

Zur Kristallisationsgeschichte des penninischen Altkristallins beim Spannagelhaus (Tuxer Hauptkamm, Tirol)

VON VOLKER HÖCK *)

Mit 1 Tafel als Beilage

Inhalt

Einleitung

Gesteinsbeschreibung

Quarz-Hornblende-Biotitschiefer

Quarz-Biotitschiefer, z. T. mit Feldspatagen (Metablastite)

Biotitführende Augengneise

Metagranit

Kristallisationsgeschichte

Die ältere Metamorphose

Die jüngere Metamorphose (Tauernkristallisation)

Das Alter der Metamorphose

Zusammenfassung

Die penninische Altkristallinserie beim Spannagelhaus läßt sich in Quarz-Hornblende-Biotitschiefer, Quarz-Biotitschiefer, z. T. mit Feldspatagen und in biotitführende Augengneise unterteilen. Bestimmte Alkalifeldspäte, aber auch Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit (?) deuten darauf hin, daß diese Altkristallinserie ihre Entstehung einer hochtemperierten Metamorphose verdankt, die möglicherweise bis an die Anatexis heranreicht.

Von einer zweiten, jüngeren Metamorphose (Tauernkristallisation), die auch die anschließenden Gebiete der mesozoischen Schieferhülle ergriff, wurde der Mineralbestand der älteren Kristallisation der Grünschieferfazies angepaßt. Die ältere Metamorphose ist sehr wahrscheinlich dem variszischen Orogenzyklus zuzuordnen, die jüngere sicher dem alpidischen.

Einleitung

Vorliegende Arbeit ist ein Teil meiner Dissertation, die am Geologischen Institut der Universität Wien unter Leitung von Herrn Prof. Dr. CH. EXNER verfaßt wurde. Herrn Prof. EXNER und Herrn Prof. FRASL danke ich für zahlreiche Anregungen.

Das bearbeitete Gebiet umfaßt den Bereich des Tuxer Hauptkammes vom Opperer über die Gfrorne Wand bis zur Friesenberg Scharte (im SE bereits außer-

*) Adresse des Autors: Dr. VOLKER HÖCK, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, F.-Porsche-Straße 8/7, A-5020 Salzburg.

halb der Kartenskizze, Taf. 1), weiters das Gebiet des Gfrorne Wand Keeses und eine nach NE reichende Zunge, die sich über das Sandeck bis nach Waldeben erstreckt. Westlich der Linie Olperer—Großer Kaserer schließt sich das Altkristallgebiet des Wildlahnerferners, des obersten Wildlahnertales und des Steinernen Lammes an. Das Altkristallin, das über das eben umgrenzte Gebiet hinaus Teile des Tuxer- und Zillertaler Kammes aufbaut, wurde von verschiedenen Autoren unter dem Begriff „Zentralgneis“ zusammengefaßt, ist aber in verschiedene Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite auflösbar. B. SANDER erkannte die uneinheitliche Zusammensetzung des „Zentralgneises“ und nahm bereits (1911, p. 299—306) eine Trennung in A-Gneise (vorwiegend Orthogneise) und B-Gneise (im wesentlichen Paragneise, die durch Riesenlagenbau gekennzeichnet sind) vor. Zweifellos ist ein Gegensatz in der Textur gegeben; er wird besonders zwischen Gr. Kaserer und Olperer, aber auch in den Nordabstürzen der Gfrornen Wand sichtbar, wo sich die Gesteine der Altkristallinserie durch ihre Paralleltextur eindeutig von den massigen Metagraniten unterscheiden. Mir scheint eine petrographische Trennung, wie sie im folgenden vorgenommen wird, günstiger zu sein, da die Grenzziehung zwischen A- und B-Gneisen oft nicht eindeutig ist. Die häufigsten Gesteinstypen sind Quarz-Hornblende-Biotitschiefer, Quarz-Biotitschiefer z. T. mit Feldspatäugen (Metablastite), biotitführende Augengneise, Aplite und schließlich Metagranite. Porphyrgneise, wie sie von FRISCH (1968 und 1969) aus dem östlich anschließenden Gebiet beschrieben wurden, fehlen.

