroblastische Biotit ist daher im wesentlichen jünger als die Durchbewegung, wenn auch der Beginn seiner Entwicklung noch in die Zeit der Flaserung und der Umkristallisation des Sillimanit gefallen ist, anders wird sich schwer das Auftreten beider in den Streckungshöfen um die großen Sillimanitreste erklären lassen.

An Einschlüssen enthalten die großen Sillimanite: Rutil mit Ilmenitsaum und grünen Spinell. [Sillimanit: $n > n$ Apatit. $\gamma - \alpha$ etwa $\frac{1}{3}$ ($\gamma - \alpha$) Muskowit, $c = \gamma$, kleiner \pm Achsenwinkel, $\rho > \nu$ AE // den Spalttrissen]. Seine Resorption durch den Cordierit wurde schon erwähnt.

Es wurde schon gelegentlich darauf hingewiesen, daß sich das Wachstum des Biotits auf zwei Zeiträume erstreckt. Die Entwicklung des einen war vor der Bildung des Cordierits abgeschlossen, die des zweiten setzte erst nachher ein.

³⁾ Vielfach wird z. B.: von Rosenbusch-Mügge, G. Fischer, A. Sauer, M. Stark, A. Streckeisen u. a. eine derartige Verwachsung als eine Umwandlung von Biotit in Sillimanit gedeutet, doch möchte ich dies aus strukturellen wie auch aus chemischen Gründen nicht befürworten, denn über den Abgang des Kali- und Magnesiumsilikats wird dabei nicht Rechenschaft gegeben: vergl. ähnliche übereinstimmende Beobachtungen bei L. Kölbl in diesen Mitteilungen.

Der ältere frißt sich in formlosen Blättern wie ein Geschwür mit Vorliebe in das Sillimanitnadelwerk ein, er umschließt die Sillimanitsträhne, resorbiert sie teilweise, wobei sich freilich das Zuviel an aufgenommener Tonerde als wirrer nadeliger Sillimanit ausscheidet. Sein Auftreten mit Fibrolith in den Streckungshöfen um die großen Sillimanite wurde vorhin erwähnt. Gewöhnlich tritt er in kleinen Fetzen auf, die kaum die Größe der jüngeren Biotite erreichen.

Außer dem Sillimanit umschließt der ältere Biotit Rutil mit Ilmenitsaum, Apatit und Zirkon. Der ältere Biotit wuchs während einer allgemeinen Umkristallisation des Gesteines mit Abschluß der Durchbewegung, wobei die Neubildung des Biotits die kristalloblastische Erneuerung des Sillimanits überdauerte. Während der Cordieritkristallisation wurde aber dieser ältere Biotit zu rundlichen Schüppchen korrodiert.

Der jüngere Biotit dagegen umsäumt in groben Blättern den Cordierit, resorbiert ihn ebenso wie den Granat; er ist besonders angereichert in den magmatisch durchtränkten Teilen, die sich gerne in den Granatanhäufungen einnisten. Ebenso umschließt er die Andalusite, mit denen er teilweise auch diablastisch verwachsen ist. Am Rande der Adern ist er wiederum als Myrmekit (mit Quarz) ausgebildet. In den Injektionszonen verteilt er sich durchaus in wirr gelagerten, groß- und dickblättrigen Formen zwischen die hellen Gemengteile, weiter entfernt, paßt er sich ebenso wie der ältere mehr den alten Strukturen an. Es geht daraus hervor, daß der jüngere Biotit eine Zeitlang mit dem Andalusit kristallisierte, daß aber sein Wachstum längere Zeit anhielt. Sein Auftreten läßt sich auf die Myrmekitisierung des Kalifeldspates in den Injektionszonen zurückführen, mit ihr im Zusammenhang steht auch die Ausbildung des Biotitmyrmekits am Rande der Adern. Für die Kristallisation des älteren wird man wohl mit Alkalizufuhr (Antholzer Granitgneis?) rechnen müssen.

