

Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive

Ein Beitrag zur Altersfrage der zentralen granitischen Massen in den Ostalpen

Mit 48 Abbildungen und Tafel I—III im Text.

von FRANZ KARL *)

Aus dem Institut für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde der Bergakademie Clausthal

Meiner lieben Frau gewidmet

Inhaltsverzeichnis

	Seite
A. Einleitung.....	2
B. Tonalitgranite und deren Altersverhältnis zu den Augen- und Flasergranitgneisen in den Hohen Tauern:	
I. Feldgeologische Ergebnisse.....	6
1. Gebiet des Großvenedigers.....	6
a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Gesteine mit massigem und gneisigem Gefüge.....	9
α) Tonalitgranit.....	9
β) Tonalitgranitgneis.....	9
γ) Tonalitische Gneise.....	9
b) Augen- und Flasergranitgneise.....	10
c) Zum Altersverhältnis zwischen Augen- und Flasergranitgneisen einerseits und Tonalitgranit andererseits einschließlich der tonalitischen Gneise und Migmatite.....	19
2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen).....	26
3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe.....	30
II. Mikroskopische Untersuchungsergebnisse.....	37
1. Großvenedigerbereich.....	38
a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Typen mit massigem und gneisigem Gefüge.....	38
α) Tonalitgranit.....	38
β) Tonalitgranitgneise.....	56
γ) Basische Einlagerungen im Tonalitgranit und Tonalitgranitgneis.....	56
δ) Tonalitische Gneise.....	66

*) Adresse des Verfassers: Franz Karl, Institut für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde der Bergakademie Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Deutschland

	Seite
b) Augen- und Flasergranitgneise	82
c) Die Bildungsgeschichte der granitischen Gesteine des Großvenediger- bereiches in der regionalen Literatur	97
2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen)	98
3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe	114
III. Zusammenfassung und geologische Auswertung der Ergebnisse über die Tonalitgranite in den Hohen Tauern	126
C. Einige periadriatische Intrusivvorkommen und deren petrogenetische Vergleich- barkeit mit den Tauern-Tonalitgraniten	132
I. Rieserferner-Tonalit	132
II. Tonalite und Granite von Lana bei Meran	147
III. Adamello-Tonalite	156
IV. Zusammenfassung der Ergebnisse aus den periadriatischen Tonaliten und Graniten	171
D. Petrogenetischer Vergleich der periadriatischen Intrusiva mit den Tauern- Tonalitgraniten und dessen geologische Auswertung	173
E. Beziehungen dieser Untersuchungsergebnisse zur derzeitigen Beurteilung der Metallogenese in den Ostalpen	180
F. Zusammenfassung	184
G. Literaturverzeichnis	188

A. Einleitung

Der vorliegenden Arbeit liegt die Frage zugrunde: Gibt es kretazisch-tertiäre Granite in den Ostalpen und wie sind diese von möglicherweise älteren granitischen Gesteinen petrographisch und geologisch zu unterscheiden?

Seit E. WEINSCHENK (1903) die „Centralgranite“ der Hohen Tauern für Tertiär erklärte, ist diese Frage zu einem Hauptproblem der Tauerngeologie geworden. Im Blickwinkel vorwiegend tektonischer Betrachtungen standen sich bis in die letzten Jahre die Meinungen über variskisches oder noch höheres Alter und über alpidische Eingliederung gegenüber.

Die Mehrzahl der Geologen setzten entsprechend dem vereinheitlichenden Begriff „Zentralgneis“ bzw. „Zentralgranitgneis“ für die petrographisch unterschiedlichen, sauren bis intermediären Massengesteine einheitliche Bildung — zumindest im breiten Rahmen von nur einer Orogenese — voraus. Trotz häufiger Zitierung blieb der Gedanke von B. SANDER (1921), daß es innerhalb der „Zentralgranitgneise“ der Hohen Tauern ältere und jüngere Gesteinstypen gäbe, zu wenig beachtet. Unter der Voraussetzung des genetisch einheitlichen „Zentralgneises“ wurden bei der Untersuchung der Beziehungen zwischen Granitplatznahme und Tektonik je nach dem Arbeitsgebiet und z. T. auch nach den angewandten Arbeitsmethoden unterschiedliche Ergebnisse erzielt. Im Tauern-Westende und im Großvenediger-Gebiet vertraten petrographisch arbeitende Geologen alpidisches Alter, im Tauern-Ostende überwiegt auch unter den mikroskopierenden Geologen die Ansicht voralpidischen Alters — ausgenommen F. ANGEL und Schüler, deren Arbeitsbereich bezeichnenderweise das Hochalmspitzgebiet einschließt.

Die Anhänger des Deckenbaues der Ostalpen stufte alle Tauerngranite voralpidisch ein; ihnen war das tektonische Konzept „Maß aller Dinge“. Dazu kommt noch, daß den Anhängern alpidischen Zentralgneisalters zur damaligen Zeit ein ähnlich bestechendes tektonisches Gesamtbild fehlte. Der von B. SANDER ebenfalls schon 1921 ausgesprochene Gedanke eines nach Süden geneigten Großbewegungshorizontes in Verknüpfung mit Regionalmetamorphose, Granitisation und Granitintrusionen wurde erst 1953 von E. CLAR aufgegriffen und im Sinne neuester Vorstellungen über den Deckenbau der Ostalpen zusammen mit Stoffmobilitationen durch Tiefenversenkung verwertet.

Die Weiterentwicklung der geologisch-petrographischen Forschung im „Zentralgranitgneis“ der Ostalpen — und hier vornehmlich im Tauern-Ostende — ging in Richtung transformativer Granitentstehung und Granitveränderung. Der Begriff „Zentralgneisfacies“ sollte alle para- bis posttektonischen Mineralisationen vereinen und als Folge eines aus der Tiefe aufsteigenden Lösungsstromes während und nach der alpidischen Tektonik verstanden werden. Damit schienen alpidische magmatische Intrusionen unnötig.

Namhafte Autoren, u. a. F. ANGEL und H. LEITMEIER, vertraten aber weiterhin die Auffassung, daß Intrusionen magmatisch-teilbeweglicher Massen zu alpidischer Zeit stattfanden. Die fortschreitenden Neukartierungen im Tauern-Ostende erwiesen in jüngster Zeit eindeutig eine wesentliche Beteiligung von magmatischen Massen an der Bildung des „Zentralgneises“ und schränkten die Bedeutung der Ichorese hinsichtlich einer Granitbildung wesentlich ein (CH. EXNER, 1957; G. FRASL, 1958). Die beiden genannten Autoren beharren aber auf Grund tektonischer Überlegungen aus ihren Arbeitsgebieten auf dem voralpidischen Alter des „Zentralgneises“ und verneinen die Beteiligung eines alpidischen Magmatismus.

Es stehen sich also derzeit im Tauern-Ostende — dem geologisch und petrographisch meist bearbeiteten Gebiet der Hohen Tauern — nach wie vor alpidische und voralpidische Altersdeutung der zentralen Tauern-Granitgneise gegenüber.

Unbeeinflußt von großtektonischen wie transformistischen Vorurteilen übernahm ich 1951 zusammen mit Dr. O. SCHMIDEGG die geologische Kartierung des Großvenedigergebietes, mit der Absicht, die Altersverhältnisse in den zentralen Graniten und Gneisen im Sinne der Annahme von B. SANDER (1921) zu untersuchen. Mit Fortschreiten der Arbeiten erwies sich die Richtigkeit dieser Annahme und die vorzügliche Eignung des Großvenediger-Gebietes zur Bearbeitung dieses Fragenkomplexes, ganz im Gegensatz zu den Gegebenheiten im Tauern-Ostende. Es wurde dann im Zuge der weiteren Kartierungsarbeiten umfangreiches Material gesammelt und in engster Verbindung mit den feldgeologischen Befunden petrographisch bearbeitet. Die erzielten Ergebnisse ermutigten zu Vergleichen mit den anderen zwei Kernbereichen des Tauern-Hauptkammes, dem Oberen Zemmgrund und dem Hochalm-Ankogelgebiet (vgl. Tafel I). Die Bearbeitung der jeweiligen Literatur, insbesondere aber des gesammelten Vergleichsmaterials, bestätigte tatsächlich die Ergebnisse aus dem Großvenediger und gestattete, die dort ermittelte Alterstrennung zwischen alpidischen „Tonalitgraniten“ und früh- bzw. wahrscheinlich sogar vor-

alpidischen „Augen- und Flasergranitgneisen“ für den Raum der Hohen Tauern zu verallgemeinern.

Zur weiteren Stützung der Altersdatierung, im besonderen des alpidischen Alters der Tonalitgranite, erschien mir ein petrologischer Vergleich mit den benachbarten Tonaliten und Biotitgraniten des periadriatischen Intrusivbogens erfolgversprechend. Es wurde dazu Material vom Rieserferner-, Lana (bei Meran)- und Adamello-Massiv (vgl. Tafel I) gesammelt und untersucht. Die petrographische Bearbeitung des Materials rechtfertigt diesen lithologischen Vergleich als nunmehr wichtigstes Argument für wirklich alpidisches Alter der Tauern-Tonalitgranite. Die Untersuchung vermittelte außerdem die entscheidenden Grundlagen für die detaillierte Genese der alpidischen Intrusiva in den Tauern.

Damit schien mir die Ungleichzeitigkeit der Intrusionen im Tauern-zentralbereich erwiesen und der zukünftigen Ostalpen-Petrographie und -Geologie für weitere, ähnliche Untersuchungen wie auch für Vergleiche mit anderen alpinen Bereichen ein fundiertes, aber noch auszubauendes Resultat gegeben zu sein.

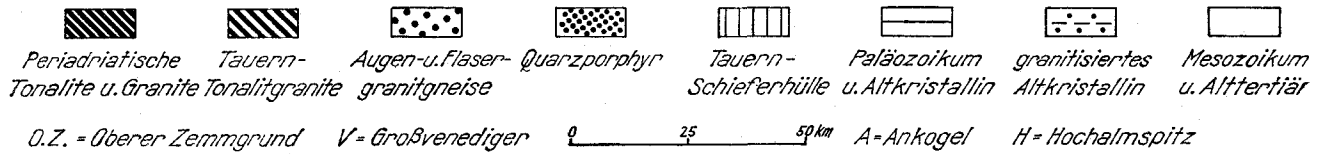
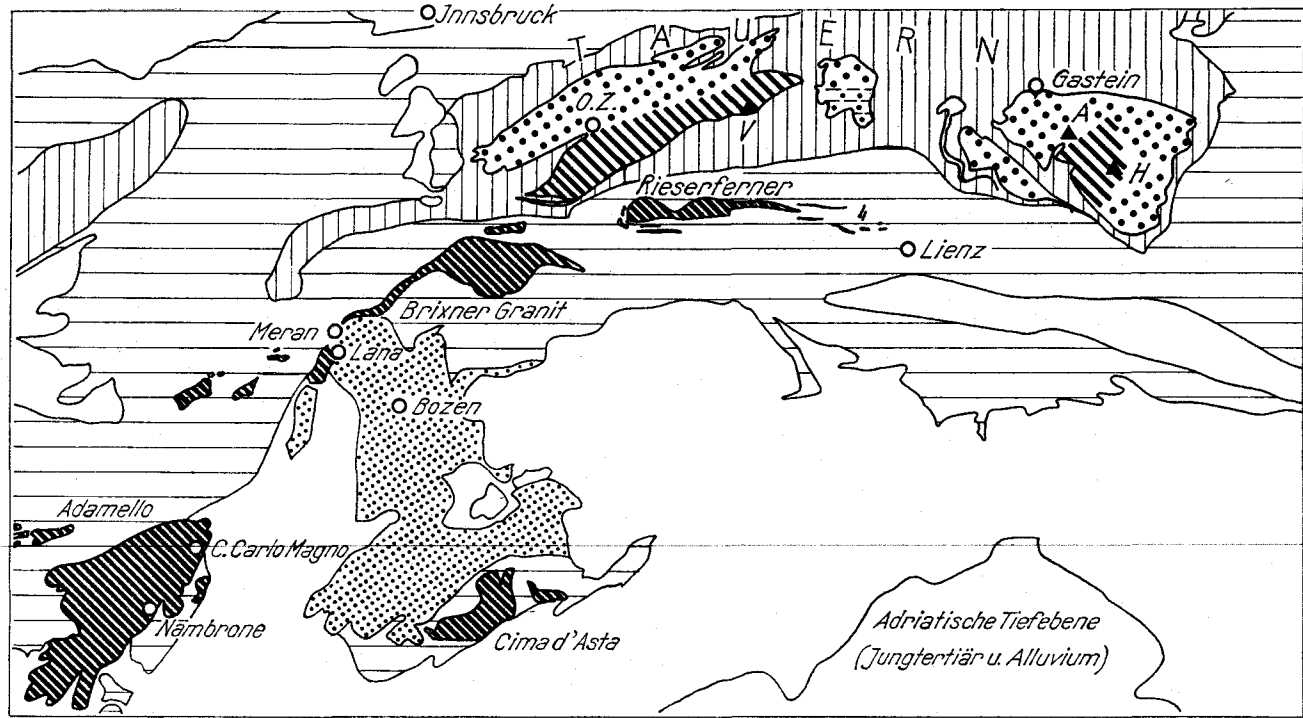
Die bestehenden Widersprüche in der Altersdatierung lösen sich auf dieser Grundlage ohne Schwierigkeiten. In Bereichen mit vorwiegend Augen- und Flasergranitgneisen (z. B. Umgebung von Bad Gastein, im Nordbereich des Großvenedigers usw.) ist die voralpidische Altersbestimmung ebenso zutreffend wie in Bereichen mit Tonalitgraniten die alpidische Einstufung (z. B. Hochalmgebiet, Zentralbereich des Großvenedigers usw.).

