

Zum Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspat und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen.

Von **Günther Frasl.**

(Mitteilung aus dem Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für
Bodenkultur, Wien; Vorstand: Prof. Dr. Ing. H. Franz.)

(Mit 2 Textabbildungen.)

Überblick.

Dieselben Mineralarten, welche in den gefüllten Plagioklasen in Form von massenhaften Mikrolithenanreicherungen aufzutreten pflegen — also Hellglimmer und Klinozoisit oder Zoisit —, finden sich in durchaus vergleichbarer Erscheinungsform auch im Kalifeldspat, wenn auch zumeist in viel geringerer Zahl und noch etwas kleiner (Drescher-Kaden). Weitaus die Mehrzahl der Gesteine mit gefüllten Plagioklasen führt auch in den Perthiten Füllungsmikrolithe, und es ist gelungen, neues Licht auf die Entstehung dieser Mikrolithen im Perthit, wie auf Feldspatfüllungen überhaupt zu werfen. Trotzdem wird hier auf die Füllungserscheinungen in Plagioklasen nur am Rande eingegangen.

Die Mikrolithen sind in einigen Fällen auf die Perthitadern und die dazwischen liegende Or-Komponente des Perthits in etwa gleicher Weise verteilt; in anderen Fällen sind sie eher in den Adern angereichert und oft sind sie auf die Adern beschränkt. Da aber die Adern selbst erst sekundär durch die Entmischung eines zuerst als homogen anzunehmenden und wohl hochtemperierten K-Na-Ca-Mischfeldspates entstanden sind, ist zumindest in den beiden letztgenannten Fällen die spätere Bildung der Füllungsmineralien im bereits bestehenden Feldspatkorn evident. In diesen Fällen wird dann folgerichtig auch die Füllung der in den Kalifeldspat eingeschlossenen Frühplagioklase erst ganz spät, also nach der Perthitentmischung des Kalifeldspats entstanden sein (F. K. Drescher-Kaden). Füllungsmikrolithe treten auch in manchen Myrmekiten, Schachbrettalbiten und Plagioklassaumbildungen auf, welche letztere hier erstmalig beschrieben werden, und kurz als orientierte Verdrängungssäme aus sauerem Plagioklas an der Grenze zwischen zwei nicht achsenparallel verwachsenen Kalifeldspatkörnern gekennzeichnet werden können — also als Grenzflächenreaktionsbildungen durch Na-

reiche Lösungen. Die Füllung ist aber oft noch deutlich jünger als die Plagioklassaumbildung.

Es will mir scheinen, daß die Füllung der Wesentlich-Kalifeldspate und damit wahrscheinlich auch der Plagioklase aller hier beschriebenen Gesteine in der Regel sehr spät im meist wechsellvollen und langen Ablauf der Gesteinsbildung erfolgte¹⁾, weil die nun gefüllten Feldspate früher ungefüllt vorhanden waren. Schließlich findet man in den meisten angeführten Gesteinen noch andere Anzeichen oder Beweise, daß sie nicht etwa nur unter den Bedingungen der Epidot-amphibolitfazies oder gar der Grünschieferfazies im Sinne von Eskola entstanden sind — wofür besonders die Bildung der Epidot-mineralien charakteristisch ist, während die Glimmermikrolithen zum Teil auch als Verwitterungserscheinungen gedeutet werden können (Exner) —, sondern, daß sie vorher eine jedenfalls höher temperierte, zumindest der Amphibolitfazies angehörige, oder aber schmelzflüssige Vergangenheit gehabt haben. Der Durchgang durch die niedrig temperierte Fazies, welcher die Füllung beider Feldspate auslöst, kann nun einerseits im Verlauf der langsamen Abkühlung großer Granit- oder Granitgneismassen erfolgt sein, andererseits aber ist es durchaus möglich, daß ganz unabhängig von seiner Entstehung ein solcher Granitkörper im Verlaufe späterer Orogenesen eine niedrig temperierte Überprägung erfährt und erst dadurch die Feldspate der Epizone angepaßt werden. Diese zweite Möglichkeit scheint mir bei den hier beschriebenen Gesteinen die durchaus größere Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Da die Füllungserscheinungen in jenen Feldspatarten und -teilen regelmäßig am stärksten sind, wo in sonst entsprechenden, aber füllungsfreien und hochtemperierten Graniten der höchste Ca-Gehalt nachzuweisen ist, dürfte der den Feldspaten primär eigene Ca-Gehalt meist eher die Wurzel der Mikrolithenbildung sein als Ca-Einfuhr. Dies bezieht sich speziell auf Füllungsmineralien der Epidotgruppe.

Auch bei Perthiten konnte eine Regelung von Füllungsmikrolithen nach P, M und der Murchisonitebene beobachtet werden, und zwar in Gesteinen des Ötztals wie der Hohen Tauern.

F. K. Drescher-Kaden kennzeichnete die Füllung der Feldspate als „auffallendstes Merkmal der Protogingranite“ (12). Hier werden nun Kalifeldspate mit Füllungsmikrolithen neben gefüllten Plagioklasen aus allen großtektonischen Stockwerken Österreichs mit Ausnahme der Dinariden beschrieben.

¹⁾ Meine Beobachtungen bezüglich der echten Feldspatfüllung führten mich auf etwa denselben Weg, den — um nur einige Namen zu nennen — schon F. Becke (4) F. Angel (1), H. P. Cornelius (7, 8, 10), C. Andreatta (2, 3), A. Bianchi (11), S. Prey (31), zum Teil O. H. Erdmannsdörffer (13) und F. K. Drescher-Kaden (12) in bezug auf die Plagioklase besprochen haben, die beiden letzteren auch betreffs der Kalifeldspate. Die hier am Rande vorgetragenen Überlegungen über die Entstehung der Plagioklasfüllungen beziehen sich nur auf die angeführten Fundorte, also nicht etwa z. B. auf die extrem vergrüneten Plagioklase gewisser unterostalpiner Granite. Sie beschränken sich außerdem auf die „echte“ Plagioklasfülle (Angel), soweit man eine solche überhaupt abgrenzen kann (Exner, 16).

Nach der Gliederung L. Kobers (22) verteilen sich die betreffenden Granit- und Granitgneiskörper auf folgende großtektonische Einheiten: Pennin, Unterostalpin, Mittel- und Oberostalpin, Karpaten, Moravikum, und als Ausnahmeerscheinung sogar aus dem Moldanubikum. Die Art des Auftretens der Mikrolithen stimmt in allen angeführten Gesteinen so gut überein, daß man überall dieselbe Bezeichnung anwenden kann, nämlich „echte Fülle“ im Sinne von F. Angel (1). Die Füllung dieser Gesteine ist eine „Zerfallserscheinung“ im Sinne von Drescher-Kaden (12, S. 231); ihre Petrogenese ist also mindestens zweiphasig, und durchaus nicht nur unter epizonalen Bedingungen vor sich gegangen.

Herrn Prof. Dr. H. Franz danke ich ergebenst für die Ermöglichung der vorliegenden Untersuchung an seinem Institut. Den Herren Prof. Dr. A. Köhler, Doz. Dr. J. Fink, Dr. H. Holzer, Dr. W. Medwenitsch und Doz. Dr. W. Schmidt schulde ich Dank für die Überlassung von Gesteinsproben. Einige Proben stammen aus der Sammlung des Institutes für Geologie und Bodenkunde (H. f. B., Wien), die meisten aber aus der eigenen Sammlung.

Zur Albitsaumbildung.

Bevor auf das eigentliche Thema eingegangen wird, sei der Albitsaumbildung etwas Raum gewidmet, denn diese spielt im folgenden bei der Altersdeutung der Feldspatfüllung eine gewisse Rolle.