Die bis 0.5 cm großen roten, von unregelmäßigen Sprüngen durchzogenen Granatkörner besitzen in der Regel rundliche, etwas gelappte Umrisse. An Einschlüssen führen sie nur Ilmenit. Stellenweise wird der Granat von Cordierit und Biotit resorbiert. Manchmal scheidet er sich in kleinen Kriställchen, verwachsen mit Sillimanitnadeln, im Cordierit wieder aus. Mit den älteren Granaten ist der Sillimanit nie verwachsen.

Der Staurolith liegt in meist scharf umrissenen winzigen Säulchen, mit Sillimanit verwachsen, fast stets im Cordierit, seltener im Plagioklas eingebettet, er spielt da dieselbe Rolle wie der Sillimanit und der Granat, mit denen er sich gleichzeitig umkristallisiert hat; in anderen Fällen dagegen handelt es sich um fast ganz aufgelöste Reste. Mitunter umschließt er grünen Spinell. [Staurolith: $n \infty n$ Spinell, γ : zitronengelb $> \beta$: blaßgelb, $\gamma' - \alpha'$: schwach, AE // (010), großer + Achsenwinkel, $c = \gamma$].

Nur in einem Schliff wurde auch farbloser Korund gefunden, eingelagert zusammen mit Spinell und Staurolith in Plagioklas. Immer ist er um und längs der Spalten durchwachsen von grünem Spinell, so daß er oft nur mehr zu formlosen Fetzen aufgelöst in einer Spinellmasse schwimmt. Die einzelnen Formen nach vielleicht einst prismatisch entwickelten Körner von Korund werden zusammen mit dem Spinell stellenweise lidförmig von Sillimanit- und Biotitfasern umflossen, dabei sind die alten von Spinell umpanzerten Korundreste abermals zerstückelt und einer weiteren Umwandlung in Sillimanit und Biotit ausgesetzt. Cordierit fehlt gänzlich als Neubildung, beide Umwandlungsvorgänge sind daher älter als die Kristallisation des Cordierits. Jüngstes Zersetzungsprodukt: farbloser Glimmer und Chlorit. [Korund: $n \infty n$ Spinell, $\gamma - \alpha$ quarzähnlich, einachsige —.]

Der grüne Spinell bildet sich auf Kosten von Korund in großen, meist derben Körnern, er wird schon von Staurolith, Sillimanit, älterem Biotit, Cordierit und Plagioklas (sehr selten) aufgezehrt. Der violette Spinell wurde bloß in Cordierit und Plagioklas in geringer Menge gefunden, vielleicht ist er nur ein Zwischenprodukt bei den chemischen Umsetzungen, während der Cordierit- und Plagioklaskristallisation.

Der reichliche Rutil wird stets von einem breiten Mantel von Ilmenit (Titanmagnetit?) umschlossen und dieser wird gewöhnlich wieder von Biotit resorbiert. Der Ilmenit schaltet sich oft, anscheinend in Trümmerzügen, dem Sillimanitgeflecht ein. Der grüne Spinell und der Ilmenit haben sich wohl gleichzeitig entwickelt, vielleicht unter Zufuhr von Fe-Verbindungen, die Korund und Rutil fast ganz zerstört haben, als Zwischenprodukte neben Granat und Staurolith.

Über Zirkon und Apatit ist nichts weiter zu berichten.

Injektionsadern: Quarz, Andalusit, Plagioklas, Turmalin, Kalifeldspat (myrmektisiert;).

Der Quarz fehlt dem Kinzigit an und für sich, er tritt nur im Zusammenhang mit der tonalitaplitischen Durchaderung auf; die magmatischen Lösungen drängen entlang von Spalten ins Gestein ein, lösten Stücke los und resorbierten sie teilweise. Ihre Umgebung imprägnierten im Verlaufe der Erstarrung sie mit Biotit auf Kosten von Cordierit, Granat, Andalusit (z. T.), Sillimanit und Erz. In den Adern schied sich der resorbierte Cordierit in prismatischen Körnern wieder aus, seltener der Sillimanit. Es ziehen dann die neu auskristallisierten feinstrahligen Sillimanithaare büschelförmig aus dem Quarz in den Andalusit hinein, wo sie gänzlich aufgezehrt werden. Die Umschließung durch Quarz hat sie trotz ihrer mit sinkender Temperatur steigenden Bestandunfähigkeit vor der gänzlichen Veränderung bewahrt.