Die Hauptschwierigkeiten sind wohl auf die Verwendung des schlecht definierten Begriffes „Zentralgneis“ zurückzuführen. Es wird daher die Vermeidung dieses Begriffes empfohlen, stattdessen für die kretazisch/tertiären Intrusiva der Begriff „Tonalitgranit“ und für die älteren „Augen- und Flasergranitgneise“ vorgeschlagen.

Tafel I zeigt überblicksmäßig die Verbreitung der Tonalitgranite und Augen- und Flasergranitgneise in den Hohen Tauern sowie die nächstgelegenen periadriatischen Intrusiva. Bei letzteren wurde der Cima d'Asta-Granit auf Grund petrographischer Vergleichbarkeit vorläufig mit eingereiht. Die Abgrenzung zwischen Tonalitgranit und Augen- und Flasergranitgneis speziell im Hochalm-Ankogelkern ist möglicherweise noch in Feinheiten zu korrigieren.

Die Auswirkungen dieser Ergebnisse auf die ostalpine Metallogenese werden am Schluß der Arbeit diskutiert.

Es ist mir eine freudige Verpflichtung, an dieser Stelle allen jenen Personen und Institutionen zu danken, die am Gelingen der Arbeit wesentlichen Anteil hatten. So bedanke ich mich bei meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Dr. B. SANDER, für die Einführung in die Probleme der Tauerngranite, bei Herrn Professor Dr.-Ing. habil. H. BORCHERT für aufschlußreiche Hinweise in metallogenetischen Fragen und bezüglich des geosynklinalen Magmatismus sowie für Diskussionen über Beziehungen zwischen Feldspatausbildung und Ablauf der magmatischen Erstarrung. Meinem Freunde und Kollegen, Herrn Dr. O. SCHMIDEGG, bin ich für viele Diskussionen und feldgeologische Erfahrungen während monatelanger gemeinsamer Kartierungsarbeiten im



Geologische Übersicht über Verbreitung der Tonalitgranite und Augen- und Flasergranitgneise in den Hohen Tauern sowie der periadriatischen Massen im Intrusivbogen vom Adamello bis Rieserferner.

Hochgebirge und nicht zuletzt auch für die touristische Führung im schwierigen Gelände zu tiefstem Dank verpflichtet. Herrn Prof. Dr. F. ANGEL danke ich neben der Fülle von Anregungen, die ich seinen Veröffentlichungen entnahm, für überaus hilfsbereite briefliche Beratung. Für die Ausführung und Verrechnung von 21 Modalanalysen sei Herrn cand. geol. N. WEISSENBACH gedankt. Nicht zuletzt gehört mein besonderer Dank meiner lieben Frau, die mich meist im Felde — auch in schwierigem Gelände — begleitete und im weiteren den Hauptteil der Schreibarbeiten trug. Hier seien auch mit Dankbarkeit Fräulein S. RISCHER und die Präparatoren, Herr F. BAUER und Herr W. SCHMÜSER, des Mineralogischen Institutes der Bergakademie Clausthal genannt. Daß die Arbeiten im vorliegenden Umfange und mit regionalen Vergleichen ausgeführt werden konnten, verdanke ich einer großzügigen Reisebeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Entgegenkommen der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt, von der ich seit 1951 als auswärtiger Mitarbeiter mit der Kartierung des Großvenedigergebietes beauftragt bin. Beiden Institutionen sei nochmals ergebendst gedankt.

B. Tonalitgranite und deren Altersverhältnis zu den Augen- und Flasergranitgneisen in den Hohen Tauern

I. Feldgeologische Ergebnisse

Durch die Kartierungsarbeiten im Großvenediger-Bereich sind mir die geologischen Verhältnisse in diesem Raume am besten bekannt und sie mögen daher zu Anfang und ausführlicher behandelt werden.

Dem Rahmen der Arbeit entsprechend, beschränken sich die Ausführungen jedoch auf die Beobachtungen, die unmittelbar für die Frage nach dem Alter der granitischen, granodioritischen und tonalitischen Gesteine Bedeutung haben. Das gleiche gilt für die Diskussion der feldgeologischen Verhältnisse im Gebiete des oberen Zemmgrundes (Zillertaler-Alpen) wie sie E. CHRISTA (1931) darstellte und im Gebiet des Hochalm-Ankogelmassives (östliche Hohe Tauern), von wo die Ergebnisse von F. ANGEL und STABER (1952), sowie von Ch. EXNER (1957) verarbeitet werden.

1. Gebiet des Großvenedigers

Schon bei erster Betrachtung des transportierten Gesteinsmaterials in den zur Salzach entwässernden Quertälern ist innerhalb der granitischen und verwandten Gesteinsarten eine Zweiteilung auffällig in a) biotitreiche, richtungslos körnige oder gneisige Typen mit reichlich dunkleren Putzen und Schlieren und b) in hellere Augen- oder Flasergranitgneise.

Es erwies sich, daß diese Zweiteilung nicht nur im Venedigerbereich kartenmäßig darstellbar war, sondern auch im Tauernwestende und am Tauernostende für die Klassifikation der granitischen Gesteine grundlegend ist, weshalb es angebracht erscheint, die beiden Gesteinsgruppen vorerst nach ihren makroskopischen Merkmalen eingehender zu beschreiben.

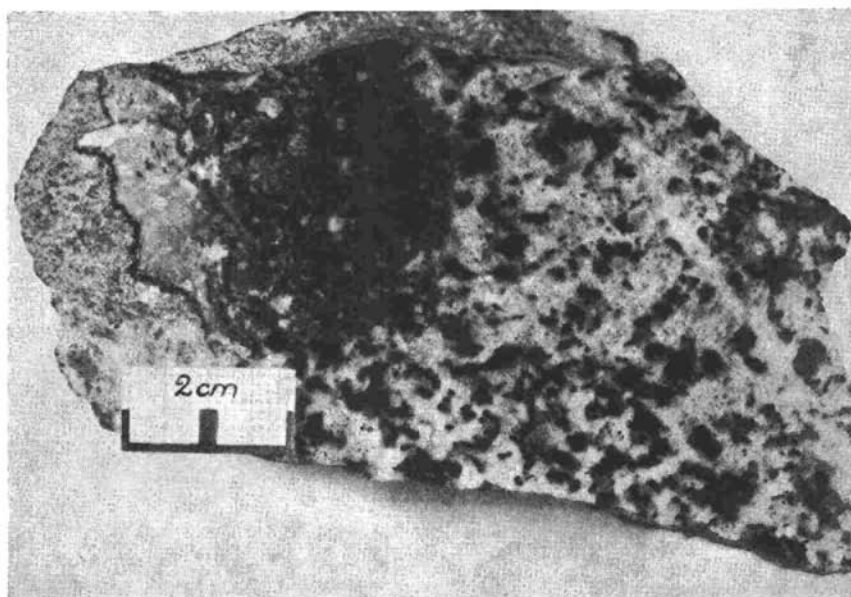


Abb. 1: Richtunglos körniger Tonalitgranit mit basischer Putze. Hinteres Obersulzbachtal, Stierlahnerwand, Großvenediger.

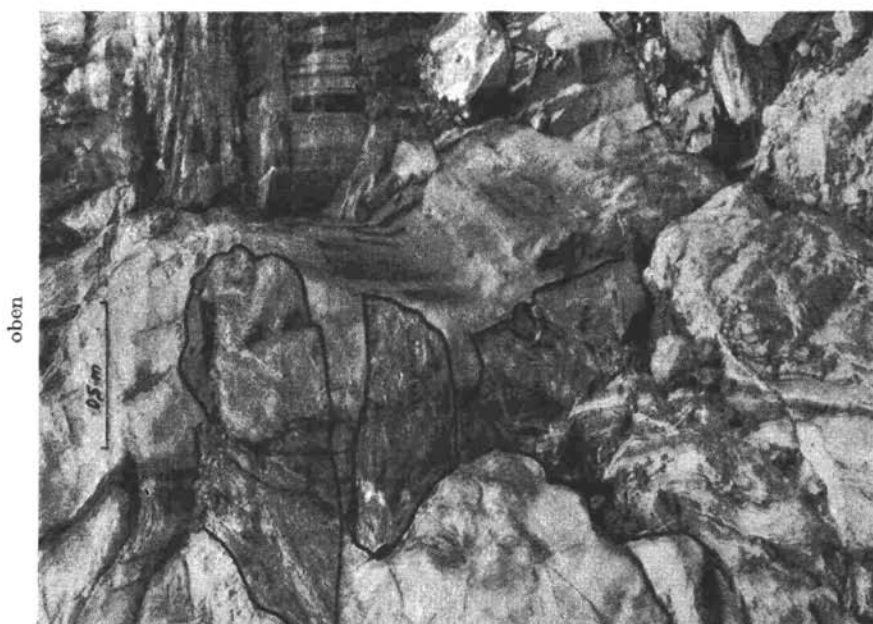


Abb. 2: Metatekte Biotitplagioklasgneise der Granithülle als scharfbegrenzte Schollen im Tonalitgranit (Schollengrenzen nachgezeichnet). Nähe Gletscherzunge des Villtragenkeeses, orographisch linke Talseite, Großvenediger.

a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Gesteine mit massigem und gneisigem Gefüge

Die Unterscheidung von parallelfächig striierten und richtungslos massigen Typen stellt eine erste Untergliederung dar, die — wie spätere Erörterungen zeigen werden — im Gesamtaufbau und in der Entstehung des Venediger-Kernbereiches begründet ist. Unter Miteinbeziehung der mikroskopischen Untersuchungsergebnisse werden folgende Gesteinsnamen verwendet:

α) „Tonalitgranit“ für richtungslos körnige Typen, bestehend aus Biotit (teilweise auch Pseudomorphosen von Hornblenden nach Biotit), Hornblende, Plagioklas, seltener Kalifeldspat, und Quarz. Häufig eingeschlossene biotitreiche Putzen und Schlieren sind überwiegend ohne Vordrugsrichtung (vgl. Abb. 1).

β) „Tonalitgranitgneise“ für Typen wie unter α), aber mit mehr oder weniger ausgeprägter s-Flächenanisotropie. Ebenso sind die dunklen Einschlüsse in s gelängt.

γ) „Tonalitische Gneise, Metatexite (K. H. SCHEUMANN, 1937) und Schollenmigmatite“ für eine gefügemäßig sehr inhomogene Gesellschaft von ausgesprochen vergneisten Typen bis zu Schollenmigmatiten, deren Abstammung von ehemaligen Biotitplagioklas-Paragneisen (oder den darin enthaltenen Amphibolitlinsen) durch Metatexis am Granitkontakt feldgeologisch und mikroskopisch nachweisbar ist. Abb. 2—6 zeigen eine Kollektion solcher Typen.