Die genannte Erscheinung wurde bisher in granitischen Gesteinen verschiedenster Herkunft beobachtet, und zwar immer an der Verwachsungsgrenze zweier Wesentlich-Kalifeldspate, die erstens nicht achsenparallel verwachsen sind und zweitens im allgemeinen Perthitbildung zeigen. In optisch homogenen K-Na-Mischfeldspaten (wie Sanidin und Orthoklas) wurden sie nicht gefunden. An den besagten Grenzen zwischen den Kalifeldspaten findet man nun unsehr selten zwei sich an diese Grenze beiderseits anlegende, bis $\frac{1}{2}$ mm breite Säume aus saurem Plagioklas, deren Anorthitgehalt kaum jemals 15% übersteigen dürfte. Diese beiden Säume zeigen dieselbe Orientierung der Spaltrisse und der Optik wie die Na-reichen Adern der beiden Perthite: also dieselbe Auslöschungsrichtung und dieselbe Richtung der feinen Albitlamellierung, so daß man annehmen darf, daß die kristallographischen Achsen der Albite der Säume bis auf minimale Abweichungen parallel zu den Achsen in der Na- und somit auch in der K-Komponente der Perthite verlaufen. Dabei ist aber zu betonen, daß jeder der beiden Albitsäume nicht mit dem anliegenden, sondern mit dem gegenüberliegenden Kalifeldspat-Großkorn gleichorientiert ist, obwohl es von diesem durch den zweiten Saum — wenn auch nicht immer zur Gänze — abgetrennt ist (vgl. Abb. 1).

Die Entstehung solcher Albitsäume kann man sich etwa so am besten erklären:

Im Initialstadium setzt an der Grenze zwischen den beiden Kalifeldspaten die Albitbildung zuerst an einigen Stellen punktförmig ein: ein Na-Ion setzt sich an eine passende Stelle des nach außen hin nicht abgeschlossenen Si-Al-Gerüsts des einen oder anderen Kali-

feldspates gesetzmäßig an, und da zur betreffenden Zeit das $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -Gitter die stabilere Phase gegenüber dem KAlSi_3O_8 -Gitter ist, so wächst das erste bei dauernder Na-Zufuhr weiter und korrodiert das zweite. Die Verbindung zwischen beiden gleichorientierten — wenn auch bezüglich der Kationen verschiedenen — Gittern ist aber eine engere, denn hier läuft das Si-Al-Gerüst kontinuierlich durch, und damit ist die Lösungszufuhr zwischen die gleichorientierten Gitter unterbunden. Nicht so auf der anderen Seite des wachsenden Keimes, an der die Stoffzirkulation weitergehen kann und wo die nach außen zu freien Si- und Al-Ionen des anderen, schräg zum Albitkeim stehenden Mikroklin abgebaut und dem Albit angefügt werden. So frißt sich der Albit allmählich in den gegenüberliegenden, schräggestellten Mikroklin hinein, wächst aber entsprechend der Lösungszufuhr besonders rasch entlang der Grenzlinie der beiden Kalifeldspate weiter, so daß er langgestreckt bis bandförmig wird. Auch von dem gegenüberliegenden Perthit gehen ähnliche, orientierte Albitkörner

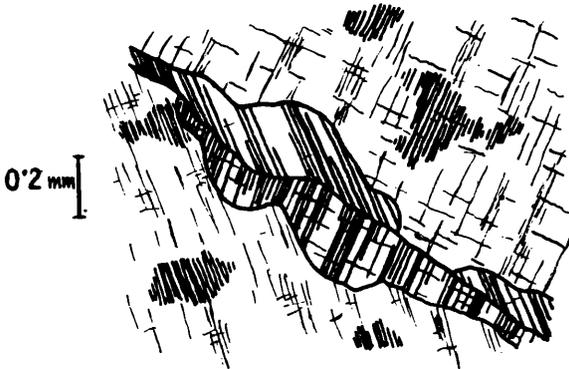


Abb. 1. Orientierte Albitsaumbildung zwischen zwei Perthiten.

aus. Jede der beiden Reihen von wachsenden Albitkörnern ist nun nicht mehr vom Hinterland des gleichorientierten Kalifeldspats abhängig, sondern wächst allein entlang der Grenze weiter, bis sich die jeweils gleichorientierten Albitkörner zu einem Saum zusammenschließen und der andere Saum gänzlich von seinem Hinterland getrennt ist.

In den Schliffen kann man nun die verschiedensten Reifestadien vorfinden.

Als Beispiele von Graniten und Gneisen mit Albitsaumbildung seien hier nur genannt: Protogin-Granit vom Bristenstock, Schweiz; Protogin-Granit vom Mer de Glace, Mt. Blanc; Virbo, Schweden; Granit bei der Porzellanfabrik von Znaim, ČSR; Granit von Maissau, Niederösterreich; Augengneis von Dobra im Kamptal, Niederösterreich; Seckauer Granit von Kraubath, Steiermark; Zentralgneise von einigen Stellen der Sulzbachungen und der Habachzunge, Hohe Tauern.

Die Albitsaumbildung ist eine Erscheinung, die eigentlich nur einen Spezialfall von postmikrokliner Albitkornbildung im Sinne von F. K. Drescher-Kaden (12, S. 80 ff.) darstellt. Hier kann man jedoch besonders deutlich erkennen, daß es sich um eine Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit bis Oligoklas handelt, die vom Intergranularraum ausgeht („Intergranularsympplektit“ nach O. H. Erdmannsdörffer, 14). Die Albitsaumbildung ist das Ergebnis einer typischen Grenzflächenreaktion und man erkennt an ihr die orientierende Wirkung der Blastetrix auf das metasomatische Wachstum der neuen Kornart in einzigartiger klarer Weise. — Es kann übrigens auf Grund der jeweils einheitlichen Helligkeit der Albitkörner auf den Abbildungen 62, 63, 66, und besonders 64 in der die Albitkornbildung betreffenden Arbeit F. K. Drescher-Kadens (12) angenommen werden, daß auch in diesen Fällen eine entsprechende Orientierung vorliegt, die aber von Drescher nicht erwähnt wurde.

Wenn auch die Albitsaumbildung einer späten Phase im Ablauf der Petrogenese granitischer Gesteine angehört — sie tritt entweder gleichzeitig mit der Entmischung der Kalifeldspate zu Perthiten, oder nach dieser auf (Drescher-Kaden, 12, S. 81) —, so muß das noch lange nicht die letzte Phase gewesen sein. In dem noch einige Prozent Anorthit enthaltenden Albit- bis Oligoklassaum kann — wie unten näher begründet — noch nachträglich ein Zerfall zu extrem saurem Albit mit Mikrolithen der Epidotgruppe eintreten, oder es kann der ursprünglich etwas Ca enthaltende Albitsaum in dünnsten, zartesten Stengeln myrmekitisiert werden (Drescher-Kaden, 12, S. 88), wenn nämlich — ganz im Sinne von Drescher-Kaden [12, S. 84, nicht aber S. 88²⁾] — eine Phase folgt, in der der Kalifeldspat wieder stabiler ist (Granit von Maissau, Niederösterreich). Schließlich können die Perthite, die zuerst die Grundlage der Albitsaumbildung waren, nachträglich schachbretalbitisiert werden, und in einem anderen Fall (nördliche Sulzbachzunge) sind die Perthite

²⁾ Dazu ist prinzipiell zu sagen, daß ich die Einteilung in Myrmekit I (prä-mikrokliner Myrmekit) und Myrmekit II (postmikrokliner Myrmekit) — wobei auch der chemische Vorgang der Myrmekitisierung ein anderer sein soll — nicht für günstig halte. Meiner Vorstellung nach ist für die Bildung von Myrmekiten neben dem Vorhandensein eines etwas Ca-haltigen Plagioklasses nur Chemismus, Druck und Temperatur des Lösungsumsatzes wesentlich, und so oft diese Bedingungen günstig sind, kann Myrmekit gebildet werden, ganz gleich, ob nun z. B. ein alter, magmatischer Einschlußplagioklas, ein Grundgewebeeinschluß oder ein postmikroklines Albitkorn (eine Albitsaumbildung) vorliegt — ob also ein im Vergleich zum umgebenden oder angrenzenden Kalifeldspat älterer oder jüngerer Plagioklas vorliegt. Es können auch magmatische (zonare und idiomorphe) Plagioklase, die in einem im Schmelzfluß kristallisierten und ihrerseits vielleicht von einem ebenso idiomorphen und mit Na-reichen Rekurrenzen ausgestatteten Kalifeldspat eingeschlossen sind, im Laufe der normalen Abkühlung eines Plutons oder bei einer späteren Metamorphose myrmekitisiert und dann zum Teil korrodiert worden sein, obwohl sie vorher schon eine Ewigkeit lang unverändert rundum eingeschlossen waren. Ueberhaupt sollte auch in granitischen Gesteinen, sogar wenn die Kennzeichen metasomatischen Kornwachstums in großer Zahl beobachtbar sind, die Suche nach Relikten einer vielleicht vorangegangenen schmelzflüssigen Phase nicht ganz vernachlässigt werden. Sie wird, wie eine eigene vor dem Abschluß stehende Arbeit über das Wachstum der großen Kalifeldspate in Porphygraniten, Porphygranitgneisen und Augengneisen zeigt, in sehr vielen Fällen erfolgreich sein.

zusammen mit dem Saum einer extremen, von allen Korngrenzen und Rissen aus korrodierenden Quarzblastese ausgesetzt worden. Auch Pressungserscheinungen, sowie Anzeichen von Kornzerfall und Rekristallisation sind manchmal zu erkennen.