Der Andalusit tritt in unregelmäßig ausgebildeten Säulen auf, gerne grobdiablastisch von Quarz durchwachsen, gegen den Cordierit zu wird diese Verwachsung fein, myrmekitisch, und dieses Gemenge dringt in den Cordierit hinein. Im Kinzigitgneis nagt der Andalusit auch an dem Granat und an dem Sillimanit, sowohl an großen Säulen wie auch an den Nadeln, er frißt sich in das Biotit-Sillimanitgewebe hinein und nicht selten gehen die Sillimanitsträhne zusammen mit vererztem Rutil und älterem Biotit durch die Andalusite hindurch, wobei sie weitgehend resorbiert werden. (Vergleiche ähnliche Beobachtungen O. H. Erdmannsdörffers, 1929). Die Verdrängung des großsäuligen Sillimanits durch den Andalusit geht mit Vorliebe entlang der Spaltflächen vom Rande her vor sich, wobei $c_{\text{and.}} = c_{\text{sill.}}$. Es ist eine ähnliche gesetzmäßige Verwachsung wie die von uralitischer Hornblende und reliktischem Augit, aber keinesfalls eine gleichzeitige Bildung. Sein Vorkommen ist im Gegensatz zu dem des Cordierits mehr örtlich im Gestein beschränkt und nicht so allgemeiner Art. Seine Entstehung geht offenbar zurück auf pneumatolytische Einflüsse im Zusammenhange mit der aplitischen Durchaderung. Verdrängt wird der Andalusit schließlich noch von dem jüngeren Biotit. [Andalusit: $n \infty n$ Sillimanit, Spaltbarkeit nach (110), $c = a$, $\gamma = a$ etwa doppelt so niedrig als beim Sillimanit, γ : morgenrot $>$ β : farblos = a , großer — Achsenwinkel.]

Die Plagioklase (Albit, Periklin-, Karlsbader Doppelzwillinge) finden sich selten in einzelnen Körnern, meist vereinigen sie sich zu Gruppen oder mit Quarz und myrmekitisiertem Kalifeldspat zu fleckigen Gemengen, Adern, Schnüren. Sie besitzen normale Zonenstruktur: im korrodierten Kern stellenweise sogar Labrador, in der Hülle Andesin; durchschnittlich 40% Angehalt. Er gehört ebenfalls nicht dem ursprünglichen Gestein an, sondern ist auch da, wo er in einheitlichen Gemengen im Gestein eingewachsen ist, magmatischer Herkunft, seine Stoffe stammen aus den Tonalitapliten, die im Anschluß an die Cordieritbildung eingedrungen sind. Während der Intrusion und der Erstarrung der Tonalitaplite hat nämlich eine Differentiation stattgefunden; wobei sich örtlich die Feldspate, bzw. der Quarz angereichert haben. Stellenweise durchwuchern die Plagioklase porphyroblastenartig den Kinzigit und lösen dabei kräftig den alten Biotit, Sillimanit, Korund, Spinell, Andalusit, Staurolith, Granat, auf. Gegen die Plagioklase sucht sich der Cordierit durch einen Saum von jüngerem Biotit zu schützen. Die ursprüngliche Anwesenheit von Kalifeldspat läßt sich nur mehr aus dem Myrmekit (Plagioklas:Andesin) erschließen. Es verschob sich offenbar während des letzten Abschnittes der Erstarrung nach der Andalusitkristallisation das Gleichgewicht zwischen Kalifeldspat und Plagioklas zugunsten des letzteren, der Kalifeldspat wurde myrmekitisiert und seine Substanz für die Biotitbildung verwendet. In Übereinstimmung damit ist die Identität des An-Gehaltes der Hülle des Plagioklases und des Myrmekits, sowie das Gebundensein des jüngeren Biotits an die Plagioklasnähe.

Als untergeordneter Gemengteil tritt auch noch blaugraugrüner, bzw. brauner Turmalin am Rande oder in den Adern auf.