Im Felde ist das auffallendste Kennzeichen dieser drei Gesteinsarten die Existenz paläosomatischer Relikte, die unterschiedlich stark durch das Neosom verändert wurden. Ihre Abstammung aus den umhüllenden Paragneisen und Amphiboliten ist besonders in den Berührungszonen Tonalitgranit: Paragneis zu studieren. Inwieweit noch andere Herkunftsmöglichkeiten in Betracht kommen, soll bei den mikroskopischen Untersuchungen besprochen werden.

Abb. 2 und 3 zeigen einen klassischen Schollenmigmatit vom Villtragenkees (Venediger-Südseite) mit messerscharfer Begrenzung, also ohne makroskopisch sichtbare stoffliche Umsetzungen im Randbereich. Die Schollen müssen daher zur Zeit der Umschließung durch die tonalitgranitischen Massen thermisch und stofflich in einem gleichgewichtsähnlichen Zustand gewesen sein. Es handelt sich um Hüllgesteinsbereiche, die vom gleichen Tonalitgranit zuerst metatektisch verändert wurden und dann eingebrochen sind. Dieser Typus von Schollenmigmatiten ist selten zu beobachten und nur an Kontakten, die mutmaßlich durch räumlich begrenzte letzte Tonalitgraniteinströmungen entstanden sind.

Abb. 6 hingegen zeigt das extreme Gegenteil: einen Anatexit durch Immigration und Demigration (B. SANDER, 1948, S. 195), wie er in der Kontaktzone Tonalitgranit: Paragneis häufiger zu beobachten ist.

Vermittelnde Gefügebilder zwischen beiden Entstehungsmöglichkeiten zeigen die Abb. 4 und 5.

Die Gefügebilder der Abb. 2 bis 5 sprechen für sich und lassen keine Zweifel bestehen, daß es sich hier zumindest um einen Kontakt zwischen hochteilbeweglichen Massen mit minderteilbeweglicheren handelt, daß also

Stoffaustausch auf „trockenem Wege“ nicht die Entstehungsursache für die Tonalitgranite ist. Sie sprechen aber auch eindeutig gegen Granitentstehung am Orte durch ichoretischen Lösungsumsatz, der niemals die scharfe Schollenbegrenzung erklären könnte. Es handelt sich also sicher um den Kontakt von magmatischen Massen mit Hüllgesteinsschollen, der durch gewaltsame Platznahme des magmatischen Mediums zustande kam; für die gezeigten Beispiele um ein Einströmungsgefüge (B. SANDER, 1948) eines immigrativen tonalitischen Magmas in seine Hüllgesteine. Damit sind der Tonalitgranit (α) und der Tonalitgranitgneis (β) sicher Orthogesteine; die Typen unter (γ) hingegen Migmatite aus tonalitischem-magmatischem Stoffbestand und älteren Paragneisen.

b) Augen- und Flasergranitgneise

Es sind Zwei-Glimmergranite mit wechselnder Vormacht von Biotit und Hellglimmer. Letzterer ist häufig kleinschuppiger Serizit.

Die Augen oder Flaser sind durchschnittlich $\frac{1}{2}$ bis einige Zentimeter große Einzelkörner oder Mehrkornaggregate aus Kalifeldspat bzw. Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. Bereichsweise existieren Kalifeldspat-holoblasten, so daß sie auch als porphyrische Granite bezeichnet wurden. Bereits aus den Handstückbefunden wird es wahrscheinlich, daß die Form der Kristalloblasten eine Folge des unterschiedlichen zeitlichen Verhältnisses zwischen Deformation und Kristallisation und der Intensität dieser gesteinsverändernden Faktoren ist. Gelegentlich existieren auch homogen körnige Typen, die alle Übergänge zu Flaser- und Augengefüge zeigen. Regional vorherrschend und daher namengebend ist das inhomogene Augen- und Flasergefüge. Ebenso kennzeichnend für dieses Gestein ist paralleles s-Flächengefüge von Riesenbankung mit 50—100 m s-Flächenabstand bis zu schiefriger Ausbildung, was als Ausdruck bedeutender nachgranitischer Verformung zu betrachten ist.

Basische Putzen und Schlieren von der Art, wie sie den Tonalitgranit im Felde charakterisieren, sind in den Vorkommen des Venedigerbereiches sehr selten und nur an einigen Stellen bekannt.

Nach der Beurteilung im Handstück-, Aufschluß- und Kartenbereich dürfen auch die Augen- und Flasergranite als kristallines Produkt von

Abb. 3: Scharfbegrenzte Riesenscholle eines metatekten Biotitplagioklasgneises im richtungslosen Tonalitgranit (Grenze nachgezeichnet). Rechts im Bilde eine unscharf begrenzte basische Putze. Die Ausbildung und Begrenzung dieser beiden Typen basischer Einlagerungen sprechen für unterschiedliches Alter bezüglich ihrer Aufnahme in das Magma. Gletscherzunge Villtragenkees, orographisch linke Talseite, Großvenediger.

Abb. 4: Resorbierte und gefeldspatete Biotitplagioklasgneisschollen in sauerem Tonalitgranit-Neosom. Die Biotitplagioklasgneisschollen zeigen zum Teil noch das alte s-Gefüge. Das Bild demonstriert ein Beispiel für Parallelkontakt zwischen hocheilbeweglichem, immigrativen Neosom und minderteilbeweglichem Biotitplagioklas-Paragneis. Unterschiedlich zu Abb. 3 sind die Paläosomschollen stärker verändert (resorbiert, gefeldspatet, zum Teil entregelt). Krimmler Achenal, orographisch linkes Gehänge innerhalb Unlaßalm, Großvenediger.

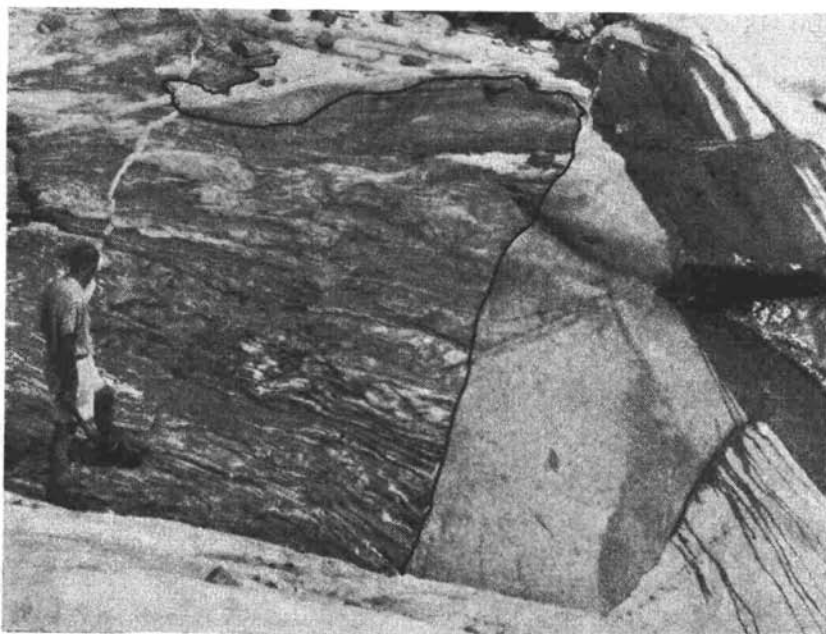


Abb. 3



Abb. 4



Abb. 5: Schollenmigmatit. Die durch Resorption gerundeten Fremdeinschlüsse sind von hellen Säumen aus Alkalifeldspat und Quarz umgeben.



Abb. 6: Metatexit bis Anatexit durch Tonalitimmigration parallel s der Biotit-plagioklasgneise und weitgehende Auflösung des alten Gefügeverbandes. Abb. 4 kann als Anfangsstadium dieser Entwicklung verstanden werden. Obersulzbachtal, Gletscherschliffe vor der Gletscherzunge des Obersulzbachkeeses, Großvenediger.

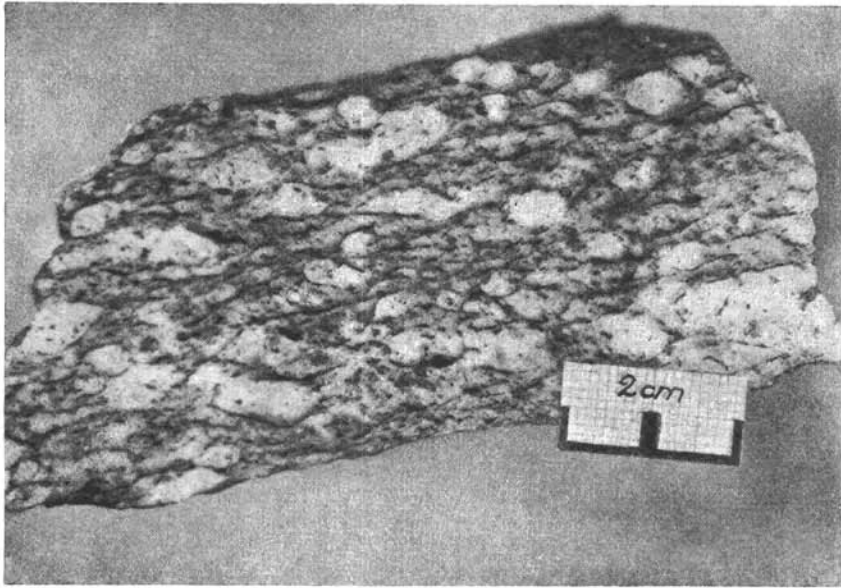


Abb. 7: Augengranitgneis. Mittleres Obersulzbachtal, orogr. links, Krauskar, Großvenediger.

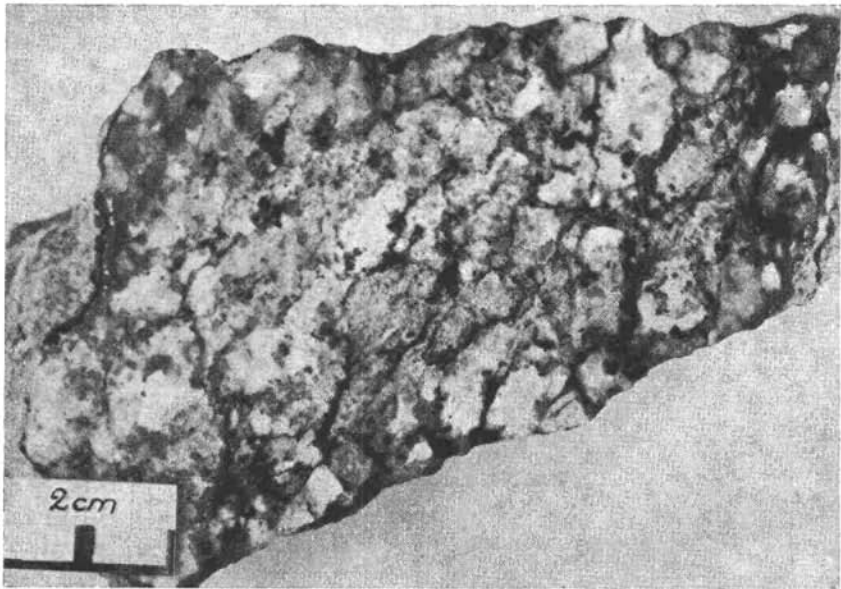


Abb. 8: Flasergranitgneis. Mittleres Untersulzbachtal, östl. Stockeralm, Großvenediger.