Zur Entstehung der Füllungsmikrolithe in Perthiten.

Ebenso wie es in Plagioklasen Füllungsmikrolithe gibt, also kleinste eingewachsene Kriställchen bestimmter anderer Mineralarten, gibt es dasselbe auch bei den Perthiten. Bei H. B. v. Foullon (40, S. 61) fand ich den anscheinend ältesten Hinweis (1885!) auf das Auftreten von derartigen Mikrolithen im Kalifeldspat neben solchen im Plagioklas, und zwar in Gneisen des Arlberg-Tunnels. Auf die Vergleichbarkeit der beiden Erscheinungen hat F. K. Drescher-Kaden zuletzt besonders hingewiesen und gefüllte Perthite abgebildet (12, Abb. 204, 207).

Durch diese Abbildungen, aber auch durch drei eigene Schliffe aus dem von Drescher-Kaden als Beispiel herangezogenen Mt-Blancgebiet ist die grundsätzliche Gleichartigkeit der von Drescher beschriebenen Füllungserscheinungen an Perthiten mit den im folgenden angeführten Beispielen garantiert.

In der Regel sind es Körnchen oder Spieße von Klinozoisit³⁾ und Schüppchen sowie dünne oder dicke Plättchen eines hellen Glimmers (wahrscheinlich Muskowit). Die Rolle der daneben in manchen Fällen auftretenden Kalkspatflitter wurde nicht näher untersucht. Als Besonderheit wurde auch der Biotit als echtes Füllungsmineral in Perthit (in einem Augengneis der Silvretta-Gruppe) beobachtet.

Bei der ganzen Studie wurde mehr Wert auf die Klinozoisit- oder Zoisitmikrolithen gelegt, als auf die Hellglimmerflitter. Die Veranlassung hiezu liegt unter anderem in einer wichtigen Beobachtung von Ch. Exner (16, S. 392f.) an Feldspaten aus dem Siglitzgneis (östliche Hohe Tauern):

„Durch entsprechenden Vergleich der Dünnschliffe an obertägig verwittertem Gestein und frischem Material aus dem Stollen ist ersichtlich, daß die atmosphärische Verwitterung neben der bekannten Trübung auch haufenweise Mikrolithen erzeugt. Im Plagioklas des angewitterten Siglitz-Gneis handelt es sich um Hellglimmermikrolithen. Der im frischen Gestein des Stollens mikrolithenfreie und trübungsfreie Kalinatronfeldspat zeigt ebenso wie der Plagioklas im verwitterten Gestein Serizitmikrolithen und kann daher als Indikator für den Verwitterungsgrad dienen. Wichtig ist, daß die auch im frischen Gestein des Stollens zu beobachtenden Plagioklasmikrolithen (echte und falsche Fülle) sich im angewitterten Gestein kaum von den im Zuge der hystero-genen Verwitterung hinzugekommenen Mikrolithen trennen lassen. Zumindest scheiterte in einigen Fällen der Versuch, die „wirklichen“ Mikrolithen (echte und falsche Fülle) von den Verwitterungsmikrolithen zu sondern.“

Leider fehlen dabei Größenangaben über die im Kalifeldspat durch die Verwitterung entstandenen Glimmermikrolithen, ebenso wie Angaben über deren Verteilung auf die beiden Komponenten des Perthits. Bei Klinozoisit- und Zoisitmikrolithen dürfte nun die Entstehung kaum durch bloße Verwitterung möglich sein. Hier kann man

³⁾ Es wurde nicht getrachtet Klinozoisit und Zoisit zu unterscheiden, da die Kriställchen in der Regel sehr klein sind.

nämlich die Erfahrungen der Sedimentpetrographie heranziehen. H. R a m b e r g (32) gibt nach P e t t i j o h n (1949, S. 476—507) an, daß nur die folgenden gemeinen Mineralien bei der Diagenese der Sedimente in der Nähe von 100° C oder weniger wachsen: Quarz, Albit, Kalifeldspat, Muskowit, Chlorit, Kalzit, Dolomit, Magnesit, Turmalin, Rutil und möglicherweise spessartinreicher Granat. „On the other hand, epidote (zoisite), actinolitic hornblende, and serpentine... do not belong to the stable minerals of diagenesis.“ (32). So dürfte auf die Klinozoisit- oder Zoisitmikrolithen bei genetischen Deutungen jedenfalls mehr Verlaß sein. Schließlich findet man auf Rupturen von „gefüllten“ Kalifeldspaten in manchen Fällen bis 0·1 mm große Klinozoisite (siehe weiter unten) und diese sind keinesfalls als bloße Verwitterungsbildungen zu werten, sie dürften aber doch mit den Füllungsklinozoisiten in genetischem und zeitlichem Zusammenhang stehen. Gewiß ist auch die Möglichkeit des Wachstums derart kleiner Klinozoisitmikrolithen (meist unter 0·01 mm) bei der normalen Verwitterung aus den im Inneren bereits angewitterter Feldspate zirkulierenden, relativ konzentrierten Lösungen durchaus nicht auszuschließen. Man besitzt jedoch derzeit noch keine Beweise hierfür, die erst nach dem Muster der oben zitierten Beobachtungen (Ch. E x n e r) an frischem Material in Tunnelstücken erbracht werden müßten. Vorläufig möchte ich aber gerade die Klinozoisite und Zoisite als typisch für jenen Abschnitt der Petrogenese erachten, der unter den Stabilitätsbedingungen der Grünschiefer—Epidotamphibolit-Fazies (E s k o l a) stand, denn da sind sie nach den bisherigen Erfahrungen ausschließlich stabil.

Noch etwas aber kann man aus den angeführten Beobachtungen E x n e r s lernen, daß nämlich die anscheinend festen Feldspate gar nicht so undurchdringlich für Lösungen sind. Denn wenn bei der Verwitterung durch wässrige Lösungen Muskowite in den Feldspaten entstehen können, dann wird doch wohl der Analogieschluß erlaubt sein, daß unter den Verhältnissen der Grünschiefer- bis Epidotamphibolit-Fazies ebenso wässrige Lösungen die Feldspate durchziehen können und dabei in ihnen winzige Klinozoisite oder Zoisite neben den Muskowiten kristallisieren können. — Doch vorerst zur Beschreibung der Erscheinungen.

Nur in wenigen Fällen erreichen diese Mikrolithen im Perthit dieselbe Größe wie im Plagioklas desselben Gesteins, denn 0·06 mm lange Spieße von Klinozoisit und 0·15 mm Blättchendurchmesser beim Glimmer gehören zu den Ausnahmen. Der Durchschnitt liegt eher bei 0·005 mm für das Epidotmineral.

Fast noch wichtiger als der Unterschied in der Größe ist jener in der B e s e t z u n g s d i c h t e. Während nämlich in den gefüllten Plagioklasen die Feldspatsubstanz öfters volumsmäßig gegenüber der Summe der darin befindlichen Füllungsmikrolithe zurücktritt, so daß man mit Recht von einem „vollgestopften“ Plagioklas sprechen kann, ist die Besetzungsdichte der Mikrolithe im Perthit relativ viel schütterer. Dieser krasse Unterschied war es doch immer, dessenthalben man bisher in der Regel nur die Plagioklase als gefüllt ansprach und die Kalifeldspate als füllungsleer. Die meisten bisherigen Beschreibungen

weisen auf diesen in die Augen springenden Unterschied hin⁴⁾ und Dal Piaz und Bianchi (11) denken sogar an eine selektive Metamorphose, die nur die Plagioklase erfassen würde.

Oftmals sind auch bei 300facher Vergrößerung vielleicht nur zehn Füllungsmikrolithen in einem mehrere Millimeter großen Perthit zu erkennen, in anderen Fällen sind es etwa 200 Klinozoisite pro Quadratmillimeter.