Es läßt sich also folgendes erschließen:

1. Das Ausgangsgestein war kieselsäurearm: korund- Al_2SiO_5 (Disthen?)- und rutilhaltig.

2. Zufuhr von Fe- und Si-Verbindungen: Bildung von Ti-Erz, Spinell, Staurolith, Granat; wohl während einer Intrusion basischer Gesteine (Amphibolit?). 1 und 2 nicht sicher trennbar. Metamorphose vergleichbar der der „Laaser Schiefer“ von Hammer und Sander.

3. Hochgradige Durchbewegung unter hoher Temperatur mit überdauernder Umkristallisation und Alkalizufuhr: nadelige Formausbildung des Sillimanits; älterer Biotit. Intrusion der Antholzer Granitgneise (?), die Durchbewegung überdauernd.

4. Thermische Kontaktmetamorphose; a) Cordierit; b) abnehmende Temperatur: Andalusit; aplitische Aderung. c) Autopneumatolyse der aplitischen Adern: jüngerer Biotit. Intrusion des Rieserferner Tonalits.

Nahe verwandte Gesteine derselben geologischen Stellung beschrieben U. Grubenmann und E. Künzli vom Iffingtonalit bei Meran. Vor allem aber W. Sauerbrei vom Kontakt der tonalitisch-dioritischen Massengesteine im oberen Vektlin bei Sondalo und Leprese. Die Übereinstimmung geht oft bis in kleine Einzelheiten.

Die Ähnlichkeit mit den Andalusitcordieritschiefern von Eisenkappel ist lediglich eine rein äußerliche (vergl. H. V. Graber, diese Mitt.). Wie diese, so sind auch die Andalusit-Cordierit Korundgesteine, die Teller und v. John, dann Gießler von Klausen, beschrieben haben, ferner verwandte Typen bei W. Petraschek (Brixen) und W. Salomon (Cima d'Asta), Abkömmlinge nicht oder wenig metamorpher Sedimente (zum Teil Quarzphyllit; siehe B. Sander, 1929).

Die Andalusit- und Cordieritknauern in den Staurolith-(Sillimanit-)glimmerschiefern der Silvretta und des Ötztals werden von H. Cornelius, W. Hammer, Th. Ohnesorge und A. Streckeisen auf pneumatolytische bzw. Injektionsvorgänge zurückgeführt, die anscheinend mit der Intrusion der älteren Granitgneise zusammenhängen: Ende von (3).

Zum Vergleich zwischen dem ostalpinen und dem moldanubischen Grundgebirge.

Das ostalpine Altkristallin, besonders das der Steiermark, ist oft dem moldanubischen gleichgestellt worden (z. B. F. Angel, F. Heritsch, R. Schwinner, J. Stiny). Die Übereinstimmung einzelner Gesteine trifft ohne Zweifel in vielen Fällen zu, genau so wie die mit solchen aus dem skandinavischen oder aus irgend einem anderen Grundgebirge. Doch sind manche Einzelheiten einer völligen Gleichstellung ungünstig. In den Alpen kennt man keine echten Granulitmassive, keinen Gföhlergneis.

Umgekehrt fehlen dem Moldanubischen die in den Ostalpen weit verbreiteten grobkörnigen Granitgneise (z. B. Typus Antholz oder Mürztal). Es ließen sich leicht noch einige weitere Beispiele angeben. Diese und andere Unterschiede, wie das Fehlen von Garbenschiefer, das Zurücktreten echter, nicht diaphthoritischer Muskowitglimmerschiefer usw., könnten allerdings durch örtliche Abwandlungen, wie solcher der Metamorphose, bedingt sein.