Gesteinsbeschreibung

Quarz-Hornblende-Biotitschiefer.

Das Vorkommen dieser Gesteinsgruppe ist ziemlich eng begrenzt, es erstreckt sich von der Friesenbergscharte bis zur Oberen Schwarzen Platte südöstlich des Spannagelhauses. Weiter im NW sind die Quarz-Hornblende-Biotitschiefer nur an einer Stelle unmittelbar N der Gletscherzunge des Gfrornen Wand Keeses aufgeschlossen.

Die Paralleltextur der sehr feinkörnigen, graubraunen Schiefer wird durch die Einregelung von Biotit und Hornblende hervorgerufen. Quarz, tschermakitische Hornblende (z. T. mit barroisitischem Charakter) und Biotit bilden die Hauptgemengteile. Kleine Quarzkörner sind zusammen mit jungen, xenomorphen Albitkörnern zu einem Pflaster verwoben, das gleichmäßig das ganze Gestein durchzieht. Größere Plagioklase mit amöboiden Umrißformen und wenig Klinozoisitmikrolithen sind ausgesprochen selten. Sie gehören offensichtlich einer älteren Kristallisationsphase an. Biotit bildet kleine, tafelige, häufig mit Titanit, Epidot und Quarz gefüllte Kristalle von hellbrauner Farbe, die in vielen Fällen streifig mit Chlorit verwachsen sind. Die Hornblende, nach Quarz das häufigste Mineral, hat tschermakitischen bis barroisitischen Charakter. Häufig sind Quarzkörner, Titanit, Klinozoisit, Karbonatkörner, Hellglimmer und Biotit in sie eingeschlossen. Weiters finden sich Klinozoisit, Chlorit (Klinochlor) und Titanit.

Quarz-Biotitschiefer, z. T. mit Feldspat-Augen (Metablastite)

Diese Serie umfaßt im wesentlichen das Gebiet SSW des Spannagelhauses, die Gletscherschliffe im Norden des Gfornen Wand Keeses und teilweise auch den Kristallinlappen, der bis Waldeben zieht. Am Großen Kaserer zeigen die Quarz-Biotitschiefer kaum Alkalifeldspatwachstum, wohl aber im hinteren Wildlahnerthal. Die Kristallinlamelle zwischen den Karbonatgesteinszügen W des Steinernen Lammes ist im wesentlichen feldspatfrei.

Die Verteilung der Alkalifeldspäte im Gelände ist recht unregelmäßig, d. h.: man findet alle Übergänge von vollkommen alkalifeldspatfreien Schiefen, die nicht eigens ausgeschieden sind, bis zu dicht mit Alkalifeldspatporphyroblasten gepackten Gesteinen. Nördlich der Gfornen Wand ist eine Tendenz dahingehend zu beobachten, daß die Anzahl der Alkalifeldspäte von N nach S hin mit der Annäherung zum Metagranit zunimmt, dagegen liegt im W die Zone reichster Feldspatführung im hinteren Wildlahnerthal, während die granitnäheren Partien fast zur Gänze feldspatfrei sind.

Quarz und Albit kommen auch hier in kleinen Körnern vor, die miteinander zu einem Quarz-Albit-Pflaster verwoben sind. Größere vortauernmetamorphe Plagioklase sind äußerst selten. Der Biotit zeigt die gleichen Erscheinungen wie oben beschrieben: hellbraune, z. T. grünlichbraune Farbe, Einschlüsse von Titanit und Epidot, und Titanitkränze um korrodierte Biotite. Streifenförmige Parallelverwachsung mit Chlorit ist selten. Überdies ist reichlich Hellglimmer vorhanden, wenn er auch mengenmäßig gegenüber dem Biotit zurücktritt. Die schwach grüne Eigenfarbe deutet auf phengitischen Hellglimmer. An wenigen Punkten sind nesterartige Anhäufungen von phengitischem Hellglimmer, Biotit und untergeordnet Chlorit (Rhipidolit) vorhanden. Sowohl Hellglimmer und Biotit, als auch Hellglimmer und Chlorit und schließlich Hellglimmer allein sind in feinen, schmalen Lamellen miteinander parallel verwachsen. Ich denke bei diesen Anhäufungen am ehesten an Pseudomorphosen nach Cordierit. Sie sind recht gut mit den Pseudomorphosen im Metagranit des Granatspitzkernes (FRASL 1967) vergleichbar, namentlich mit solchen, die aus stärker tektonisch beanspruchten Zonen stammen. Die Ursache dafür, daß nur noch in wenigen Fällen kleine, elliptische Nester und Knötchen vorhanden sind, die die ursprünglichen Umrissformen erkennen lassen, ist in der gerade in diesem Raum recht kräftig wirkenden alpidischen Metamorphose und Durchbewegung zu suchen. Möglicherweise verbergen sich hinter manchen Glimmerfasern und -lagen ebenfalls Pseudomorphosen.