Auch die räumliche Verteilung der Mikrolithen ist in Perthiten anders als in Plagioklasen. Ein Zonarbau, besonders mit Rekurrenzen, wurde bisher noch nicht beobachtet, auch kein deutlich füllungsleerer Randsaum. Dagegen fiel in einigen Proben auf, daß die Mikrolithen in der näheren Umgebung von Einschlußplagioklasen relativ häufiger auftreten und dann auch größer sind. Offenbar hängt dann ihr häufiges Auftreten mit dem Stoffbestand des meist viel dichter gefüllten Einschlußplagioklases ursächlich zusammen.

Je nachdem, ob die Mikrolithen nur auf die Perthitadern und -spindeln beschränkt sind, oder sich auf die Albit- und die Mikroklinsubstanz verteilen, kann man drei Füllungstypen der Perthite unterscheiden:

Typ A. Die Mikrolithen, gleichgültig welcher Art, finden sich ausschließlich in den Perthitadern oder -spindeln. Bei diesem Typ, aber auch beim folgenden macht man sehr häufig die Beobachtung, daß die dicksten Stellen der Adern auch die größten Mikrolithen führen und die Mikrolithen die Randpartie der Adern eher meiden. Es gibt aber auch Fälle, die letztere Regelmäßigkeit nicht erkennen lassen.

Typ B. Die Mikrolithen treten noch in der Mehrzahl in den Adern und Spindel auf; daneben gibt es aber auch welche, meist kleinere, in der K-reichen Komponente des Perthits.

Typ C. Die Mikrolithen besiedeln beide Komponenten des Perthits, ohne irgendeine Regelmäßigkeit in der Verteilung erkennen zu lassen.

Übergänge vermitteln zwischen den drei Typen.

Genetisch relativ am besten deutbar ist Typ A. In ihm sind doch die Mikrolithen eindeutig von den Na-reichen Adern, Spindeln oder Haufen des Perthits in ihrer Platzstellung und zum Teil auch Größenausbildung abhängig; das heißt jedoch, daß die Adern usw. bereits bestanden haben müssen, als es zur Kristallisation der Mikrolithen kam. Nun sind aber die Adern usw. selbst erst sekundär, nämlich durch Entmischung des (K, Na, Ca)-Mischfeldspats zum Perthit entstanden, als Anpassung eines einst höher temperierten Mischfeldspates an eine etwas tiefere Fazies, deren Stabilitätsbedingungen nach unten etwa bis zur Grenze zwischen der Amphibolit- und der Albitepidotamphibolit-Fazies im Sinne von Turner (1948) reichen können. Diese Anpassung kann schon bei der normalen, langsamen Abkühlung eines vielleicht ursprünglich zum Teil schmelzflüssigen Granitkörpers eingetreten sein, und war nicht von einer Beanspruchung dieses Körpers durch gerichteten Druck abhängig, welcher freilich die Entmischung zu beschleunigen und zu verstärken imstande ist (Köhler, Drescher, Laves).

⁴⁾ Zum Beispiel E. Weinschenk (38, S. 81); F. Becke (4, S. 99, 123); H. P. Cornelius (10, S. 282).

Da nun die Mikrolithen von Perthitadern abhängig sind, scheidet beim Typ A bereits die Möglichkeit aus, daß sie eingeschlossene Primärausscheidungen eines Schmelzflusses oder Grundgewebseinschlüsse wären. In diesen Fällen hätten nämlich die im homogenen Ausgangsfeldspat wohl gleichmäßig verteilten Mikrolithen bei der Entmischung in die Adern wandern müssen, um die heutige Verteilung zu erzeugen, was mir mechanisch unvorstellbar erscheint. So bleibt nur mehr die Erklärung, daß sie im bereits in eine Na-reiche und eine K-reiche Komponente entmischten Perthit gewachsen sind, wobei die Na-Komponente den ausschließlichen (Typ A) oder aber bevorzugten Baugrund (Typ B) darstellte. Dazu ist jedoch eine Stoffwanderung im festen Feldspat Voraussetzung, die — genau so wie die Verwitterungslösung — durchaus nicht an sichtbare Risse, Spalten oder Grenzen gebunden ist („intertrunculare“ Stoffwanderung nach Drescher-Kaden [12] gegenüber einer „intergranularen“).

Festzuhalten ist nun, daß die Mikrolithen also im Fall A sicher nach der Perthitentmischung entstanden sind; daß daher der Mikrolithenbildung das Feldspatwachstum und die Umbildung des Feldspates bereits vorausgegangen sind. In Anlehnung daran ist auch bei den anderen Typen die Möglichkeit einer in bezug auf das Feldspatwachstum späten Bildungszeit der Mikrolithen vorerst zumindest nicht auszuschließen. Beim Typ C bleiben daher prinzipiell drei Bildungsmöglichkeiten der Mikrolithen offen: sie sind entweder späte Bildungen, ähnlich wie beim oben aufgezeigten Typ A, oder sie sind eingeschlossene Primärausscheidungen, oder Grundgewebseinschlüsse. Da aber die Füllungstypen A, B und C eine durchaus übereinstimmende Ausbildung der Mikrolithen aufweisen, ist eine gemeinsame Wurzel eher anzunehmen, und eine solche ist nur bei der relativ späten Bildung der Mikrolithen gegeben.

Im Falle der Annahme einer späten Bildungszeit der Mikrolithen gibt es — wenn wir die Möglichkeit einer rein mechanischen Einwanderung für die echte Fülle hier wie bei den Plagioklasen ausschließen — nur zwei Möglichkeiten, um die Herkunft der für das Wachstum z. B. des Epidotminerals notwendigen Menge an Ca zu erklären:

1. Das Ca wird neben anderen Stoffen (H_2O ; zum Teil K) von außen in das feste Feldspatkorn eingeführt, wogegen andere auswandern. Einen Hinweis auf die Existenz dieser Stoffeinwanderung gibt ja schon die weiter oben angeführte Beobachtung, daß in der Nähe von (selbst meist dicht gefüllten) Einschlußplagioklasen in vielen Fällen eine stärkere Füllung des Perthits vorliegt. Dasselbe gilt natürlich auch für außen an Plagioklase grenzende Teile von Perthiten. Die Möglichkeit einer Stoffeinfuhr in das Feldspatkorn ist also durchaus vorhanden, sie kann aber — wie folgende Überlegung zeigt — nicht die einzige Wurzel der Feldspatfüllung sein. Dazu ist nämlich die Abhängigkeit der Größe und Zahl der Mikrolithen von der Art und der Herkunft des Ausgangsfeldspates viel zu auffallend. Nehmen wir nur einmal die verschiedenen Arten von Feldspaten mit Natronvormacht in einem beliebigen granitischen Gestein her: z. B. die Albit(Perthit)-Adern, Albitsäume, MyrmeKITplagioklase, Schachbrettalbite, Ränder und Kerne von eingeschlossenen und freien Plagioklas-

körnern. Sie alle besitzen heute in vielen Gesteinen etwa denselben Anorthitgehalt⁵⁾ und doch ist die Fülle — besonders mit Klinozoisiten und Zoisiten — immer in jenen Plagioklaskornarten und an jenen Stellen im Korn stärker ausgebildet, die auch in sonst entsprechenden Gesteinen mit ungefüllten Feldspaten jeweils Ca-reicher sind. So sind die Kerne der freien, wie der eingeschlossenen primären Plagioklasgeneration, die den Kernen der im anderen Falle zonaren Plagioklase mit etwa 20—35% An entsprechen, besonders dicht und grob gefüllt. Die anderen Plagioklasarten, die sonst meist viel weniger als 15% An enthalten, sind sehr schütter gefüllt, ja fast leer. Wäre nun alles Ca für den Klinozoisit von außen her zugeführt, da müßte demgegenüber bei dem nun in vielen Gesteinen ausgeglichenen Ca-Gehalt aller Plagioklastypen überall die gleiche Dichte und Größe der Mikrolithen aufscheinen. Da dies offensichtlich nicht der Fall ist, kann also der Stoffaustausch über die Grenze des Feldspatkornes nicht die einzige Grundlage der Füllung sein! Man wird hingegen

2. den anfänglichen Ca-Gehalt eines Feldspats als einen sehr wesentlichen Faktor anerkennen müssen. Man wird z. B. in allen später angeführten Gesteinen voraussetzen können, daß es einst Plagioklaskornarten mit höherem Ca-Gehalt neben solchen mit einem niederen gab, die heute in der Mehrzahl der Proben etwa gleich sauer, aber immer unterschiedlich gefüllt sind. — Was aber für die Plagioklase gilt, ist auch für die Wesentlich-Kalifeldspate durchaus zu erwägen. Auch hier ist nach meinem Dafürhalten eine Beteiligung des primären Ca-Gehaltes als Grundlage der Mikrolithenbildung anzunehmen (vergl. auch Erdmannsdörffer, 12, S. 291), doch dürfte da die Wirkung der Einfuhr speziell des Kalziums über die Korngrenzen etwa ebenso wichtig sein, jedenfalls relativ wichtiger, als die Wirkung der Ca-Einfuhr bei Plagioklasen mit echter Fülle in der Regel anzunehmen ist. Auch für die wenigen Füllungsmikrolithe in gewissen Albitsaumbildungen dürfte deren — wenn auch ganz geringer — primärer Ca-Gehalt maßgeblich gewesen sein, besonders wenn man die Klinozoisite nur in der Mitte der breitesten Stellen dieser Säume findet, denn an den breitesten Stellen ist auch die jeweils größte lokale Ansammlung von Ca-Ionen bei sonst gleichbleibendem Ca-Gehalt vorhanden gewesen.