Was ist aber nun der mineralfazielle Typus der Metamorphose des ostalpinen Altkristallins oder der des moldanubischen, seit die vielen Untersuchungen in beiden Grundgebirgen deren polymorphen Charakter nachgewiesen haben (F. Angel, F. Becke, E. Clar, H. Cornelius, F. Czermak, W. Hammer, F. Heritsch, A. Kieslinger, H. Mohr, B. Sander, W. Schmidt, R. Schwinner, J. Stiny, dann F. Becke, H. Graber, A. Himmelbauer, A. Köhler, L. Kölbl, H. Limbrock, A. Marchet, H. Schumann, M. Stark, F. E. Sueß, um die wichtigsten zu nennen)? — Je nach den Bedürfnissen kann man ziemlich willkürlich irgendeine Mineralfazies als die bezeichnende abtrennen. Zum Beispiel im Moldanubischen die Granat-Disthen-(Staurolith-)Mineralfazies, obwohl sie der jüngeren viel weiter verbreiteten Gföhlergneisfazies gegenüber nicht bestandfähig ist, denn auch sie entspricht durchaus den Anschauungen von F. E. Sueß über das Wesen der Intrusionstektonik. Es ist daher für den Vergleich vorteilhafter, wie es ja in den Ostalpen seit B. Sander, in der Böhmisches Masse seit F. E. Sueß üblich ist, mehr die allgemeine Geschichte der Metamorphose, wie sie sich unter anderem „im zeitlichen Verhältnis zwischen Umformung und Kristallisation“ ausdrückt, und die Intrusionen in beiden Gegenden einander gegenüberstellen, als einzelne Gesteine oder gar Streichrichtungen.

Den bisher niedrigsten Grad und das älteste Stadium der moldanubischen Metamorphose hat G. Fischer aus den Chkorkoidschiefern des Künischen Gebirges beschrieben, ebenso ihre Umwandlung in Staurolithglimmerschiefer. Es ist dies nur eine allmähliche Steigerung der Metamorphose, wie sie sich ähnlich in den klassischen Bündner Schiefern des Scopi und aus dem Pioratale findet (van Hoist-Pellekan, L. J. Krige). Bei uns im moldanubischen Waktviertel ist das Staurolith Disthenstadium — im moravischen Altkristallin ist es das herrschende

— am besten aus nicht diaphthoritischen Anteilen der Glimmerschieferzone bekannt, sonst nur in Spuren⁴⁾ vorhanden. Die folgenden Intrusionen der basischen Massen und des Granulits veränderten die Gesteine nur örtlich.

Die Granulite und Eklogite im Waldviertel sind altersverschieden und nicht faziell identisch, vielmehr halte ich die Eklogite und Pyropolivinfelse und die basischen Massen für während der Erstarrung tektonisch abgequetschte und in sich noch weiter differenzierte Abspaltungsprodukte. Bei Kl.-Ullrichschlag (Blatt Drosendorf) sind in den Plagioklas-Eklogiten die Feldspate wundervoll eutektisch mit dem Pyroxen verwachsen. Der Disthen in manchen Eklogiten stammt wohl aus den Disthenglimmerschiefern. Im Waldviertel ist er wohl magmatisch resorbiert, unter Ausscheidung von Spinell. Zeitlich nahe steht die Intrusion des Granulitmagmas der sauren Restschmelze, die durch die tektonische Abspaltung der basischen Erstausscheidungen übriggeblieben ist. Sie mischte sich in allen Mengenverhältnissen mit Granat-Disthenglimmerschiefern, Augitgneisen u. a. unter nicht allzu hoher Temperatur. Die Intrusion beider Magmen ging — die Linsenform der Granulite im Süden, soweit da nicht die folgenden Bewegungen mit hineinspielen — der ausgesprochene Migmatitkontakt sprechen dafür, unter tektonischen Bewegungen vor sich, wobei die Intrusion des Granulitmagmas die jüngere ist. Der Bewegungsstil dürfte der Mineralfazies nach dem tiefpeninischen ähnlich gewesen sein. Denn die Granulite als Erstarrungsgesteine sind keine echte Katafazies.

Am stärksten macht sich ein weiteres Stadium bemerkbar: lebhafte Durchbewegung mit kräftiger diese noch überdauernder magmatischer Durchtränkung seitens einer besonders alkalireichen Restlauge aller vorhin erwähnten Intrusionen (vergl. F. E. Sueß, 1926) bei höherer Temperatur als vorher, führte zur Ausbildung ziemlich einheitlich metamorpher Gesteine (Gföhlergneis- oder Sillimanitstadium).