Die Alkalifeldspäte sind häufig rundliche bis langgestreckte, immer xenomorphe Individuen mit einem Durchmesser von 0,3—0,5 mm. Der Achsenwinkel $2V_x$ schwankt zwischen 60° und 80° . Gitterung ist meist nicht oder nur sehr undeutlich vorhanden. Der perthitische Albit (Faser- und Aderperthit) ist meist polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwilligt. Einschlüsse von alpidisch gewachsenem Albit, Biotit, Quarz, Hellglimmer und Karbonat als Verheilung alter Rupturen sind sehr häufig. Anzeichen eines Wachstums aus einem hochmobilen

Medium (FRASL 1954) fehlen: Idiomorphie, zonar geregelte Biotit- und Plagioklaseinschlüsse.

Akzessorisch findet man Chlorit, Klinozoisit, Titanit, Zirkon und Granat.

Biotitführende Augengneise

Von den oben besprochenen Gesteinstypen unterscheiden sich die Augengneise durch einen großen Anteil alter Plagioklase. Die Verbreitung erstreckt sich über das ganze Kristallgebiet. Man findet die biotitführenden Augengneise sowohl N der Friesenbergscharte, als auch in der Umgebung des Spannagelhauses, bei den Gletscherschliffen N des Gfrorne Wand Keeses, um den Gr. Kaserer und im Wildlahnertal beim Steinernen Lamm. Zwei Zentren der Alkalifeldspatführung liegen ähnlich wie bei den Quarz-Biotitschiefern im N des Gfrorne Wand Keeses bei den Gletscherschliffen und beim Steinernen Lamm, während die übrigen Gebiete arm oder sogar frei von Alkalifeldspäten sind.

Wie schon erwähnt, treten hier große Plagioklase auf, deren Entstehung einer älteren Kristallisationsphase als der alpidischen angehört. Die Plagioklase sind zwischen 0,2 und 1,3 mm groß, lamelliert und stets mit xenomorphen Umrißformen. An-Gehalt 5—14%. An Zwillingengesetzen kommen das Albit- und das Periklingesetz vor. In diesen Plagioklasen finden sich regelmäßig Mikrolithenschwärme, bei denen das Mengenverhältnis von Hellglimmer zu Klinozoisit wechselt. Die räumliche Verteilung zeigt meist ein ungeordnetes Haufwerk der Füllungsminerale, das sich über den ganzen Kristall hinzieht. Nur selten läßt die Anordnung der Füllungsminerale Spuren der ursprünglichen Idiomorphie erkennen. Die Plagioklase sind häufig zersetzt und werden von frischgesproßten Albitkörnern verdrängt. Viele dieser Plagioklase zeigen Merkmale prätauernkristalliner Deformation, Rupturen, rekristallisierte Bruchstücke und Verschiebungen. Auch Alkalifeldspat wird in den meisten Schliffen angetroffen; es handelt sich um längliche, xenomorphe Körner mit einer Größe von 0,6—3,5 mm. Der Achsenwinkel $2V_x$ ist mit 58° — 65° recht gering (Relikt ursprünglicher Orthoklase?). Nur vereinzelt findet man Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Mikrolingitterung ist in den meisten Fällen recht deutlich, Perthitausscheidungen in den verschiedensten Formen stets vorhanden. Die reichlichen Plagioklaseinschlüsse zeigen keinerlei Regelmäßigkeit in ihrer Anordnung. Etwas größere Plagioklaskörner sind nur teilweise von Alkalifeldspat umschlossen, wobei der letztere häufig in Lappen um den Plagioklas, aber auch um andere Minerale herumgreift, die beim Wachstum des Alkalifeldspates zur Gänze oder wenigstens teilweise eingeschlossen wurden. Solche Einschlüsse sind neben Plagioklas im wesentlichen Quarz, Hellglimmer, aber auch Erz und Karbonat. Sie stammen durchwegs aus dem Grundgewebe. Häufig ziehen Risse und Rupturen durch einzelne Körner als Zeugen einer starken Durchbewegung, die jünger ist, als die ursprüngliche Kristallisation der Alkalifeldspäte. Diese Rupturen sind durch frische, im Zug der letzten Metamorphose gewachsene Albite, Biotite und Karbonate ausgeheilt. Spezifische Anzeichen eines Wachstums der Alkalifeldspäte aus einem hochmobilen Medium fehlen. Ferner findet man reichlich Biotit und Hellglimmer von der gleichen Art wie in den Quarz-Biotitschiefern, wobei sich hinter