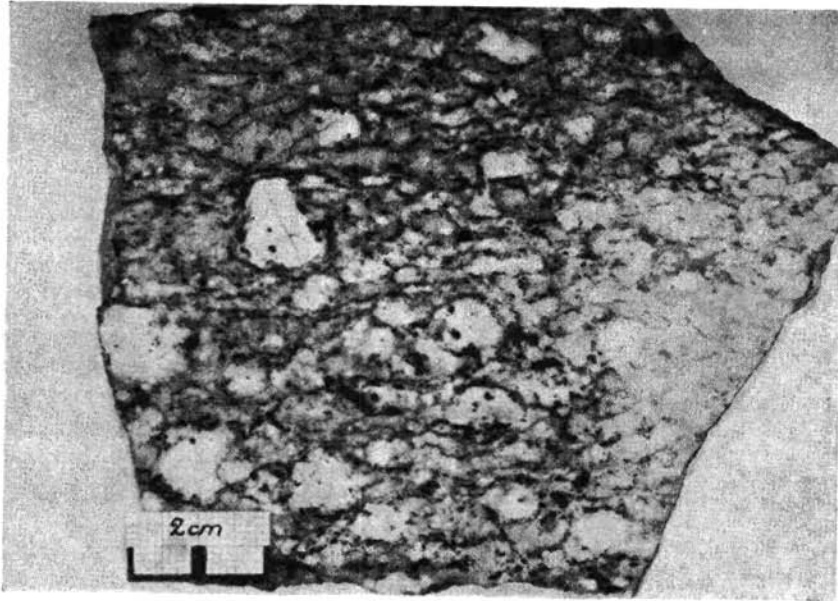


Abb. 9: Porphyrischer Augengranitgneis. Krimmler Achental, Rainbachtal, Großvenediger.

zunächst hochteilbeweglichen Massen angesehen und nach herkömmlicher Bezeichnungsweise Orthogranite genannt werden¹⁾).

Abb. 7—9 demonstrieren die im Venedigergebiet häufigsten Typen dieser Gruppe.

c) Zum Altersverhältnis zwischen Augen- und Flasergranitgneisen einerseits und Tonalitgraniten andererseits einschließlich der tonalitischen Gneise und Migmatite

Die auffallenden Wesensverschiedenheiten zwischen Augen- und Flasergranitgneisen und Tonalitgraniten, die im übrigen bereits E. WEINSCHENK (1894, S. 721 und 723) vermerkt, aber nicht weiter untersucht, erwiesen sich durch die Kartierung im Venedigerbereich und Vergleichsbegehungen am Tauernwest- und am Tauernostende als geschlossene und gesondert kartierbare Räume. Es war naheliegend, aus der großräumigen Trennbarkeit ein verschiedenes geologisches Schicksal zu vermuten. Nicht zuletzt war es andererseits die bis in Einzelheiten gehende makroskopische Ähnlichkeit zwischen Tonalitgraniten und periadriatischen Tonaliten, die diesen Verdacht bestärkte.

Wenn nach dem bisherigen Stande der Aufnahmen und Untersuchungen im Felde erst ein Bereich einen direkten Beweis für einen wesentlichen Altersunterschied erbrachte, so liegt das an der Tatsache, daß sich die beiden Gesteinsgruppen lediglich im Westteil meines Kartierungsbereiches (Zillerplattenscharte) in Form eines magmatischen Primärkontaktes berühren. Dort ist aber ein diskordantes Eindringen von tonalitgranitischem Neosom in den Augengranit festzustellen (Südostgrat der Zillerplatte) und eine Mischgesteinszone in einer Breite von mehreren 100 m aufgeschlossen, die im Felde bereits mit Wahrscheinlichkeit als Migmatit aus Tonalitgranitdifferentiat und älterem Augengranit erkennbar ist.

Außerdem ergaben sich aus den Beobachtungen über das Altersverhältnis des Tonalitgranitkörpers zur letzten alpidischen Groß-Tektonik wichtige Schlußfolgerungen zu dieser Frage.

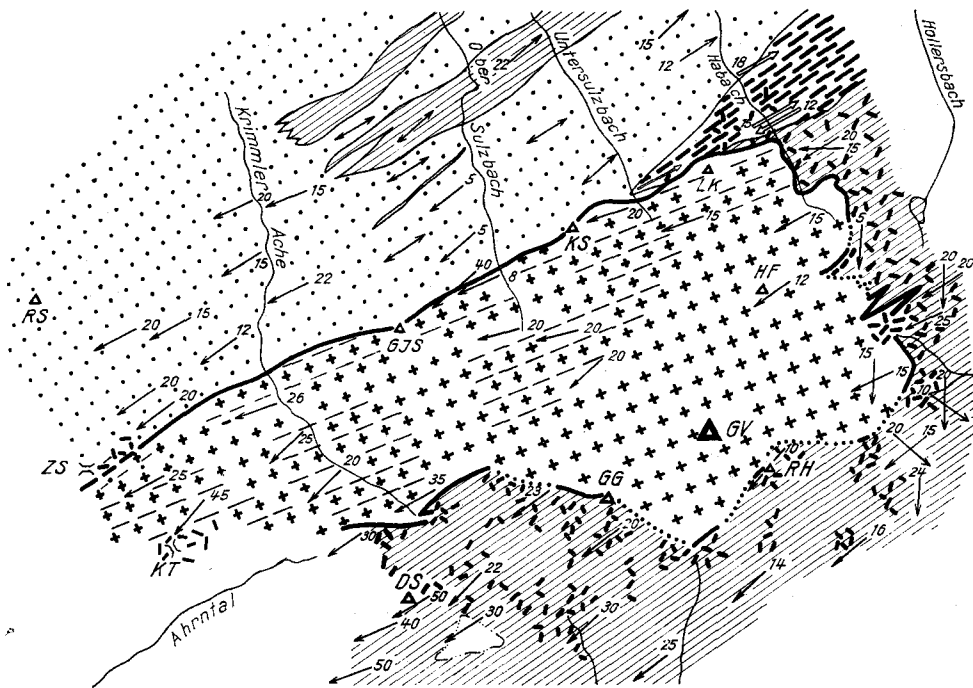
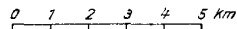
Tafel II zeigt einen vereinfachten Ausschnitt aus noch unveröffentlichten Kartierungsergebnissen im zentralen Großvenedigerbereich, woraus folgendes abzulesen ist: Der Tonalitgranitkörper besitzt im Raume zwischen Krimmler-Achental und Habachtal eine Längerstreckung parallel den B-Achsenrichtungen (vorwiegend Faltenachsen von Zentimeter- bis 10 m-Dimensionen). Entsprechend dem B-Achseneinfallen taucht er nach WSW ab und hebt nach ENE fingerartig, parallel B gelappt, in die Luft aus.

Betrachtet man die Grenzverhältnisse gegen seine Nebengesteine (Tafel II), so sind an der Ost- und Südgrenze aplitische Durchäderungen, Parallel- und Querkontakte vorhanden, die heute noch in ihrer ursprünglichen Position zum Tonalitgranit liegen. Außerdem zeigen Abb. 2, 3 und 4, daß es Querkontakte gibt, in denen die mag-

¹⁾ In meinem Kurzbericht (Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien 12. I. 1956, S. 4 u. dto. 10. 10. 1957) wurde der Name „Orthoaugengranitgneis“ verwendet.

Vereinfachte geologische Karte des zentralen Großvenediger-Bereiches

nach Aufnahmen von F. Karl und O. Schmidegg



- Tonalitgranit
- Augen- u. Flasergranit
- Tonalitische Gneise u. Migmatite
- Paragneise u. Glimmerschiefer; aplitisch injiziert
- Amphibolite; aplitisch injiziert
- Vermengung v. gleich teilbewegl. Augen-Flasergraniten u. Tonalitgr.
- quergreifender Kontakt untersch. teilbeweglicher Massen
- paralleler Kontakt
- β -Achsenrichtung u. Einfallen
(statistisches Mittel aus je 20 Einzelmessungen)

ZS = Zillerplattenscharte
RS = Reichenspitze
KT = Krimmler Tauern

GJS = Große Jaidspitze
DS = Dreiherrnspitze
GG = Großer Geiger

KS = Keeskogel
LK = Larmkogel
GV = Großvenediger

RH = Rainerhorn

matische Platznahme sicher nach örtlichen Bruchbildungen passierte. Wenn auch in der Karte für die Nordbegrenzung des Tonalitgranites aus Gründen einer beschreibenden Darstellung nur „tonalitische Gneiszone“ verzeichnet wurde, so erbrachte das Studium im Felde, daß letztere sehr wahrscheinlich doch nur die tektonisierte ehemalige Kontaktzone ist. Es wird also der Tonalitgranit allseitig von Primärkontaktbildungen umgeben, die nur bereichsweise einer nachträglichen Verformung unterworfen waren.

Es erscheint darum unberechtigt, diese nachmagmatischen Verformungen als Ausdruck der gesamten alpidischen Orogenese in diesem Raume zu bezeichnen und die Platznahme der Tonalitgranite als vortektonisch im Sinne von voralpidisch abzuleiten. Aus der Summierung aller Einzelbeobachtungen zum zeitlichen Verhältnis zwischen magmatischer Immigration und letzter sichtbarer Tektonik resultiert vielmehr eine synorogene magmatische Platznahme innerhalb eines geologischen Ablaufes von tektonischen und kristallisatorischen Ereignissen, wie es in diesem Falle die alpidische Orogenese darstellt.

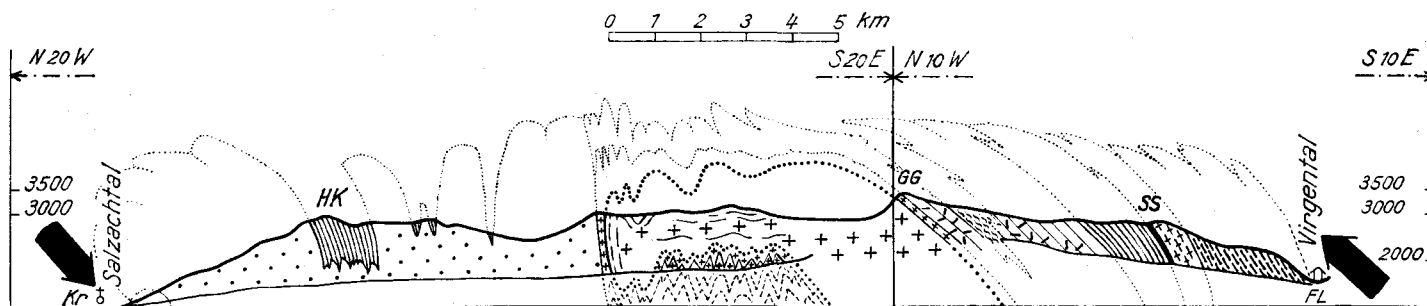
Vergleicht man die Grenzbereiche zwischen Augengranit und der an diesen angrenzenden Hüllgesteine, so sind dort nirgends mehr primäre Intrusivkontakte von der Deutlichkeit wie um den Tonalitgranit nachweisbar. Stets ist stärkste tektonische Verschleifung zu Myloniten und nachfolgende Rekristallisation zu erkennen. Gelegentliche aplitoide Durchäderng reicht nur wenige Meter in die Hüllschiefer und muß als Stoffmobilisation anlässlich der alpidischen Metamorphose verstanden werden; ebenso kann eine Biotitanreicherung in den angrenzenden Paragneisen oder Amphiboliten erklärt werden. In welcher Ausdehnung Primärkontakte zwischen Augen- bzw. Flasergraniten und deren angrenzenden Sedimentgesteinsabkömmlingen vorlagen, ist nach dem bisherigen Stand der Kartierungen nicht klar zu beantworten.

Ein weiteres Indiz für einen relativen Altersunterschied zwischen Augengranitgneis und Tonalitgranit ergeben wahrscheinlich die B-Achsenlagen (Tafel II) im Grenzbereich der beiden Gesteinstypen. Die B-Achsenlagen in den Augengranitgneisen fallen an deren Ostende durchschnittlich 15° nach ENE ein, die Achsen am Ostende des Tonalitgranitkörpers hingegen $15\text{--}20^\circ$ nach WSW. Verfolgt man die Achsenlagen im Flasergranit von ENE nach WSW, so ist durch Messungen festgestellt, daß sie allmählich über Horizontallagen das gleiche WSW-Einfallen wie die Achsen im Tonalitgranit bekommen, wo sich die beiden Granitareale einander nähern und berühren.