Daß H₂O in jedem Fall zugeführt werden muß, hat schon Drescher-Kaden demonstriert. Auch das K für den Muskowit der vollgestopften Plagioklase ist wohl in der Hauptsache zugeführt worden.

Gehen wir nun davon aus, daß die Wesentlich-Kalifeldspate eigentlich ternäre Feldspate sind und daß bei ihnen in der Regel neben dem Na- auch ein Ca-Gehalt auftritt (26) — ebenso wie die Plagioklase auch eine gewisse Menge Kali enthalten können, die jedoch in der optischen Untersuchung vernachlässigt wird. Ich möchte zusätzlich annehmen, daß das Verhältnis Na:Ca bei den Kalifeldspaten in der Hauptsache eine ähnliche Abhängigkeit vom Chemismus des Ausgangsmediums (Schmelze oder Lösung) und von der Mineralfazies während der Bildungs- und Umwandlungszeit hat,

⁵⁾ H. P. Cornelius (7) und F. K. Drescher-Kaden (12, S. 238).

wie beim Plagioklas bereits besser bekannt ist. Es wird auch hier z. B. so sein, daß in der Amphibolit-Fazies relativ mehr Ca im Kalifeldspat oder in der bereits entmischten Perthitader stabil ist, als in der Grünschieferfazies.

Darauf aufbauend kann man für das Beispiel der Füllung durch Klinozoisite untenstehende vier Zustandstypen von Perthiten unterscheiden, sobald man eine Ca-Einwanderung in das Wesentlich-Kalifeldspatkorn zunächst vernachlässigt. Dabei ist mir durchaus klar, daß diese Einteilung und ihre genetische Deutung bei der Vielfalt der einwirkenden Faktoren nur einen ganz groben Rahmen darstellen kann, da sich z. B. Temperatur, Druck, Intensität der Stoffzirkulation und die Dauer dieser Beeinflussungen sehr uneinheitlich verhalten können:

1. Die Perthitadern, -spindeln oder -haufen mit Na-Vormacht sind ungefüllt und besitzen einen relativ höheren Anorthitgehalt. (S. Bunnoff gibt z. B. [1928] Perthitadern mit bis 15% Anorthit aus dem Schwarzwald an.) Entstehung: Im Kalifeldspat waren zuerst auch Na- und Ca-Ionen homogen verteilt, dann wurden Na und Ca etwa im Wirkungsbereich der Amphibolit- bis Epidotamphibolit-Fazies gemeinsam ausgetrieben und in den Adern gemeinsam festgelegt.

2. Ungefüllte Adern oder Spindeln mit minimalem An-Gehalt (praktisch reiner Albit): Entstehungsmöglichkeit A: im Kalifeldspat war a priori nur ganz wenig Ca eingebaut, z. B. in Aplit, in azidischem Granit. In diesem Falle kann die Perthitentmischung sowohl in der Amphibolit-Fazies, als auch in der Albitepidotamphibolit-Fazies oder gar Grünschiefer-Fazies stattgefunden haben. — Entstehungsmöglichkeit B: das Ca war wie im Fall 1 anfangs vorhanden, es wurde aber in der Albitepidotamphibolit-Fazies oder Grünschiefer-Fazies aus dem Perthitkorn überhaupt ausgetrieben. Diese Möglichkeit dürfte meiner Erfahrung nach nur bei stärkster mechanischer Beanspruchung und zugehöriger Rekristallisation einige Bedeutung besitzen; 2A dagegen ist in sehr Ca-armen Gesteinen durchaus zu erwarten.

3. Die Perthitadern und Spindeln sind gefüllt. Erklärung: ursprünglich haben Na und Ca das K im Feldspat teilweise ersetzt, es bestand ein homogener Aufbau des Wesentlich-Kalifeldspates, wenn man von einem möglichen Zonarbau absieht. In einer zweiten Phase wurde der homogene Kalifeldspat wegen Instabilität — in der Hauptsache wohl in der Amphibolit-Fazies (Turner, 1948) — zum Perthit mit Anreicherung des Ca in den Perthitadern und Spindeln. In eine dritte Phase fällt der Zerfall dieser Adern in einen albitnäheren Plagioklas einerseits und die Bildung von Mineralkörnern der Epidotgruppe darin andererseits, wobei dieser Vorgang in der Hauptsache unter Bedingungen der Albitepidotamphibolit-Fazies oder der Grünschiefer-Fazies vor sich gehen dürfte.

4. Die Fülle ist auf beide Anteile des Perthits unregelmäßig verteilt. — Dann wurde entweder die zweite Phase des Falles 3 übersprungen und die Entmischung des homogenen Ausgangsfeldspates erfolgte im wesentlichen sofort in der Albitepidotamphibolit-Fazies, wobei Ca und Na getrennte Wege gingen — oder die erste und zweite Phase verlief

wie im Falle 3, dann aber ist das Ca aus den Perthitadern wieder ausgewandert, was mir jedoch weniger wahrscheinlich erscheint.

Sicherlich gibt es Übergänge zwischen den genannten Erscheinungsformen, z. B. wenn Initialstadien des Feldspatzerfalles vorliegen, so ähnlich wie in freien Plagioklasen die Füllung schon bei relativ basischem Plagioklasuntergrund beobachtet wurde (Erdmannsdörffer [13] hat viele solche Beispiele gebracht, aber — oft mit Recht — anders erklärt; außerdem z. B. Tonalit der Warnsdorfer Hütte, Venedigergebiet).

Bei allen vier Zustandstypen ist die erste Bildungsphase die jeweils höchstemperierte, die bei 1, 3 und 4 mindestens der Amphibolith-Fazies angehört hat oder gar schmelzflüssig war. Man darf aber nicht vergessen, daß mit zunehmender Ca-Wanderung die Anwendbarkeit dieser Einteilung abnimmt.

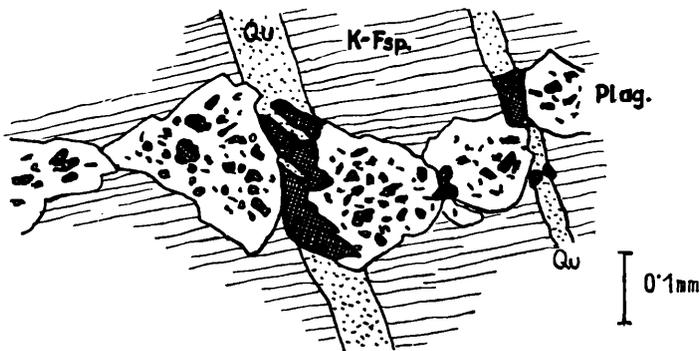


Abb. 2. Klinozoisit zwischen gefüllten Plagioklaskörnern auf Rupturen eines großen Kalifeldspats (Pegmatit von Znaim). Erklärung im Text.

Die Füllung der Perthitadern mit Hellglimmerflittern könnte — auch bei der Verwitterung (Exner) — ähnlich entstanden sein, da es möglich ist, daß in den Perthitadern zuerst etwas K eingebaut war; es kann aber das Kali auch erst eingewandert sein, was mir sogar wahrscheinlicher vorkommt (vergleiche Drescher-Kaden, 12).