langgestreckten Zügen von Biotit und Hellglimmer möglicherweise auch hier wieder ausgewalzte und in die Länge gezogene Cordieritpseudomorphosen verbergen. Klinozoisit, in seltenen Fällen Orthit, Titanit und Granat sind als Akzessorien vorhanden.

Metagranit

Der massige Metagranit umfaßt im wesentlichen den Olperer, den Gipfel-
aufbau des Falschen Kaserers und zieht von dort nach W über den Wildlahner
Grat bis zu den Markschröfen. Weiter im E tritt er nur mehr in zwei kleinen
Stöcken in den etwas nach N vorgerückten NE-Abstürzen der Gfornen Wand
auf. Kleinere Granitpartien finden sich im N der Friesenberg Scharte. Soweit die
Kontakte zwischen Metagranit und Schiefen bzw. Gneisen studiert werden
konnten, sind sie scharf. Es liegen hier z. B. Quarz-Biotitschiefer neben Metagranit
ohne daß ein Übergang zu bemerken wäre. Am Falschen Kaserer und am Wild-
lahner Grat ist der Kontakt tektonischer Natur. Die zum Teil stockförmigen
Umrisse zeigen, daß die Intrusion der hellen Granite jünger ist, als das Alter der
sie umgebenden Schiefer und Gneise. Relikte kontaktmetamorpher Erscheinungen
fehlen an der Grenze zwischen Granit und Schiefen. Der Granit selbst ist sehr
hell, besitzt nur wenig Biotit, die Struktur ist mittelkörnig und die Schieferung
nur schwach ausgeprägt. Die Alkalifeldspäte liegen meist in Form leistenförmiger,
bis 2 mm großer Individuen vor. Der Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 76° — 80° .
Die Kristalle sind regelmäßig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Gitter-
ung und Perthitbildung erfaßt in den verschiedensten Formen fast alle Körner.
Einschlüsse von Plagioklas sind häufig, Regelungen wurden keine erkannt. Nur
an einem Korn konnte ein Zonarperthit beobachtet werden, der einen Hinweis
gibt, daß der Granit aus einem hoch teilbeweglichen Medium auskristallisierte
(FRASL 1954). Häufig sind deutliche Risse und Rupturen, die bei der Rekrystalli-
sation durch Karbonat oder Quarz, selten durch Biotit verheilt sind. Entlang
dieser Rupturen werden Teile der Alkalifeldspäte gegeneinander versetzt. Die
polysynthetisch verzwillingten Plagioklase sind meist gefüllt, der An-Gehalt
beträgt 6—11%. Die nicht allzu dichte Klinozoisitfülle läßt auf einen relativ
sauren Plagioklas im ursprünglichen Granit schließen. Die prätauernkristalline
Durchbewegung zerbricht ebenfalls einen großen Teil der Plagioklase. Diese
Rupturen werden von Biotit, Karbonat, aber auch von jungem Quarz verheilt.
Die Biotite zeigen die charakteristische grünlich-braune Farbe und sind durch
zahlreiche Einschlüsse von opakem Erz, Epidot und Titanit charakterisiert. Mit-
unter sind Biotite bereits streifig mit Chlorit verwachsen. Dazu kommen Hell-
glimmer, opakes Erz, Epidot und Zirkon.