Trotz der früher beschriebenen Möglichkeit (F. KARL, 1954), daß während eines tektonischen Geschehens mehrere Achsenrichtungen geprägt werden können, ist hier durch die Größe des Verbreitungsbereiches eines gleichen Altersunterschiedes mit Wahrscheinlichkeit ein zeitliches Nacheinander der Achsenprägung im Flasergranit und jener im Tonalitgranitkörper gegeben. Die B-Prägung im Flasergranit wäre demnach älter als jene im Tonalitgranit. Es läßt sich aber nach dem bisherigen Messungsraum und der Möglichkeit einer Parallelorientierung großtektonischer, variskischer und alpidischer Formungselemente noch nicht sagen,

Geologischer Querschnitt durch die Hohen-Tauern von Krimml (Salzachtal) bis Forstlehen (Virgental)

nach Kartierungen von F. Karl und O. Schmidegg



- | | | | | | | | |
|---------------|------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------|----------------------|-------------------------------------------------------|--------------------------|-----------|
| | | | | | | | |
| Tonalitgranit | Tonalitischer Gneis | Augen-u. Flaser-
granitgneis | Biotit-Paragneise
aplitisch injiziert | Glimmerschie-
fer | Graphitphyllite u.
Kongl.
(zentralalp. Karbon?) | Kalkglimmer-
schiefer | Prasinite |
| | feinkörniger Marmor (Trias?) | | | | | | |

Kr = Krimml

HK = Hütteltalkopf

GG = Großen Geiger

SS = Schlüsselspitz

FL = Forstlehen

ausgezogene Gesteinsgrenzen sind sichtbar und kartierbar,
punktierete sind Deutung.

ob dieser Altersunterschied einer zeitlichen Trennung in voralpidische und alpidische Tektonik gleichkommt ¹⁾.

Mit Tafel III wird erstmalig aus den Kartierungsergebnissen mit O. SCHEMIDEGG ein geologischer Tauernquerschnitt im Venedigergebiet vorgelegt. Seiner tektonisch-genetischen Interpretation liegen mehrere Teilprofile nördlich und südlich des Hauptkammes zugrunde. Auch dieses Profil soll neben einer Übersicht über die geologischen Lagerungsverhältnisse ein Beitrag zur Altersunterscheidung zwischen Augengranit und Tonalitgranit sein.

Betrachtet man vorerst das sichtbare Profil, wie es durch ausgezogene Linien hervorgehoben ist, so ist der Teildeckencharakter in der nördlichen Hälfte des Tonalitgranites gegeben. Die Anpressung an die nördlich angrenzenden Augengranite wird durch Tektonitgefüge entlang der tektonischen Grenze belegt.

Die punktiert gezeichneten Grenzen sollen die sinngemäße Ergänzung zu einem Bewegungsprofil sein, wie es dem bisherigen Stande meiner Arbeit am besten entspricht. Es soll damit vor allem zum Ausdruck kommen, daß die Augen- und Flasergranite im Venedigerbereich autochthon bzw. relativ autochthon sind.

Auf diese Weise ergäbe sich auch eine Vergleichbarkeit mit den Verhältnissen im Aar- und Gotthardgebiet auf geologisch-tektonischer Basis, wie sie übrigens petrographisch bezüglich der Schieferhüllen und deren mineralfacieller Ausbildung schon lange offensteht.

Als Beitrag zum tektonischen Bau der Hohen Tauern lassen sich aus dem Profil zwei Deutungen ableiten:

1. Das penninische Tauernfenster wäre im Venedigerbereich wesentlich zu verkleinern; seine Nordbegrenzung fiel mit der Grenze Tonalitgranitkörper gegen autochthonen Augengranit samt eingefalteten Schiefermulden zusammen (vgl. die Karte Tafel I); der Baustil des penninischen

¹⁾ Die Feststellung, daß eine B-Achsenrichtung durch den Einfluß einer zweiten verändert wurde, ist von vornherein nur ein auf den betrachteten Bereich begrenztes Kriterium für relative Altersverschiedenheit. Eine geologische Bedeutung dieser Altersbeziehung ergibt sich erst bei entsprechender Größe ihres Geltungsbereiches. Liegt beispielsweise eine B-Achsenüberprägung nur im Handstück vor, so kann wenige Meter daneben die relative Altersbeziehung bereits umgekehrt gegeben sein. Solche mehrfache Umkehrung der Altersbeziehung, abgelesen an Handstücken eines Aufschlußbereiches, ist dann umgekehrt ein Beweis für „gleichzeitige“ Prägung mehrerer Richtungen, die in der Mechanik von Verformungsvorgängen ihre Erklärung finden werden. Je größer jedoch der Bereich einer gleichbleibenden Altersbeziehung zwischen zwei unterschiedlichen tektonischen Richtungen ist, umso mehr gewinnt die Alterstrennung Bedeutung für die regionale Tektonik. Handelt es sich z. B. um einen kartenmäßig darstellbaren relativen Altersunterschied von B-Achsenrichtungen, also um eine ausgedehnte Verschiedenalterigkeit, so wird sie zumindest unterschiedlich gerichtete Teilakte einer Orogenese repräsentieren, was in unserem Gebiet auf jeden Fall gegeben erscheint. B-Achsenaltersunterschiede, die im Raume von Übersichtskarten verbreitet sind, lassen unter Umständen richtungsverschiedene Orogenesen erschließen. Liegen jedoch bereichsweise Achsenrichtungen der älteren und jüngeren Orogenese parallel oder fast parallel zueinander, was sehr gut für gewisse B-Achsenlagen in den Ostalpen gegeben zu sein scheint, so ist ohne Zuhilfenahme einer sicheren Stratigraphie oder anderer verlässlicher Zeitmarken kein letztgültiger Beweis für eine epochale Alterstrennung gegeben wie z. B. in variskische und alpidische B-Achsenrichtungen.

Deckensystems (eingeschlossen die Tonalitgranite) wäre ebenfalls relativ autochthon. (Dieser Vorstellung entspricht die punktiert gezeichnete Deutung im Profil.)

2. Die Überfaltungen und Überschiebungen im Hangenden des Tonalitgranitkernes griffen ursprünglich auch noch über die Augengranite, wo sie heute noch in den tiefsten Mulden (z. B. Hütteltalkopf in Tafel III) eingefaltet sichtbar wären. Auch dieser Deutung ist ein autochthoner Charakter des Augengneismassives zugrunde gelegt.

Im Profil ist durch die beiden Hauptbewegungspfeile der erschlossene Mechanismus des Gesamtbewegungsbildes angedeutet. Dieser ist für die Nordseite aus den Ergebnissen von G. FRASL (1953) abgeleitet, für die Südseite durch häufig beobachtbare nordvergente Einfaltungen erwiesen. Eine solche Konzeption vereinigt für den begrenzten Bereich des Großvenedigers die Vorstellung B. SANDER'S (1921) mit jener von E. CLAR (1953). Nach SANDER existiert ein nach Süden geneigter Großbewegungshorizont mit Bewegungsrelativsinn Südliches nach Norden aufwärts bei zunehmenden Relativverschiebungsbeträgen in das Hangende. Nach CLAR bewegt sich auf einen gleichartigen Bewegungshorizont Nördliches nach Süden abwärts und die Bewegungsbeträge nehmen ins Liegende zu. Zu dem im Profil dargestellten Bewegungsmechanismus sei einschränkend bemerkt, daß er vorläufig nur für den westlichen Venedigerbereich abgeleitet wurde und im tektonischen Großbewegungsplan der Tauernhauptformung eine Teilbewegung darstellen kann.

Dieses Bewegungsbild bedingt Aufwärtsbau mit Deckenstapelung im Süden und Abwärtsbau mit Verschluckung im Norden, wobei ohne Beachtung von Festigkeitsinhomogenitäten die Größe der Relativverschiebungsbeträge von beiden Seiten gegen die Mitte zu abnimmt.

Relativ starre Inhomogenitäten, wie z. B. das Augengranitgneismassiv, werden je nach ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Einfügung in das Gesamtbild das Bewegungsschema modifizieren.

Die Konfigurationen des Profiles entsprechen diesem Bewegungsmechanismus und den im Felde sichtbaren Gegebenheiten am besten. Es erscheint mir daher die Deutung, wie sie punktiert im Profil gezeichnet ist, wahrscheinlicher als jene unter 2. angeführte.

Im Zusammenhang mit unserer Hauptfrage nach der Alterstrennung der beiden Granitareale ist die Massivnatur des Augen- und Flasergranitgneises festzuhalten. Die Geländebefunde sprechen unbedingt gegen eine gemeinsame tektonische Platznahme von Tonalitgranit und Augengranit.

Wir resumieren nun in einer Gegenüberstellung alle bisher aufgezeigten Beobachtungen im Felde, die für eine Altersunterscheidung zwischen den beiden wichtigsten Gesteinstypen im Großvenedigerbereich den Augen- bzw. Flasergranitgneisen und den Tonalitgraniten von Bedeutung sind:

Augen- und Flasergranitgneis	Tonalitgranit
Stofflich homogener, saurer Granit mit seltenen oder fehlenden basischen Einschlüssen.	Stofflich inhomogenes Gemenge aus Granitit, Granodiorit und Tonalit mit vielen basischen Einschlüssen.
Keine Primärkontakte gegen Nebengesteine mit Sicherheit mehr nachweisbar. Deutlich sind nur tektonische Kontakte.	Ausgeprägte Primärkontakte gegen Nebengestein vielfach klar erkennbar, teilweise aber tektonisch modifiziert.
Demigration in das Tonalitgranit-Neosom und Migmatitbildung im Grenzbereich (Zillerplatte) gegen Tonalitgranit.	Immigration von hellem Tonalitgranitdifferentiat in den Augengranit unter Bildung von Migmatit, neben Parallelkontakten und Querkontakten im Grenzbereich (Zillerplatte) gegen Augengranitgneis.
Postgranitische Tektonik durch alpidische Metamorphose z. T. regeneriert.	Syn- und postgranitische Tektonik durch alpidische Metamorphose regeneriert.
Umprägung der B-Achsenrichtungen mit Heranstreichen der Augengranite an die Tonalitgranite.	Unverändert homogene stoffkoncordante B-Achsenrichtungen im gesamten erschlossenen Areal.
Während letzter großtektonischer Bewegungen als relativ starres Widerlager wirkend.	Während letzter großtektonischer Bewegungen gegen Augengranitmassiv gepreßt.
Vergleichbarkeit nach tektonischem Baustil und nach Gesteinsbeschaffenheit und begleitenden Hüllgesteinen mit Graniten der zentralen Massive (Aar, Gott-hard) in den Westalpen.	Auffallende Ähnlichkeit nach makroskopischer Gesteinsbeschaffenheit mit den Tonaliten und Graniten des periadriatischen Intrusivbogens.

Diese Gegenüberstellung der Feldergebnisse aus dem Gebiet des Großvenedigers kann für eine relative Altersunterscheidung der beiden granitischen Gesteinsgruppen als beweisend angesehen werden.

Zur Frage, ob die Augengranitgneise voralpidisch und die Tonalitgranite alpidischer Entstehung sind, kann mit hoher Wahrscheinlichkeit gesagt werden, daß die Tonalitgranite synorogen alpidisch, die Augen- und Flasergranite früh- oder voralpidisch sind.

Hier sind auch die Kartierungsergebnisse von G. FRASL (1953) in den beiden Sulzbachzungen am Nordrand des Venedigerbereiches hervorzuheben, wonach tatsächlich für die dortigen Augen- und Flasergranite entgegen den Ansichten KÖLBL'S (1932) variskische Entstehung abgeleitet wird.

Weitere Argumente für alpidisches Alter der Tonalitgranite sind aus den später folgenden petrographischen und petrochemischen Vergleichen mit den periadriatischen Tonaliten gegeben.

2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler-Alpen)

Der Raum des Oberen Zemmgrundes wurde durch die Kartierungs- und Untersuchungsergebnisse von E. CHRISTA (1931) zusammen mit den Ergebnissen von E. WEINSCHENK (1903) im östlich anschließenden Großvenedigergebiet zu einem Schlüsselbereich für die Altersfrage der ostalpinen Zentralgranite. E. CHRISTA schreibt u. a. wörtlich: „..... es scheint nach den gegebenen Beobachtungen festzustehen: Das Aufdringen der Magmen und die Orogenese, beides als sehr verwickelter Vorgang gedacht, lassen sich im Bereich dieser Tauerngesteine nicht trennen (bei E. CHRISTA gesperrt gedruckt). Die Frage des geologischen Alters, ob miozän oder kretazisch usw. bleibt offen“.

Zu diesen Ergebnissen kommt E. CHRISTA hauptsächlich aus Dünnschliffuntersuchungen, auf deren Diskussion noch zurückzukommen sein wird; vorerst sollen die in der sehr interessanten Arbeit mitangeführten Feldbeobachtungen zur Altersfrage zusammengefaßt werden.