⁴⁾ Wollmerdorf bei Drosendorf: Mikroklinporphyroblastenschiefer (imprägnierter Graphitquarzit): M. mit dichten Einschlußzügen von Graphit, Quarz, Turmalin. Weikertschlag: In Cordieritgneis umgewandelter Staurolithglimmerschiefer. In größerer Entwicklung bei Rosenberg a. d. Moldau: Zweiglimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Quersbiotit: Durch beide zieht die helizitische Feinschichtung eines ursprünglichen Tonschiefers hindurch.

Die derartig gesteigerten Vorgänge führten zu einer Bewegung auf die schon ursprünglichen weniger metamorphen oder besser von der Gföhlergneismetamorphose mehr verschonten moldanubischen Teile (Granat-Disthenglimmerschiefer), die heute an der Ostseite liegen, ohne Diaphthorese unter Umprägung der älteren Tektonik, wobei anscheinend die tieferen Teile am stärksten beeinflusst worden sind als die höchsten. Diese Vorgänge sind älter als die moldanubische Überschiebung, sie dürfen nicht mit ihr verwechselt werden! Diese schneidet ja die ältere Tektonik schief ab.

Im ostalpinen Altkristallin ist dagegen das Stauroolithsthenstadium viel weiter verbreitet, während das jüngere Sillimanitstadium nur örtlich erreicht wird in Zonen hoher Durchwärmung bei starker Durchbewegung, oft zusammenfallend mit Injektionen (Silvrette, Ivreazone). Es fehlen daher auch echte Granulite, denn die sonst den Mischgranuliten ähnlichen Stainzer Plattengneise haben deren Grad der Metamorphose nicht erreicht. Dafür ist die Übereinstimmung mit dem Altkristallin des Moravischen (z. T.), der Münchberger Deckscholle eine vorzügliche, ebenso mit den Gesteinen des Künischen Gebirges, wo sie nicht allzusehr von den Graniten durchdrungen sind (vergl. die Angaben von Düll, Fischer, F. E. Sueß, Wurm, Ziegler).

Es ist möglich, daß im moldanubischen Waldviertel tiefere Teile des Grundgebirges entblößt sind, als in den Alpen, wo daher die einzelnen Stadien noch nebeneinander auftreten; nach den Anschauungen von F. E. Sueß (1926) ist die Intrusionstektonik im ostalpinen Altkristallin, soweit sie nicht etwa durch jüngere paläozoische-tertiäre Metamorphosen gestört ist, nicht so gut entwickelt wie im moldanubischen Grundgebirge.

Arbeiten:

F. Angel: Die Gesteine der Steiermark. Mitt. d. naturw. Vereines für Steiermark, 60/1925. — Das Gleinalmgebiet als metamorphe Einheit. Neues Jahrb. f. Min., B. B., 51/1924.

F. Becke: Petrographische Studien am Tonalit der Rieser Ferner. Tscherm. min.-petr. Mitt., 16/1892. — Bericht über die diesjährigen Aufnahmen behufs petrographischer Erforschung der Zentralkette der Ostalpen. Anz. d. Wien. Akad., 1895. — Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften der Wiener Akad., math.-nat. Kl., 75/1913. — Zur Faziesklassifikation der metamorphen Gesteine. Tscherm. min.-petr. Mitt., 35/1922.

J. Blaas: Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck, 1902.

H. Cornelius: Zur Vorgeschichte der alpinen Faltung. Geol. Rundschau, 16/1925. — Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentrabl. f. Min., 1921. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. Neues Jahrb. f. Min., B. B. 40/1915.

Düll: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. Geognost. Jahreshfte, 15/1901.

O. H. Erdmannsdorfer: Über Disthen-Andalusitparagenesen. Sitzungsbericht der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, math.-nat. Kl., 1923/16.

P. Eskola: The mineral facies of rocks, Norsk. geol. Tidsskrift, 1920.

G. Fischer: Die Gabbroamphibolite von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen. Neues Jahrb. f. Min., Abt. A, B. B. 60/1929.