Bezüglich des Alters der Mikrolithenentstehung kann noch eine Beobachtung von Wert sein: es gibt Perthite der verschiedensten Herkunftsorte (Znaim, CSR; Habachtal, Hohe Tauern), die zerbrochen sind und deren Klüfte in der Hauptsache mit Quarz ausgefüllt sind. In diesen Rupturen wachsen nun mehr oder weniger idiomorph Klinozoisite mit denselben optischen Eigenschaften, wie die Füllungsklinozoisite daneben besitzen. Die hier nach dem Zerbrechen des fertigen Perthits gesproßten Körner haben immerhin Größen von 0.1 mm. Es ist also nachweisbar, daß Klinozoisit in diesen Fällen auch noch sehr spät wachsen konnte, nach dem Kalifeldspatwachstum, nach dessen Perthitisierung und nach dessen Zerbrechung. Warum sollten sich nicht auch die Füllungsklinozoisite zur selben Zeit und aus denselben Lösungen entwickelt haben, wo die Kalifeldspate — wie schon die Zerklüftung beweist — zerrüttet und aufgelockert waren?

Daß die Plagioklaskornarten so spät noch viel labiler gewesen sein können als die Kalifeldspate und daß sie auch mit dem Klinozoisitwachstum auf den Rupturen in engster Beziehung standen, ersieht man auf folgenden Beispiel (Pegmatit westlich der Spodiumfabrik von Znaim, CSR; Abb. 2): Ein großer Perthit besitzt mehrere quarzgefüllte Rupturen, deren korrespondierende Bruchränder zum Teil etwas versetzt sind. Eingeschlossene Plagioklaskörner sind mit zerrissen, jedoch greift hier die Plagioklassubstanz eher in die Spalte hinein. Ausgerechnet zwischen den beiden Teilen der Plagioklaskörner sind nun auf den Spalten so große Klinozoisite gewachsen, daß sie das Lumen beinahe vollständig ausfüllen. Obwohl kaum anzunehmen ist, daß das Ca der anliegenden Plagioklase für diese Klinozoisitbildung gereicht hat — die Plagioklase sind außerdem noch gefüllt! —, so dürfte doch der Ca-Gehalt der Plagioklase zumindest die Grundlage für die Bildung der Kristallisationskeime der auf den Rupturen gewachsenen Klinozoisite geliefert haben, die dann unter Lösungszufuhr weiter wuchsen.

Da nun die Tatsache des Klinozoisitwachstums auf Rupturen des Perthits, die in vielen Fällen offensichtliche Abhängigkeit der Füllungsdichte vom primären Ca-Gehalt der Feldspatkornart und die Bevorzugung der breiteren Perthitadern gegenüber der zwischenliegenden K-reichen Feldspatkomponente — die die erfolgte Entmischung zum Perthit bereits voraussetzt — für ein nachträgliches Wachstum der Füllungsklinozoisite (sei es infolge Ca-Zufuhr — sei es durch Feldspatzerfall ohne Ca-Zufuhr) spricht, möchte ich die Vermutung aussprechen, daß die Füllungsklinozoisite im Perthit zumindest in der Mehrzahl der von mir beobachteten Fälle erst ganz spät gewachsen sind.

Drescher-Kaden (12, S. 236f.) hat die Möglichkeit einer späten Füllung der Perthitspindeln bereits erkannt und schließt daraufhin, daß — wenn eine nachträgliche Füllung der Perthitspindeln durch Zerfall innerhalb des großen Perthitkornes möglich ist — auch die älteren Einschlußplagioklase⁶⁾ in der gleichen Weise durch denselben späten Zerfall gefüllt werden könnten. Er hält aber eine zweite Erklärung noch für durchaus gleichberechtigt, daß nämlich: „jeder Plagioklasgeneration eine eigene Muskowit-Zoisit-Zerfallsperiode zuzuordnen“ sei, was ich jedoch nicht für wahrscheinlich halte, da dann z. B. in vielen Fällen nach der Ausbildung freischwimmender Schmelzflußplagioklase und noch vor deren Einschluß in homogene, hochtemperierte Kalifeldspate (die ebenso zum Teil noch schwebend gewachsen sein können) eine niedrigtemperierte Phase mit Plagioklaszerfall angenommen werden müßte.

O. H. Erdmannsdörffer (12, S. 292) denkt zwar bei den winzigen Füllungsmikrolithen in einem Kalifeldspat vom Vorderen Horn (Zillertaler Alpen) auch schon an „eine lokale Entmischung aus dem Or- und An-Gehalt des Kalifeldspates“, ansonsten aber tritt er durchaus für ein prämikroklines Alter der Füllungskörner ein. Als Argument

⁶⁾ Orientierte Einschlußplagioklase verfließen in einigen Proben mit den Perthitadern, haben nun denselben Ca-Gehalt und qualitativ — und manchmal auch größenmäßig — dieselben Füllungsmineralien.

dient ihm hauptsächlich die Füllung der Einschlußplagioklase, welche seiner Ansicht nach schon im gefüllten Zustand eingeschlossen wurden. (Ebenso bei E. Christa und L. Kölbl.) Er fand „im Granodiorit von Turnerkamp Klinozoisitstengel aus dem Plagioklas in den umhüllenden Mikroklin herausragend, und an anderen Stellen sowohl Muskowit- wie Klinozoisitmikrolithen aus dem Plagioklas herausgelöst frei im Mikroklin schwimmend“ (gesperret von Erdmannsdörffer). Das dabei wirklich Beobachtete ist aber auch durch postperthitische Feldspatfüllung erklärbar, wenn man einmal berücksichtigt, daß Erdmannsdörffer nur das „freie Schwimmen“, aber nicht das „Herausgelöstsein“ sehen kann, und wenn man sich dann vor Augen hält, daß die Grenze zwischen Perthit und Einschlußplagioklas den später wachsenden Füllungsmikrolithen ebenso wie den wandernden Lösungen kein großes Hindernis bieten dürfte.

Das Altersverhältnis der Feldspatfüllung zu den „Schriftquarzen“ (12) konnte in den vorhandenen Schliffen nicht klargestellt werden, weil erstere im allgemeinen keine Mikrolithen enthielten.

Wie schon mehrmals erwähnt, können auch Schachbrettalbite in etwa der gleichen Größe und Menge wie die Perthite Füllungsmikrolithe führen. In der Deutung der Schachbrettalbite als endometasomatische Umwandlungsprodukte der Wesentlich-Kalifeldspate in sehr saure Glieder der Plagioklasreihe stimme ich durchaus mit A. H. Stutz (Schweiz. Min. Petr. Mitt. 20, 1940) und Ch. Exner (15, 16, S. 392) überein. Ist die Füllung gleichmäßig über das ganze Korn verteilt, dann ist über die Zeit der Füllung in bezug auf die Schachbrettalbitisation nichts Sicheres auszusagen. Wenn aber die Mikrolithen an Plätzen angereichert sind, die den Adern eines Aderperthits entsprechen, dann kann man annehmen, daß die Füllung nach der Perthitentmischung, aber vor der Schachbrettalbitisation eingetreten ist.

Bei den beiden mituntersuchten Porphyroiden mit gefüllten Plagioklasen ist in den Perthiten nur eine feinste, aber dichte Glimmerfüllung besonders der Adern erkennbar. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Füllung nur durch Verwitterung entstanden ist, aber es ist auch durchaus möglich, daß sie mit der epizonalen Metamorphose der ursprünglichen Quarzporphyre zusammenhängt, die auch zur Serizitisierung der Grundmasse, zum minimalen Weiterwachsen der Kalifeldspate und bei einem der beiden Porphyroide auch zur teilweisen Myrmekitisierung der Einschlußplagioklase und Bildung von Klinozoisit in ihnen führte. Beide Vorkommen liegen jedenfalls in nächster Nähe größerer Granitgneismassen, die ansonsten vergleichbare Füllungserscheinungen, aber mit Hellglimmer und Klinozoisit im Perthit aufweisen.