Auch CHRISTA unterscheidet einen nördlichen porphyrygranitisch entwickelten Granitbereich — den Tuxer Granitgneis — von einem südlichen Strang, bestehend aus granitischen bis dioritischen Gesteinen. Beide Bereiche sind durch die mineralogisch berühmte Greinerschieferzone getrennt, berühren sich also in CHRISTA'S Arbeitsgebiet nicht!

Sowohl die Kartierung als auch die mikroskopische Untersuchung und die Alterseinstufung beschränken sich auf die südliche Granit- bis Dioritzone. Dabei werden im einzelnen unterschieden: Vorherrschend Tonalite neben Normalgraniten, Granodioriten, Plagioklasgraniten, Quarzdioriten und Dioriten.

Zur gleichen Gesteinssuite kommt man auch im Venedigerbereich, würde man alle Varietäten streng nach dem quantitativen Mineralbestand klassifizieren. Es besteht also bezüglich der Gesteinsarten volle Übereinstimmung zwischen Großvenediger und Oberem Zemmgrund.

Auch darüber, daß es sich in den Zillertaler Alpen um immigrative Plutonite handelt, besteht bei E. CHRISTA (1931) nie ein Zweifel. Er beschreibt die Grenzverhältnisse gegen die nördlich anschließenden Biotitparagneise und Greinerschiefer als Schollenkontakte und Zonen starker pegmatitisch-aplitischer und sauer-magmatischer Durchäderung bei vorherrschend lagenartigen Injektionen. Die der Arbeit beigefügte geologische Detailaufnahme (1 : 15.000) vermittelt sehr gut das Bild eines intrusiven Parallelkontaktes. Ich selbst beobachtete mannigfache Granitisationsgefüge in der weiteren Umgebung der Berliner Hütte in Form von Augengneisen, Metatektgneisen, Nebuliten und Agmatiten (SEDERHOLM). Beobachtet man im besonderen die relativ geringe Mächtigkeit dieser Granitisationszone (einige 100 m), so muß man auch hier, wie im Venedigergebiet, schon nach den Feldbefunden zur Ansicht kommen, daß es sich um Granitisationserscheinungen eines Intrusivkontaktes handelt, und nicht etwa um Bildungen einer Migmatit-

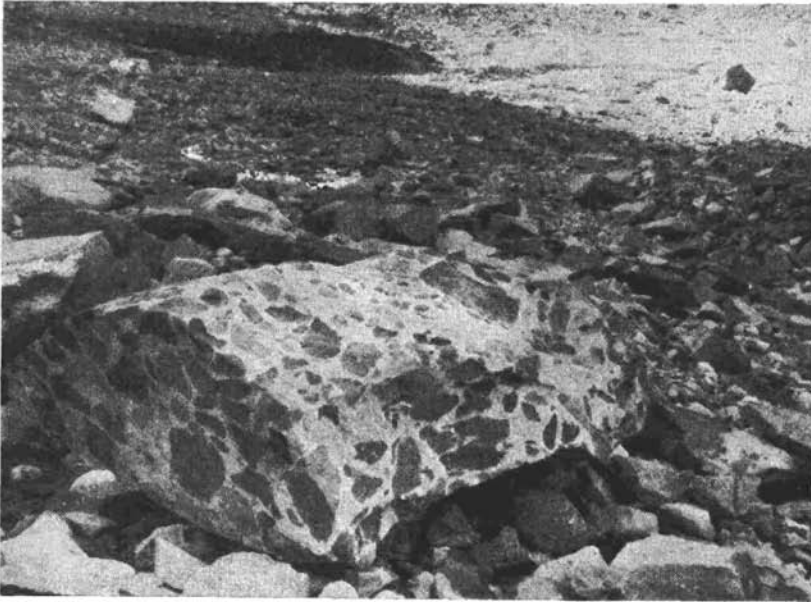


Abb. 10: Schollenmigmatit; die Schollen lassen freisichtig keine vormagmatische Gefügeregelung mehr erkennen, besitzen aber scharfe Grenzen gegen das granitische Neosom. Gletschervorfeld Hornkees, Oberer Zemmgrund (Zillertal).



Abb. 11: Metatexit bis Anatexit mit jüngeren Apliten; das Ende des Hammerstieles zeigt auf ehemalige Biotitplagioklasgneis-Lage, die sich in stark erweichtem Zustande in einzelne Schlieren auflöst. Das Bild soll eine von mehreren Möglichkeiten zeigen, auf welche Weise „basische Putzen“ entstehen. Gletschervorfeld Hornkees, Oberer Zemmgrund (Zillertal).

front im Sinne von E. WEGMANN (1936). (Es soll damit aber nicht in Abrede gestellt werden, daß die immigrativen Massen paläogene Produkte eines tieferen Niveaus sein können.)

Die Abb. 10 und 11 demonstrieren die Vergleichbarkeit der Gesteinstypen. Sie zeigen Gefügebilder aus dem Kontakt, wobei Abb. 10 einen Block aus dem Schollenkontakt, Abb. 11 einen Metatexit darstellt. Prinzipiell damit vergleichbar sind Abb. 2, 4 und 6 vom Venedigergranit, womit auch aus eigener Anschauung gesagt werden soll, daß hier wie dort die Kontaktverhältnisse und deren Gesteinsprodukte die gleichen sind.

Zur Untersuchung des Verhältnisses zwischen magmatischer Platznahme und Tektonik wurde bei E. CHRISTA (1931) das Hauptaugenmerk auf die Korngefübebeobachtungen gelegt, worauf später noch eingegangen wird.

Im Felde zeigte nach CHRISTA die ganze Gesteinsgruppe nur geringe Merkmale für Deformation in Form von örtlichen Vergneisungen. Seine Schlußfolgerungen daraus gipfeln im folgenden Satz (l. c. S. 570): „..... und wer für die Intrusivmassen der Zillertaler Alpen weiträumige, mit Durchbewegung des Gesteines verbundene Dislokationen penninischen Stils in Anspruch nimmt, wird die Beweise dafür zu erbringen haben“. Wenngleich ich auf Grund anderer Deutung, insbesondere der Dünnschliffgefüge, mich nicht ganz dieser ultimativen Äußerung anschließen möchte, sei sie zumindest als Hinweis für eine relativ geringe tektonische Beanspruchung der Tonalitgranite angeführt und in diesem Sinne mit den Verhältnissen im Großvenedigerraum verglichen.

CHRISTA'S Beweisführung, tektonische Bewegungen hätten die Intrusivmassen in noch „schmelzflüssigem“ Zustand erfaßt und die „jüngsten Ausscheidungen der liquidmagmatischen Phase völlig intakt gelassen“, ist nicht so sehr überzeugend, wenn man die Wirkung der nachfolgenden, hier im Raume zweitstufigen Tauernkristallisation mit einbezieht, die den primären Tonalit und dessen Intrusivkontaktbildungen veränderte und die Spuren tektonischer Beanspruchung regenerierte, sowie auch zu neuen Stoffmobilisationen und -bewegungen in Form von Pegmatoiden und Aplitoiden führte. Man gewinnt den Eindruck, daß CHRISTA die Wirkung dieser metamorphen Umlagerung und Regeneration der Intrusivmassen und ihrer nächsten Umgebung nicht erkannt, oder zumindest sehr unterschätzt hat.

Obwohl damit die unmittelbare Gleichzeitigkeit von immigrativer Granitplatznahme und Tektonik in Frage gestellt ist, sprechen doch CHRISTA'S beschreibenden Feldbefunde wie eigene Beobachtungen für synorogene Intrusion, aber mit der breiteren Zeitspanne einer mehraktigen Orogenese, wie es auch für den Venedigerraum verstanden wurde. Der zu Anfang dieses Abschnittes zitierte Satz, daß sich das Aufdringen der Magmen und die Orogenese nicht trennen lassen, besteht also zu Recht, wenn man nicht unter synorogen piezokristallin verstehen will.

Die Beschreibung der basischen Putzen und Schlieren als eckige, rundliche, linsenförmige und schlierige Ausbildungen ist mit gleichen Worten für die Einschlüsse der Tonalitgranite im Venedigerbereich gültig. Auf die Deutung ihrer Herkunft und Entstehung wird im mikroskopischen Teil näher eingegangen.

Die Ausführungen über melanokrate, massige Tiefengesteine innerhalb der Granit-Tonalitgruppe lassen nach den Ergebnissen von F. ANGEL und

R. STABER (1952) im Hochalmspitzgebiet (Tauernostende) wohl eher schließen, daß es sich um mehr oder weniger veränderte Metabasite der Kontakthülle handelt und nicht um basische magmatische Differentiate der alpidischen Zentralgranitmagmen.

Sehr bezeichnend ist die Feststellung CHRISTA'S, daß die Beschreibung von F. BECKE (1892) von den Tonaliten der Rieserfernergruppe in vielen Punkten auf die Gesteine des Zillertaler Hauptkammes übertragbar ist (dies betrifft natürlich nur die makroskopische Ähnlichkeit).

Man ersieht aus all dem, daß bereits die Feldbefunde ausreichen, um die Gesteinsgenese im Zillertaler Hauptkamm mit jener im zentralen Großvenedigerg Gebiet zu vergleichen. Besonders bemerkenswert erscheint uns, daß CHRISTA ohne Vergleichsmöglichkeit mit den Augen- und Flasergraniten ebenfalls zu synorogen alpidischem Alter für die Tonalitgranite gelangte.

3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe

Aus diesem Raum liegen neueste zusammenfassende Untersuchungen von F. ANGEL und R. STABER (1952) und von CH. EXNER (1957) vor, deren Ergebnisse hinsichtlich der „Tauernzentralgranite“ und ihrer Altersstellung verwertet werden.

Es sei vorausgeschickt, daß die tektonischen Ergebnisse, wie die Vorgänge der Gesteinsentstehung und stofflichen Veränderung bedeutend komplizierter erscheinen als im Raum des Großvenediger und Zillertaler Hauptkammes, was auf ein tieferes Aufschlußniveau zurückzuführen sein dürfte. Es besteht aber im Rahmen dieser Vergleichsstudien nicht die Absicht, in Einzelheiten, insbesondere des tektonischen Baues, einzugehen. Das soll berufteren Kennern vorbehalten bleiben.

Zu Anfang interessiert wiederum, welche vergleichbaren Granite oder granitverwandte Gesteinstypen existieren und wie die örtliche Geologie deren Bildung im zeitlichen Verhältnis zur alpidischen Tektonik beurteilt.

Bei F. ANGEL entsprechen von den Gesteinen des granitischen Stammes die „Normalgranite“, „Porphygranite“ und wahrscheinlich zum Teil die „Augengranite“ den Augen- und Flasergranitgneisen des Venedigerraumes; die „tonalitischen“ und im weiteren Sinne auch die „syenitischen Gesteine“ sind mit den Varietäten der Tonalitgranite im Venediger zu vergleichen.

CH. EXNER (1957) unterscheidet folgende Typen, die den Augen- und Flasergranitgneisen im Venedigerg Gebiet entsprechen: Porphyrische Granitgneise aus dem Tauerntunnel, porphyrischer Gneisgranit, granitischer Augengneis. Die „Granosyenite“ (bei ANGEL unter „syenitische Gesteine“) sind aus genetischen Überlegungen mit den Tonalitgraniten des Venedigerg Bereiches zu vergleichen. Über die Vergleichbarkeit der „feinen bis mittelkörnigen Granitgneise“, „Forellengneise“, „klein- bis mittelkörnige Gneisgranite mit Vormacht des Albit“ und des „Siglitz- und Neubaugneises“ kann ich vorerst keine Aussage machen, weil ähnliche Vorkommen am Ost- und Nordende meines Arbeitsbereiches noch nicht genauer untersucht sind.