Kristallisationsgeschichte

Aus dem bisher Gesagten kann man folgendes ableiten:

Vom Mineralbestand der letzten Kristallisation (Tauernkristallisation), kann
ein älterer Mineralbestand eindeutig abgetrennt werden. Dieser ältere Mineral-
bestand ist beim Metagranit wohl auf die Erstkristallisation aus der Schmelze,

bei den Quarz-Biotitschiefern und den biotitführenden Augengneisen auf eine hochtemperierte Metamorphose zurückzuführen. Durch eine starke Durchbewegung, die sich in der Zerbrechung und Zertrümmerung des alten Mineralbestandes manifestiert, ist die ältere Kristallisation von der jüngeren getrennt.

Die ältere Metamorphose

Es sei zunächst der Mineralbestand der älteren Kristallisation betrachtet, und zwar zuerst für die Metagranite. Die besten Aussagen liefern dazu die Plagioklase und Alkalifeldspäte. Die Plagioklase lassen aus der mengenmäßigen Verteilung und aus der Anordnung der Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithen den ursprünglichen nicht allzu hohen Anorthitgehalt zumindest annäherungsweise erkennen. Die Alkalifeldspäte dürften zwar ursprünglich als Orthoklase vorgelegen sein, wie die Hinweise des Kristallisierens aus einem hochmobilen Medium zeigen, sind aber jetzt weitgehend in Mikrokline übergeführt. Die ursprünglichen Biotite dürften, wie die zahlreichen Einschlüsse andeuten, einen relativ hohen Ti-Gehalt besessen haben. Außerdem findet man häufig alte Quarze. Fassen wir kurz zusammen, so ergibt sich folgender vortauernkristalliner Mineralbestand der Hauptgemengteile: Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Biotit.

Wesentlich komplizierter liegen die Verhältnisse bei den Quarz-Biotitschiefern und den biotitführenden Augengneisen. Bei den Schliffbeschreibungen wurde gezeigt, daß die Alkalifeldspäte älter als die junge Kristallisation sind. Sie zeigen, wie bereits oben ausgeführt wurde, keinerlei Anzeichen eines Wachstums aus einem hochmobilen Medium. Für eine weiträumige Stoffzufuhr, wie sie G. FUCHS (1958 p. 216) zur Deutung der Alkalifeldspäte in Gesteinen aus dem Gebiet zwischen Groß Venediger und Granatspitzkern, die den Quarz-Biotitschiefern und den biotitführenden Augengneisen vergleichbar sind, heranzieht, ist kein Anhaltspunkt gegeben. Vielmehr scheint es mir, daß die Alkalifeldspäte und ebenso die Corderite (?) ihre Entstehung einer hochtemperierten Metamorphose verdanken, die bereits an den Bereich der Anatexis heranreicht. Erst in letzter Zeit hat H. G. F. WINKLER (1966) auf die Bedeutung der Anatexis für die Genese der Migmatite aufmerksam gemacht. Er zeigte auch, daß es bereits vor der Anatexis unter bestimmten Bedingungen zur Bildung der Alkalifeldspäte kommen kann. Dabei entstehen aus Muskovit, Biotit und Quarz \rightarrow Cordierit, Kalifeldspat und Wasser. Wegen des meist vorhandenen Überschusses an Biotit und Quarz bleibt ein erheblicher Rest dieser Minerale nach der Reaktion übrig, während Muskovit völlig verschwindet. Dies läßt sich recht gut auf den Geländebefund anwenden. Alkalifeldspat und z. T. Quarz erwiesen sich als Relikte, die bereits vor der alpidischen Metamorphose vorhanden waren. Die Verwachsungen von Biotit und Hellglimmer, von Chlorit und Hellglimmer und schließlich von Hellglimmer allein, deuten auf das wahrscheinliche Vorhandensein eines voralpidischen Cordierits. In vielen Biotiten finden wir Entmischungserscheinungen wie Sagenitgitter, Titaniteinschlüsse und pleochroitische Höfe um eingeschlossene Zirkone, die den Rückschluß auf einen vortauernmetamorphen Biotit nahelegen. Der Hellglimmer selbst zeigt keinerlei Hinweise auf voralpidische Alter und dürfte zur Gänze der alpidischen Metamorphose zuzuschreiben sein.