Übereinstimmend mit der Regelung der Glimmermikrolithen in Plagioklasen, die C. Andreatta (2), sowie Gb. Dal Piaz und A. Bianchi (11) näher untersucht und beschrieben haben, gibt es auch eine Glimmerregelung in Perthiten. Sie wurde in zwei Fällen beobachtet. Einerseits im Augengneis von Umhausen im Ötztal, in welchem Hellglimmermikrolithen — aber auch die wenigen Biotitmikrolithen! — recht regelmäßig nach P, M und der Murchisonit-

ebene orientiert sind; andererseits im fast regellosen Granitgneis beim Amertaler See (Granatspitzgruppe, Hohe Tauern; Schriff von H. Holzer. — Regelung der Hellglimmer parallel P und M). Die von italienischer Seite beschriebenen Plagioklase stammten ebenfalls aus den Öztaler Bergen und den Hohen Tauern. — Die Beobachtung der Glimmerregelung ist ein Indiz mehr für die genetische Äquivalenz der Entstehung der Füllungsmikrolithen in beiden Feldspaten. Auch in den Perthiten ist die Regelung infolge der homogenen Verteilung beider — oder aller drei — von Glimmerflittern bevorzugten Orientierungen durch das ganze Korn nicht etwa als Anwachsregelung zu erklären, sondern diese Verteilung hängt vielmehr von gewissen Gitterebenen (Spaltebenen) im Inneren des fertigen Kristalls ab.

Eine Deutung der hier aus Perthiten beschriebenen Füllungsmikrolithen oder nur eines Teiles derselben als eingeschlossene Reste eines präexistenten Kornbestandes frühmagmatischer oder metamorpher Art, oder als „falsche Fülle“ im strengen Sinn von F. Angel (1) — also eine mechanische Durchmischung des Feldspats mit solchen Mikrolithen im Zuge einer Mylonitisierung und eine darauf folgende Rekristallisation — erschien mir in keinem der im folgenden angeführten Vorkommen angezeigt.

Zur örtlichen Verbreitung.

In Kalifeldspaten der im folgenden angeführten Fundorte wurden Füllungsmikrolithe (neben gefüllten Plagioklasen) beobachtet. Man erkennt daraus, daß das Vorhandensein von Füllungserscheinungen durchaus keinen Rückschluß auf die tektonische Zugehörigkeit eines Gesteines erlaubt, ebenso wie alle genannten Gesteinskörper nicht gleich alt sein werden. Man darf aber erwarten, daß sie ohne Ausnahme zumindst eine hochtemperierte und dann eine tieftemperierte Phase durchschritten haben, also durchaus nicht „aus einem Guß“ sind. Beide Phasen können nun eng verbunden gewesen sein, mir will es aber scheinen, als hätten sie keinen notwendigen Zusammenhang, so daß sie auch auf verschiedene Zyklen verteilt sein können. — Aus den mittleren Hohen Tauern wurde nur eine beschränkte Anzahl von Beispielen angeführt.

Tektonische Einteilung nach L. Kober, 1938, (22).

Abkürzungen: Perthit: Pt; Plagioklas: Plag; Füllungsklinozoisit oder -zoisit: Zo; Füllungsmuskowit: Mu. — Maße in Millimetern.

1. Pennin, Hohe Tauern.

Zillertaler Alpen; O. H. Erdmannsdorfer (13, S. 291) erwähnte bei Pt nur ganz vereinzelt sehr winzige und dünn verteilte Kristalliten von Zoisit und Muskowit in porphyrtartigem Granit vom NW-Fuß des Vorderen Horns.

Porphyroid südlich der Krimmler Trias von Neukirchen (17). Plag und Pt schwach gefüllt, in Pt Mu bis 0·005. — Verwitterungserscheinung?

Granitoide Knolle im Hachelkopfkalk, Ausgang Untersulzbachtal (17). Pt und breite Albitsäume schwach gefüllt.

Granitgneis vom Südrand der nördl. Sulzbachzunge, Obersulzbachtal (25, 17). Besonders in Pt-Adern einzelne Zo bis 0·04, Zo-Eier bevorzugt (nun verheilte) Sprünge des Pt.

Granitgneis der nördl. Sulzbachzunge, ö. Untersulzbach. (25, 17). Relativ sehr starke „Fülle“ des Pt (0·013), nur geringe Bevorzugung der Adern.

Porphyroidgneis der nördl. Sulzbachzunge, ö. Untersulzbach (17). In roten Reliktkaiefeldspaten Zo von Rupturen ausgehend, 0·04; auf Pt-Adern bis 0·02.

Porphyrgranitgneis, N-Rand der südl. Sulzbachzunge, Untersulzbach (17). Nach der Verschleierung sind im Gestein Zo, Mu, und Biotit gewachsen. Großer Zo (0·08) überschreitet Grenze von Einschluß-Plag zu Pt. Besonders in Pt-Adern: Zo (0·005).

Zweiglimmergneis, südl. Sulzbachzunge, Untersulzbach (25, 17). Pt fast füllungsreich, zum Teil schachbrettalbitisiert und dann deutlich gefüllt (Mu bis 0·03; Zo bis 0·04; Kalzit). Myrmekitreste. Füllungsmineralien übergreifen Plag-Pt-Grenze. — Füllung jünger als Schachbrettalbitisation!

Granitoide Scholle im Heuschartenkopf-Gneis, Peiting-H.A. (17). In Plag schütterere „Fülle“ von Mu und Zo. Viel freier Klinozoisit im Gestein, außerdem in quarzerfüllten Rupturen von Plag und Pt. Wenig Zo und Mu im Pt; bevorzugt in den Adern.

Granitgneis, Habachzunge, W. Kramer Alm (25, 27, 17). Füllung in Adern sehr schwach, zum Teil abhängig von Entfernung zum nächsten gefüllten Plag.

Verflaserter Zentralgneis, Habachzunge, bei Feschwand (17). Pt völlig schachbrettalbitisiert, schütter mit Zo gefüllt.

Im Zentralgneis von Granatspitzkern hat zuerst Cornelius (9) „gelegentlich einzelne klare Muskowitschüppchen“ gefunden, die „nicht an die K-Feldspatsubstanz, sondern an mikropertthitische Einlagerungen geknüpft sind“. Sie wurden nun in Schliffen vom Schappmantörl (Schliff von H. Holzer), Enzingerboden, und vom Finsterkar beim Amertaler-See (Schliff von H. Holzer) wieder gefunden. Im Finsterkar sind die Mu (0·015) in Pt parallel M und P geregelt.

Porphyrgranitgneis, Sonnblick-Kern, Krumlkees (31, 15). Relativ starke und grobe Füllung mit Zo (bis 0·05), Mu, Kalzit, fast nur in Pt-Adern; Daneben reich gefüllte Plagioklase; besonders Zo (bis 0·12).

Augengneis, Sonnblick-Kern, Bruch über Schloß Groppenstein, Mölltal (15, 31). Verhältnismäßig zahlreiche Zo, bevorzugt in Pt-Adern. Reicher Zo im Einschluß-Plag.

2. Unterostalpin.

Aspanger Granit, Kaiserbauer bei Schäffern, N.-Ö. (34, 30, 39, 35). In zonarem, gefülltem Plag geregelter Mu, Zo-Eier und -Sträucher. — In Pt sehr feiner Zo (0·01 lang) ohne deutliche Verteilungsregel.

Augengneis, Mönichswald, O-Steiermark (35, 36). In Pt praktisch nur Zo, eher in Adern. Einschlußplag stark gefüllt: Mu, Zo bis 0·2 (!), Biotit. Diese auch im relativ sehr dicht, aber feiner gefüllten Myrmekit.

Hasentalporphyroid, Steinhaus am Semmering (9). In Pt-Adern feinste aller Füllungen (nur Mu?). Einschlußplag stark, aber sehr fein gefüllt mit Mu, daneben Ansätze zu Zo-Sträuchern (!); zum Teil myrmekitisiert.

3. Mittel- und Oberostalpin.

Schladminger Granitgneis, W.H. Tetter, Untertal, Schladming (20). In den sehr feinen Pt-Adern vereinzelt Zo. — Plag fein, aber dicht gefüllt; gegenüber sonst relativ grober Zo und Mu im Myrmekit. Zo (0·1) und Mu auf Pt-Rupturen.

Granit, Bösenstein, westl. St. Lorenzen (21). Kaliefeldspate nicht perthitisch; ungefüllt, Zo in Myrmekit.

Seckauer Granit, 1 km nördl. Kraubath: stellenweise, ohne Verteilungsregel Zo (bis 0·02) und Mu in Pt. Plag stark mit Mu und Zo (0·02) gefüllt.

Seckauer Granit, Ingering. In Pt einzelne Zo (bis 0·01). Plag dicht mit Zo (0·02) und weniger Mu (0·03) gefüllt.