Die makroskopische Vergleichbarkeit der Gesteinstypen vom Ankogel- und Hochalmgebiet, die sich neben den Beschreibungen in den oben zitierten Arbeiten auch auf eigene Feldbegehungen in diesem Raume stützt, ist für die genannten Gesteine schon im Gelände so zwingend, daß es nicht

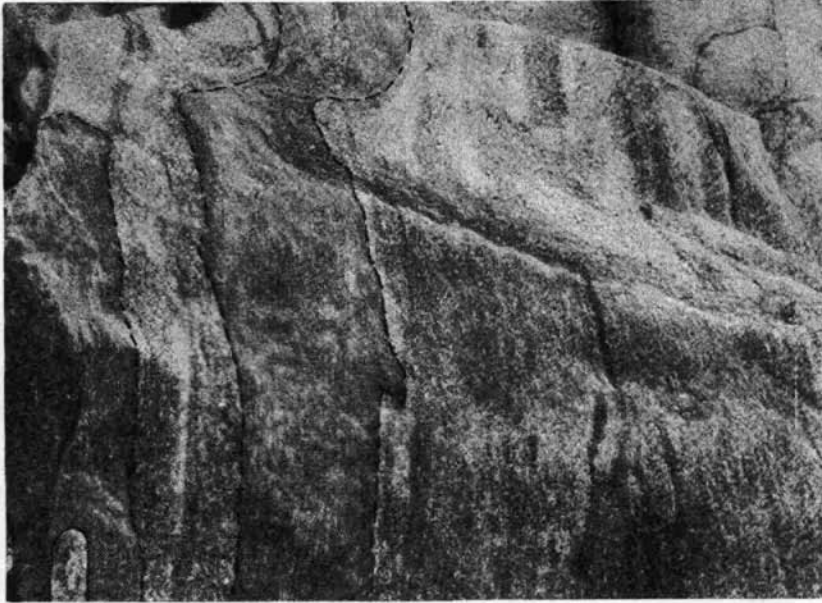


Abb. 12: Metatexit, bestehend aus paläosomatischem Biotitplagioklasgneis mit Metabasitlagen (nachgezeichnet) und Tonalitgranitneosom. Umgebung Villacher Hütte, Hochalm-
spitzgebiet.

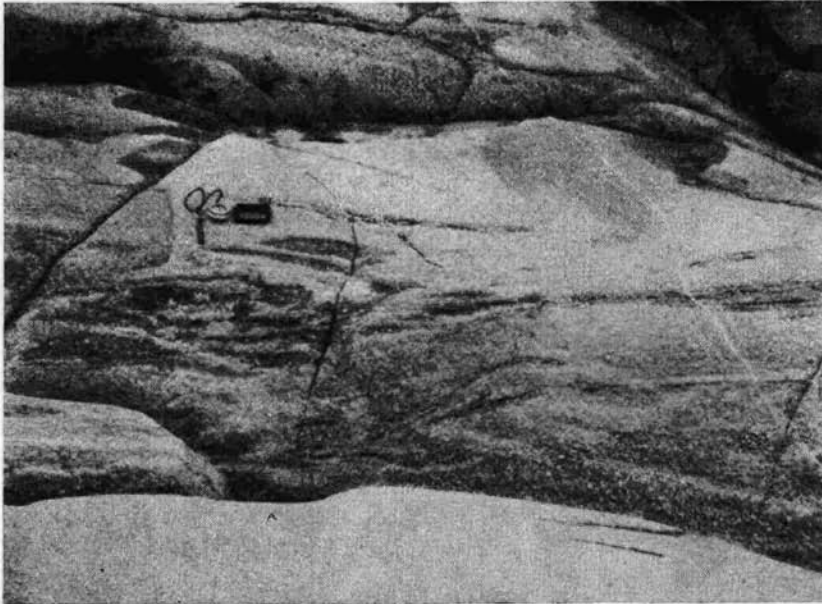


Abb. 13: Stark resorbierter Schollenmigmatit. Die Metabasitschollen zeigen Übergänge zu Schlierenformen und „zergehen“. Umgebung Villacher Hütte, Hochalm-
spitzgebiet.

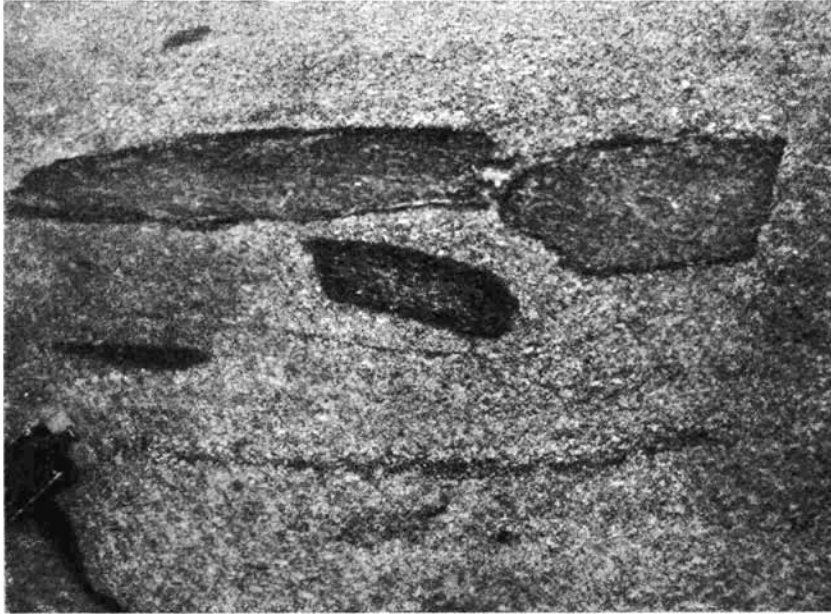


Abb. 14: Schollenmigmatit. Metabasit-Schollen besitzen randliche Biotitsäume als Folge einer begrenzten Kalimetasomatose. Umgebung Villacher Hütte, Hochalmspitzgebiet.

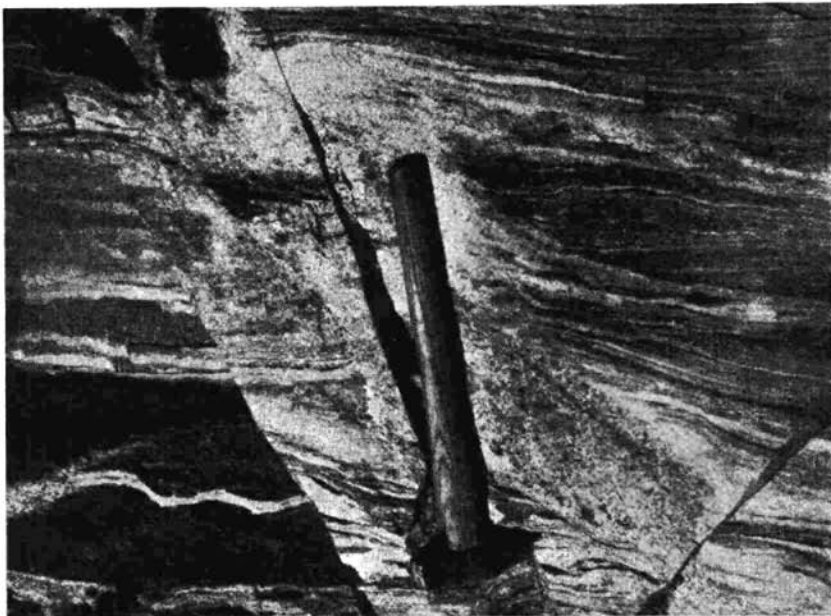


Abb. 15: Sauerer Tonalitgranit im Quer- und Parallelkontakt mit altkristallinen Schiefergneisen. Ein Beispiel in Miniatur für immigrative Platznahme magmatischer Massen und die Entstehung von Parallelkontakten. Maltatal, Hochalmspitzgebiet.

überraschte, als auch die Dünnschliffbefunde bis in die letzten Einzelheiten mit jenen vom Venedigerbereich übereinstimmten.

Die Abb. 12, 13 und 14 zeigen charakteristische Gefüge aus dem Tonalitgranit nahe der Villacher Hütte. In Abb. 12 wird ein Metatexit, in Abb. 13 und 14 unterschiedlich resorbierte Schollenmigmatite vorgeführt. Die Bilder geben Einzeltypen dieser im gesamten Raume beobachtbaren Gesteinsentwicklung wieder und werden von mir als Beispiele für Platznahme einer immigrativen magmatischen Masse im Parallelkontakt mit anisotropen Hüllgesteinen gedeutet. Abb. 15 kann diese Deutung in einem Kleinbeispiel aus den altkristallinen Schiefergneisen im tektonischen Liegenden des Hochalm-Stockwerkes (F. ANGEL, 1952, S. 69) gut demonstrieren.

Zwischen F. ANGEL und Ch. EXNER bestehen bezüglich der Alters-einstufung der magmatischen Ereignisse Unterschiede. Während für ANGEL eine alpidische Immigration saurerer, alkalireicher Massen existiert, verlegt EXNER den gesamten Magmatismus in voralpidische Zeit.

Die angeführten feldgeologischen Befunde widersprechen aber einander nicht. In beiden Arbeiten werden migmatische Bildungen zwischen paläosomatischen Schollen und magmatischem Neosom sowie diffuse Stoffdurchtränkungen des Nebengesteins beschrieben. Der entscheidende Unterschied scheint vielmehr in der Frage zu liegen: kann das Eindringen magmatischen Neosoms und die ichoretische Nebengesteinsdurchträngung zeitlich und genetisch getrennt werden?

F. ANGEL (1952, S. 45/46) faßt unter magmatischem Neosom alle Gesteinstypen von Aplitgraniten bis zu Apliten und Pegmatoiden genetisch zusammen, ebenso auch die ichoretische Durchträngung des Nebengesteins. Insofern ist für ihn die aplitische bis ichoretische Beeinflussung und Veränderung von mesozoischen Hüllgesteinen (vgl. l. c. S. 52) ein sicherer Beweis für alpidisches Alter des sogenannten „sauerer, alkalireichen Massengebildes“. (Die „Massen“ werden als „ein Extrakt aus den tieferen Stockwerken des gesamten tektonisch und kristallchemisch reagierenden Gebirges der Tauern“ angesehen.)

Demgegenüber glaubt CH. EXNER (1957) annehmen zu können, daß Stoffmobilisation und Kristallisation (Ichorese), welche die alpidische Tektonik überdauert, genetisch und zeitlich von magmatischen Immigrationen abzutrennen ist und die Folge eines Wärmestromes von einem nicht aufgeschlossenen, in der Tiefe existierenden Granitpluton wäre. EXNER (l. c. S. 111, 112) verweist außerdem auf alpidische Tektonisierungen großen Stils, die bei Granitgneisen bis zu Phyllonitbildung führen. Diese großräumigen Gesteinsverformungen entsprächen der überlieferten Vorstellung über den tektonischen Baustil des Raumes, wonach granitische Gesteinskomplexe in Verbindung mit Hüllgesteinen als tektonische Einheiten nur passiv am alpidisch-orogenetischen Geschehen beteiligt sind. Diskordante Kersantitgänge im migmatischen Granitgneis mit überprägter junger Schieferung deutet er als noch erhaltene, voralpidisch-diskordante Gänge. CH. EXNER folgert abschließend (l. c. S. 155): „Ein Aufdringen von Magma findet während der alpinen Orogenese im Gebirgskörper, welcher uns heute in den östlichen Hohen Tauern zugänglich ist, nicht statt“. Für ihn ist also jeder Magmatismus im Tauernostende voralpidisch. Alpidisch ist lediglich die Ichorese.

Diese gegensätzlichen Ergebnisse (die übrigens für EXNER, wie er selbst ausdrücklich betont, keinen endgültigen Charakter haben) sind aus der publizistischen Darstellung ebensowenig aufzuklären, wie durch einige Überblicksbegehungen. Vielleicht sind sie mit den herkömmlichen Untersuchungsmethoden im begrenzten und komplizierten Raum des Tauernostendes überhaupt nicht zu lösen. Eine Möglichkeit scheint mir aber noch nicht versucht: die Verhältnisse im größeren Rahmen durch Vergleiche mit den anderen Tauerngranitkernbereichen zu beurteilen. So zum Beispiel sind die Bildungsbedingungen im Venedigerraume wesentlich einfacher und dennoch für einen Vergleich geeignet. Wir kamen dort nach feldgeologischen Beobachtungen zum Ergebnis, daß zwei altersverschiedene Gesteinsgruppen innerhalb der „Zentralgranitgneise“ existieren, von denen die Tonalitgranite höchstwahrscheinlich alpidisch und die Augen- und Flasergranitgneise früh- oder voralpidisch sind.