H. V. Graber: Fortschritte der geologisch-petrographischen Untersuchungen am herzynischen Donaubruch. Sitzungsber. d. Wiener Akad., math.-naturw. Kl., I., 137/1928.

U. Grubenmann: Über den Tonalitkern des Iffinger bei Meran. Vierteljahrsschr. d. Naturforsch.-Ges., Zürich, 1896.

W. Hammer: Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen. Geol. Rundsch., 16/1925. — Bemerkungen zur Phasenfolge im Kristallin der Ostalpen. Verh., 1925. — Cordierit führender Granit aus den Ötztaler Alpen. Tscherm. min.-petr. Mitt., 39/1925.

F. Heritsch: Geologie der Steiermark. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, 57/1921. — Die Grundlagen der alpinen Tektonik, Berlin, 1923. — Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in Steiermark. Neues Jahrbuch f. Min., B. B. 51/1925.

F. Heritsch und F. Czermak: Geologie des Stubalpengebirges.

A. Himmelbauer: Die kristallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kampale und der Horner Bucht. Tscherm. min.-petr. Mitt., 32/1913.

A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. Sitzungsber. d. Wiener Akademie, math.-nat. Kl., I., 135—137/1926—28.

A. Köhler: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Tscherm. min.-petr. Mitt., 33/1928.

L. Kölbl: Der Südrand der Böhmisches Masse. Geol. Rundsch., 18/1927.

L. J. Krige: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclog. geol. Helv., 14/1916.

E. Künzli: Die Kontaktzone um die Ulten-Iffingermasse bei Meran. Tscherm. min.-petr. Mitt., 18/1899.

H. Limbrock: Der Granulit von Marbach-Granz a. d. D. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 73/1923. — Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teile der Böhmisches Masse zwischen Marbach und Sarmingstein. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, 75/1925.

H. Löwl: Die Tonalitkerne der Rieser Ferner in Tirol. Petermanns geogr. Mitt., 39/1893. — Der Granatspitz-Kern. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 45/1893.

Th. Ohnesorge: Die vorderen Kühltalerberge (Hochedergruppe). Verh. d. geol. Reichsanst., 1905.

W. Petrascheck: Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 54/1904.

H. Rosenbusch und O. Mügge: Mikroskopische Physiographie der Minerale, Stuttgart, 1925.

W. Salomon: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Tscherm. min.-petr. Mitt., 17/1897.

B. Sander: Zur Geologie der Zentralalpen. Verh., 1916, Jahrb. 1921. — Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 64/1914—15. — Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. Berichte d. naturw.-med. Vereins. Innsbruck, 11/1929.

A. Sauer: Geol. Spezialkarte v. Baden. Erläuterungen zu Blatt Gengenbach, 1894 und Blatt Oberwolfach—Schlenkenzell, 1895, Heidelberg.

W. Sauerbrey: Petrographische Untersuchung sedimentogener kristalliner Schiefer im oberen Veltlin. Neues Jahrb. f. Min., B. B. 34/1912.

W. Schmidt: Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, 71/1921.

H. Schumann: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Min.-petr. Mitt., 40/1929.

R. Schwinner: Der Bau des Gebirges östlich der Lieser. Sitzungsbericht d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 136/1927. — Die älteren Baupläne der Ostalpen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 81/1929.

M. Stark: Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes. Lotos, 78/1928, Prag.

J. Stiny: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur—Feldbach, 1917.

A. Streckeisen: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. min.-petr. Mitt., 8/1928.

F. E. Sueß: Die moravischen Fenster. Denkschr. d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 88/1912. — Intrusionstechnik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926. — Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. Sitzungsbericht d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 121/1913.

F. Teller: Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette, Verh., 1882. — Über die Aufnahme im Hochpustertale, speziell im Bereich der Antholzer Granitmasse. Verh., 1882.

F. Teller und C. v. John: Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 32/1882.

L. Waldmann: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. Mitt. d. Wiener Geol. Ges., 20/1927—28.

A. Wurm: Geologie von Bayern (Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald). Berlin, 1925.

Geologisches Institut der Universität Wien, Ende November 1929.