Die allerdings nicht sehr intensive aplitische Injizierung der Schiefer und Gneise (besonders bei den Gletscherschliffen des Gfrotne Wand Keeses) erfolgte in Zusammenhang mit der Metablastese und der teilweise beginnenden Aufschmelzung der tiefer gelegenen Teile der ursprünglichen Gneise.

Die Metagranite zeigen keinerlei genetische Beziehungen zu der Altkristallinserie. Diese Granite sind wie ihre Stockform und die scharfe Umgrenzung zur Altkristallinserie zeigt, auf eine offensichtlich jüngere, wohl aber noch voralpidische Intrusion zurückzuführen.

Die jüngere Metamorphose (Tauernkristallisation)

Welche Auswirkungen hat nun die alpidische Metamorphose auf diesen alten Mineralbestand? Das wesentliche Merkmal der alpidischen Metamorphose ist die Koexistenz zwischen Hellglimmer und Chlorit neben Biotit, also ein typisches Kennzeichen der Grünschieferfazies, genauer der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies.

Der alte Plagioklas wurde entmischt, der Anorthitgehalt den neuen pT Bedingungen angepaßt und das überschüssige Ca in Form der Klinozoisitmikrolithen ausgeschieden. Auch die neugebildeten Albite dürften zum Teil auf den Zerfall der alten Plagioklase zurückgehen, z. T. stehen sie in enger Beziehung zu den Schachbrettalbiten oder schachbrettalbitisierten Teilen der Alkalifeldspäte, so daß es durchaus möglich erscheint, daß die Albitporphyroblasten durch Umlagerung und Rekristallisation der Schachbrettalbite entstanden sind.

Der Alkalifeldspat wurde weitgehend triklinisiert (Mikrolingitterung), wenn auch die Triklinisierung nicht überall gleich stark ist. Die im Alkalifeldspat vorhandene Albitsubstanz wurde umgelagert und in Form verschiedener Perthite ausgeschieden. Möglicherweise kam es zu einem metasomatischen Austausch eines Teiles des Kaliums durch Natrium (EXNER 1949). Der Biotit ist charakterisiert durch seinen lichtbraunen Pleochroismus. Ältere Ti-reiche Biotite liegen heute ebenfalls als olivbraune und hellbraune Biotite vor, sind aber noch häufig von den Entmischungsmaterialien gefüllt. Teilweise wurden die Biotite chloritisiert. Klinozoisit, Hellglimmer und Chlorit verdanken ihre Existenz ausschließlich der alpidischen Metamorphose. Anzeichen eines großen Stofftransportes, sowohl während der alpidischen als auch während der älteren Metamorphose sind nicht zu finden. Wohl aber kommt Stofftransport im Mineralkornbereich vor, wie die Umlagerung der Albitsubstanz in den Alkalifeldspäten zeigt.

Das Alter der Metamorphosen

Aus dem Studium der altkristallinen Serie allein läßt sich eine Aussage über die zeitliche Einstufung der beiden Kristallisationen nicht treffen. Bezieht man aber in derartige Überlegungen die Metamorphose der angrenzenden permomesozoischen Schieferhüllengesteine ein (HÖCK 1969), so ergeben sich doch Anhaltspunkte, nämlich ein deutlicher Metamorphose-Hiatus an der Grenze zwischen jungen Schieferhüllengesteinen und der altkristallinen Serie. Die ältere Metamorphose des Altkristallins manifestiert sich sowohl in der reicheren Biotit-

führung, als auch in den zahlreichen Relikten, die den Schieferhüllengesteinen fehlen. Allfällige Reliktminerale in der Schieferhülle erweisen sich aber alle als Klastika, die von älteren, abgetragenen vortauernmetamorphen Gesteinen her-zuleiten sind.