Augengneis Parthenen (Silvretta). Pt bis Einfachmikrolin, erstaunlich dicht und gleichmäßig mit feinstem Mu und Zo (0·005) ohne Verteilungsregel gefüllt. In Plag Zo-Besen (0·02), wenig Mu. Myrmekite fast ungefüllt.

Granitgneis Umhausen, Ötztal (19, 18), große Kaliefeldspat-Augen, darin Zo (bis 0·03), häufiger Mu-Blätter (meist 0·03, bis 0·15), die parallel P und M und der Murchisonitebene des Pt orientiert sind; einige ebenso orientierte Biotite (0·08). — Plag füllungsarm, Myrmekit meist ungefüllt.

4. Karpaten.

Granit, Hundsheimer Berge (34). Einzelne Zo besonders in Pt-Adern (bis 0·01); detto in Haufen bis 0·1 Länge.

5. Moravikum.

Pegmatit von Znaim, Spodiumfabrik (37). Pt in breiteren Adern deutlich mit Zo (bis 0·015) gefüllt. Auf Rupturen in Pt Zo bis 0·1 lang.

Granit von Znaim, Porzellanfabrik (37). Plag deutlich sekundär und bevorzugt entlang Sprüngen gefüllt (Mu, Zo). In Myrmekit wenig Zo. Pt mit vereinzelt Zo in oder bei Perthitadern (bis 0·01).

Granit, Roggendorf, N.-Ö. (37). Wenig Zo (bis 0·01) besonders in Pt-Adern.

Granit, Maissau, Gemeindesteinbruch (29, 37). Einige winzige Zo ohne Verteilungsregel im Pt, ausnahmsweise 0·05 in Ader. — Wenig Zo in Plag. — Albitsaubildung bis 0·2 breit, ausnahmsweise myrmekitisiert!

6. Moldanubikum. Füllungserscheinungen in Perthiten nur Ausnahmen!

Weinsberger Granit, Schwertberg, Poschacher-Bruch (28, 24), Plag zum Teil grob gefüllt, Mu und sehr wenig Zo (bis 0·15). In Pt Mu, Kalzit und sehr selten Zo (bis 0·005); spärlich und auf Adern beschränkt.

Sicherlich erhebt diese Aufzählung keinen Anspruch auf Vollständigkeit — es ist dies vielmehr ein erster Schritt, bei dem die regionale Verteilung der Füllungserscheinungen bloß skizziert wird.

Derzeit sind diese Beobachtungen und die darauf basierenden genetischen Überlegungen besonders für die Deutung der Zentralgneise der Hohen Tauern wichtig, denn man kann bei diesen durch das Vorkommen von gefüllten Perthiten erkennen, welche große Anteile der Granitgneise vor der niedrig temperierten „Zentralgneisfazies“ schon in hochtemperierter, schmelzflüssiger oder zumindest der Amphibolitfazies angehöriger Form vorgelegen haben müssen. Da aber das mit den Zentralgneisen in engster Verbindung stehende Mesozoikum nur bis zur Grünschiefer- bis Albitepidotamphibolitfazies — also gleich der „Zentralgneisfazies“ — aufgewärmt erscheint, wird es richtig sein, als Ausgangsmaterial der Zentralgneise, soweit sie gefüllte Perthite enthalten, vormesozoische, hochtemperierte Granite oder Granitgneise anzunehmen. Dasselbe gilt auch im wesentlichen für den Komplex der Grobgneise des Mürztales bis zum Birkfelder und Aspanger Granit, wobei die alpidische Aufwärmung in dieser Gegend noch etwas geringer war, als in den Hohen Tauern. Auch der Seckauer- und Bösensteingranit waren einst hochtemperiert! — Dies sind nur einige Hinweise auf die Anwendbarkeit der vorstehenden Beobachtungen für die Geologie, die gerade jetzt von Vorteil sein können, wo von etlichen dieser Granitgneiskörper angenommen wird, daß sie entweder durch niedrig temperierte Intrusion oder ebenso niedrig temperierte Granitisation (Transformation) entstanden seien.

Literatur.

1. Angel, F., Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 67, 1930.
2. Andreatta, C., Analisi strutturali di rocce. III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneiss. „Periodico de Mineralogia“; IV, 1933.
3. — detto. IV. Disposizione dei microliti micacei in plagioclasti di rocce intrusive. Ebenda, V, 1935.
4. Becke, F., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. Ak. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., 75/1, 1913.
5. Christa, E., Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. Geol. B.-A., 1931.
6. — Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklasen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 16, 1936.
7. Cornelius, H. P., Zur Deutung gefüllter Feldspate. Ebenda, 15, 1935.

8. Cornelius, H. P., Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspate. Ebenda, 17, 1937.
9. — Das Hantalporphyroid. Verh. Geol. B.-A., 1938.
10. — und Clar, E., Geologie des Großglocknergebietes. I. Teil. Abh. Zweigst., Wien, R.-A. f. Bodenf., 25, H. 1, 1939.
11. Dal Piaz, Gb., u. Bianchi, A., Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e Regioni limitrofe. Mem. dell' Ist. Geol. della R.-Università Padova, 10, 1934.
12. Drescher-Kaden, F. K., Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Springer Verl., Berlin 1948.
13. Erdmannsdörffer, O. H., Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. Chemie der Erde, 15, 1943.
14. — Über Intergranulärsymplektite und ihre Bedeutung. Nachr. Ak. Wiss., Göttingen. Math.-naturw. Kl., 1946.
15. Exner, Ch., Tektonik, Feldspatabbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. III F., 1, 1949.
16. — Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein- und Rauristal. Sitzber. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 158, Wien 1949.
17. Frasl, G., Die beiden Sulzbachungen. Jb. Geol. B.-A., 1953.
18. Hammer, W., Der granitische Kern der Stubai-Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. Jb. Geol. B.-A., 78, 1929.
19. Hradil, G., Über Gneise der Ötztalermasse. Jb. k. k. geol. R.-A., 61, 1911.
20. Ippen, J. A., Gesteine der Schladminger Tauern. Mitt. naturw. Verein. Steiermark, 5, 1901.
21. Kittl, E., Die Gesteine der Bösensteinmasse. (Rottenmanner Tauern.) Jb. Geol. R.-A., 69, 1919.
22. Kober, L., Der geologische Aufbau Österreichs. Springer Verl., Wien 1938.
23. Köhler, A., Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese. Tscherm. min.-petr. Mitt. 3. Folge, 1, 1948.
24. — Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. Tscherm. min.-petr. Mitt. 3. Folge, 1, 1948.
25. Kölbl, L., Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 141, 1932.
26. Laves, F., Phase relations of the alkali feldspars. I. und II. Teil. Journal of Geology., 60, 1952.
27. Leitmeier, H., Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Tscherm. min.-petr. Mitt. 49, 1937.
28. Maroschek, E. F., Beiträge zur Kenntnis des Granites von Mauthausen in Oberösterreich. Tscherm. min.-petr. Mitt., 43, 1931.
29. Mocker, F., Der Granit von Maissau. Tscherm. min.-petr. Mitt., 29, 1910.
30. Mohr, H., Geologie der Wechselbahn. Denkschr. Ak. d. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., 82, 1914.
31. Prey, S., Zur Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 1936 (1937).
32. Ramberg, H., The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. The University of Chicago Press, 1953.
33. Richarz, P. St., Der südliche Teil der kleinen Karpaten und die Hainburger Berge. Jb. k. k. geol. R.-A., 58, 1908.
34. — Die Umgebung von Aspang am Wechsel. Jb. k. k. geol. R.-A., 61, 1911.
35. Schwinner, R., Die Zentralzone der Ostalpen. In Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. II. Aufl. Deuticke Verlag, Wien 1951.
36. — Zur Geologie der Oststeiermark. Die Gesteine und ihre Vergesellschaftung. Sitzber. Ak. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., 141, 1932.
37. Waldmann, L., Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. Deuticke Verlag, Wien 1951.
38. Weinschenk, E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Central-Alpen; speziell des Groß-Venedigerstockes. II. Über das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abh. Bayr. Ak. d. Wiss., 18, 1894.
39. Wieseneder, H., Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. I. Teil (Umgebung von Aspang—Kirchberg). Tscherm. min.-petr. Mitt., 42, 1931.
40. Foullon, H. B. v., Über die Gesteine und Minerale des Arlbergtunnels. Jb. k. k. geol. R.-A., 35, 1885.