Das bedeutet nun, daß die erste Metamorphose im Altkristallin älter sein muß als die mesozoischen Schieferhüllengesteine, also ein voralpidisches, sehr wahr-scheinlich variszisches Alter besitzt. Wäre die hochtemperierte ältere Metamor- phose einem frühalpidschen Zyklus zuzuordnen, dann müßten sich an der Grenze des Altkristallins zu den mesozoischen Anteilen der Schieferhülle, die schon vor ihrer Metamorphose die heutige Lage besaß, metamorphe Übergänge finden, die eben nicht vorhanden sind. Die jüngere Metamorphose im Altkristallin ist aber sicher dem alpidischen Zyklus zuzuordnen, da sie in einer einheitlichen Form über das Altkristallin und die mesozoische Schieferhülle greift.

Literatur

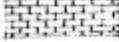
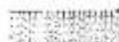
- BLESER, P., 1934: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — 89 S., Diss., Univ. Zürich.
- EXNER, CH., 1949: Tektonik, Feldspatbildung und deren gegenseitige Beziehung in den öst-lichen Hohen Tauern. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 3 F., 1 S. 197—284, 21 Abb., Wien.
- GAREISS, A., 1900: Über Pseudomorphosen nach Cordierit. — *TMPM* 20, S. 1—39, 1 Taf., Wien.
- FRANK, W., 1965: Zur Geologie des Guggernbachtals (Lützelstubbachtal, mittlere Hohe Tauern). — Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien.
- FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemp. Wachstums an den großen Kalifeld- spaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. — *Jb. Geol. B.-A.*, 97, S. 71—132, Wien.
- FRASL, G., 1967: Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit im Zentralgneis des Granatspitzkernes, Hohe Tauern. — *Johann. Mineral. Mitt.*, 1/2 1967, S. 11—17, 2 Abb., Graz.
- FRISCH, W., 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Landersbach (Zillertal, Tirol). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18, 1967, S. 287—336, 10 Abb., 2 Taf., 5 Tab., Wien.
- FRISCH, W., 1969: Die Petrographie der Porphygranitgneise am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). *N. Jb. Miner. Abh.*, 111, 2, S. 162—183, 1 Karte, 2 Abb., Stuttgart.
- FUCHS, G., 1958: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern). — *Jb. Geol. B.-A.*, 101, S. 201—248, 1 Abb., 4 Taf., Wien.
- FUCHS, G., 1962: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1962, 1, S. 96—117, 1 Taf., Wien.
- HÖCK, V., 1969: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, 112, S. 153—195, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- MEHNERT, K. R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. — 393 S., 138 Abb., 4 Taf., Elsevier Amsterdam-London-New York.
- SANDER, B., 1911: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, 82, S. 257—320, Wien.
- THIELE, O., 1962: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ü.). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1962, 1, S. 117—129, 1 Taf., Wien.
- WINKLER, H. G. F., 1966: Der Prozeß der Anatexis: Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. *T. M. P. M.*, 3. F., 11, S. 266—287, 5 Abb., Wien.
- WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 237 S., Springer Berlin-Heidelberg-New York.

DAS ALTKRISTALLIN BEIM SPANNAGELHAUS

Tuxer Hauptkamm, Tirol.
Aufgenommen von V. HOCH

1 : 25.000

Legende

-  Talalluvionen und Hangschutt
-  Moränen
-  Moränenwälle
-  Gesteine der Schieferhülle
-  Karbonatgesteine der Lärmstange
-  Metagranit
-  Aplit
-  Biotitaugengneis
-  Quarz - Biotitschiefer
-  Quarz - Biotit - Hornblendeschiefer