Daß die gleichen Gesteinsgruppen auch im Tauernostende die herrschenden Typen sind, wurde oben bereits gezeigt. Gibt es nun nicht zu denken, daß CH. EXNER, in dessen Kartierungsbereich die Augen- und Flasergranitgneise dominieren, zu voralpidischen Alter kommt, während F. ANGEL, der im Hauptverbreitungsgebiet der Tonalitgranite arbeitet, sich für alpidisches Alter entschied? (Über die Exzellenz beider Forscher bedarf es keiner Diskussionen, sind sie doch — insbesondere F. ANGEL — durch ihre Arbeiten richtungsgebend für die moderne ostalpine Petrographie geworden.)

Es sei daher an dieser Stelle die Frage gestellt: Existieren im Gesteinskörper des Tauernostendes nicht ebenso wie im Großvenediger und am Tauernwestende zwei stofflich und altersverschiedene Granite, nämlich Tonalitgranite alpidischen Alters und Normalgranite mit vorwiegend Augenstruktur früh- oder voralpidischen Alters, deren primäre Stoffbestände samt den ursprünglichen Reaktionsgefügen zum Nebengestein durch die zuletzt noch wirksame alpidische Metamorphose (Tauernkristallisation) verschleiert wurde? Resümieren wir nun vorerst die Deutungen aus feldgeologischen Ergebnissen der drei granitischen und tonalitischen Kernbereiche in den Hohen Tauern (Zemmgrund, Großvenediger und Hochalm-Ankogelgruppe) hinsichtlich der Altersfrage, so ergibt sich folgende Übersicht:

Bereich	Tonalit-Granit	Augen- und Flasergranitgneis	Autoren
Zillertaler Hauptkamm (Tauernwestende)	synorogen	nicht bearbeitet	E. Christa (1931)
Großvenediger (Tauernmitte)	synorogen alpidisch	frühorogen alpidisch oder praeorogen voralpidisch	F. Karl (1956)
Großvenedigerbereich Nordrand	—	variskisch	G. Frasl (1953)
Hochalm-Ankogel (Tauernostende)	synorogen alpidisch	synorogen alpidisch	F. Angel und R. Staber (1952)
Umgebung von Gastein	praeorogen voralpidisch	praeorogen voralpidisch	Ch. Exner (1957)

Die Feldergebnisse im Großvenediger und Beobachtungen im Bereich des Zillertaler Hauptkammes wie auch im Hochalm-Ankogelgebiet vermitteln für die Tonalitgranitbereiche den Gesamteindruck alpidisch-synorogener Immigrationsmagmatite mit Parallelkontakten zum Hüllgestein und nachfolgender tauernkristalliner Überprägung.

Die Intensität der tauernkristallinen Stoffmobilisation scheint jedoch im Hochalmspitzbereich am größten gewesen zu sein, so daß dort aus magmatischen Parallelkontakten mit Granitisation makroskopische Gefügebilder entstanden, die nur schwer von jenen der remobilisierenden alpidischen Tiefenmetamorphose (Tauernkristallisation) zu unterscheiden sind.

Für ein früh- oder wahrscheinlicher noch voralpidisches Alter des regionalverbreiteten Augen- und Flasergranittypus (bei EXNER „Typozentralgneis“ genannt) sprechen neben der überlieferten Vorstellung vom voralpidischen Alter des die Augengranite mit einschließenden Zentralgneises die Feldbefunde im Großvenedigerraum — einschließlich der Untersuchungsergebnisse von G. FRASL (1953) am Nordrand des Bereiches — und die Schlußfolgerungen EXNER'S in der Umgebung Gasteins. Zur Altersbeurteilung der Tuxer Granitgneise (nördlicher Parallelkamm der Zillertaler Alpen) wie der Augen- und Flasergranite im Granatspitzgebiet nördlich des Weißsee (mittlere Hohe Tauern) fehlen noch geeignete Untersuchungen.

Es sei hier angeführt, daß bei Vergleichsbegehungen in den ostalpinen Altkristallinbereichen (vom Ötztal bis zum Rosaliengebirge) von nachstehend aufgezählten Granitvorkommen Augen- und Flasergranitgneise gesammelt wurden, deren makroskopische Ähnlichkeit mit jenen in den Hohen Tauern zumindest sehr auffallend ist: Mauracher Augengneis, Schwazer Augengneis, Hochwildstelle, Bösenstein, Gleinalm, Ammering, Birkfeld/Miesbach, westlich Kirchschlag, Rosaliengebirge (Neustift). Eine mikroskopische Bearbeitung im Hinblick auf Vergleichbarkeit mit den Augen- und Flasergranitgneisen der Hohen Tauern ist beabsichtigt.

II. Mikroskopische Untersuchungsergebnisse

Auch bei den mikroskopischen Untersuchungen liegt das Schwergewicht bei den granitischen und tonalitischen Gesteinen des Venedigergebietes. Aus diesem Material wurden die Ergebnisse erzielt, die mit den Befunden aus dem Zillertaler Hauptkamm, dem Hochalm-Ankogelgebiet und schließlich mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten verglichen wurden. Dementsprechend sind die Beschreibungen für den Großvenediger-Bereich ausführlicher.

Übersichtshalber wird zu Beginn der Beschreibung eines jeden Gesteinstypus eine Gesteinscharakteristik über Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht), zeitliche Mineralabfolge und deren Verhältnis zur sichtbaren mechanischen Formung (nach statistischer Beurteilung) schematisiert und tabellarisch zusammengefaßt.

1. Großvenedigerbereich

Die im Felde getroffene Einteilung aller zentralgranitischen und tonalitischen Gesteine liegt der Reihenfolge der Dünnschliffuntersuchungen zugrunde.

a) Biotitreiche Granite, Granodiorite und tonalitische Typen mit massigem und gneisigem Gefüge:

α) Tonalitgranit:

Mit dieser Bezeichnung fasse ich biotitreiche Granite, Granodiorite und massige tonalitische Typen zusammen mit der Begründung, daß sie — wie im Felde so auch nach den Dünnschliffbefunden — durch alle Übergänge miteinander verknüpft sind.

Gesteinscharakteristik:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisation (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)	
		I	II
Oligoklas (An ₂₈₋₁₃) Quarz Klinozoisit (Plagioklasmikrolithen) Biotit Klinozoisit/ Pistazit ¹⁾ (frei im Gefüge) Aor/Mikr. ¹⁾ und Mikroklin Chlorit Titanit Hornblende (barroisitisch) Granat Akzessorien: Apatit, Orthit, sulfid. und oxyd. Fe-Erz, Zirkon, Karbonat	Plagioklas _a ¹⁾ Biotit _a ¹⁾ Hornblende _a ¹⁾ Plagioklas _a Kalifeldspat _a ¹⁾ Quarz _a Biotit _n , Hornblende _n , Titanit, Pistazit/Klinozoisit (Plagioklasfülle) Plagioklas _n ¹⁾ , Chlorit, Titanit, Pistazit/Klinozoisit, Granat Kalifeldspat _n , Quarz _n Karbonat	Kr ₁ → Fm (Kristallisation wird von mecha- nischer Formung überdauert)	Kr ₁ → Kr ₂ (nach Kr ₁ folgt ohne mechanische Formung Kr ₂)
		Fm = Kr ₂ → Kr ₂ (Kristallisation beginnt während der Formung und überdauert diese)	

¹⁾ Abkürzungen: Klinozoisit/Pistazit = Mineral der Epidotreihe mit einem durchschnittlichen Fe-Epidotgehalt von etwa 10% (vgl. E. TRÖGER, 1956, S. 45). Aor/Mikr. = Kali-Natronfeldspat mit optischen Daten, die zwischen Anorthoklas (bzw. Orthoklas) und Mikroklin liegen (in mehr Fällen näher dem Anorthoklas als dem Mikroklin). Plagioklas_a = Pseudomorphose von tauernkristallinem, jungem Plagioklas (Oligoklas) und Mikrolithenfüllung nach vortauernkristallinem, altem Plagioklas. Biotit_a = teilweise oder völlige Pseudomorphose von FeTi-ärmerem, tauernkristallinem Biotit mit Titanit und Pistazit nach vortauernkristallinem FeTi-reichem Biotit. Hornblende_a = teilweise oder völlige Pseudomorphose von barroisitischer Hornblende oder von Biotit_n nach vortauernkristalliner, gemeiner, brauner oder grüner Hornblende. Kalifeldspat_a = vortauernkristalliner Aor/Mikr. Plagioklas_n = tauernkristalliner, junger Plagioklas (Oligoklas); analog auch Biotit_n, Hornblende_n und Kalifeldspat_n.

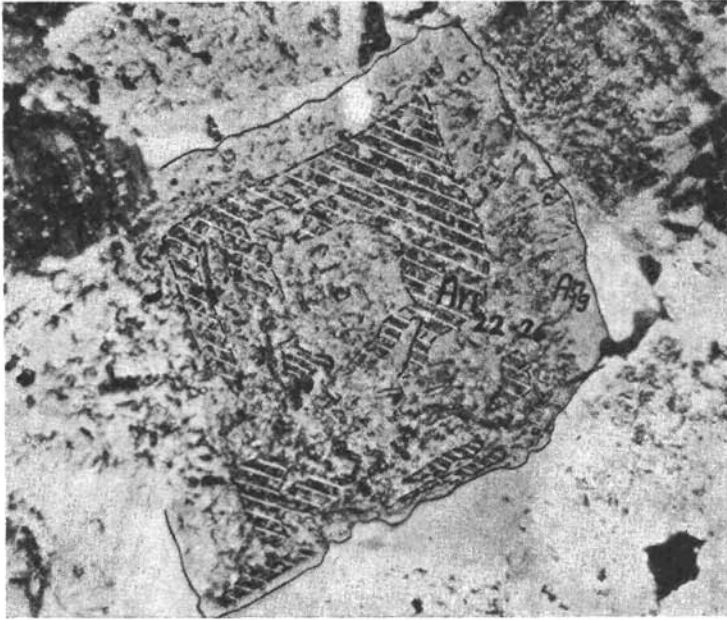


Abb. 16: Gefüllter hypidiomorpher Plagioklas (An_{20-22}) mit sauerem Anwachsrand (An_{19}). Ehemaliger Zonarbau ist aus unzufälliger Mikrolithenverteilung (Klinozoisit) rekonstruierbar. Man beachte die ring- bis gerüstförmige Abbildung ehemals basischer Bereiche (nachgezeichnet) (vgl. dazu Abb. 33, 34, 43). Gekreuzte Nicols, etwa 33fache Vergrößerung.

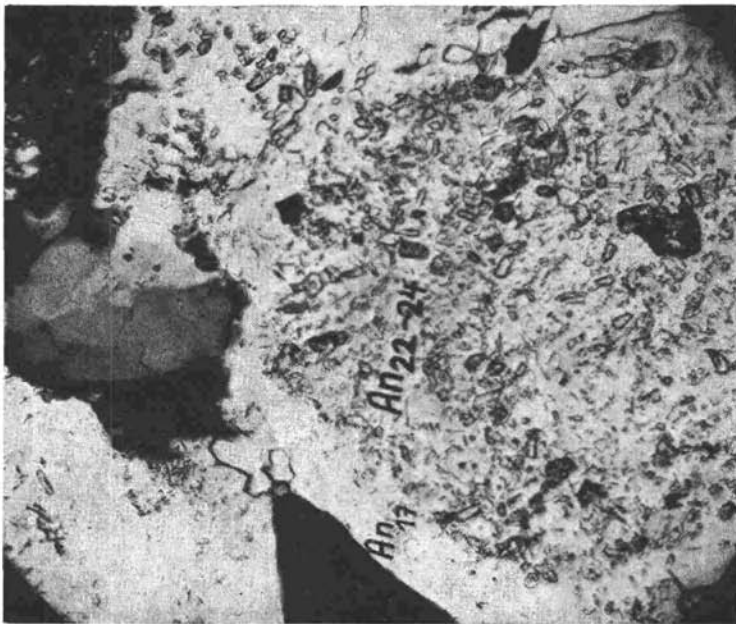


Abb. 17: Gefüllter idiomorpher Plagioklas (An_{24-22}) mit sauerem Weiterwachsereich. Im gefüllten Feldspat ist durch die Mikrolithenanordnung (Klinozoisit) ehemaliger Zonarbau erschließbar. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

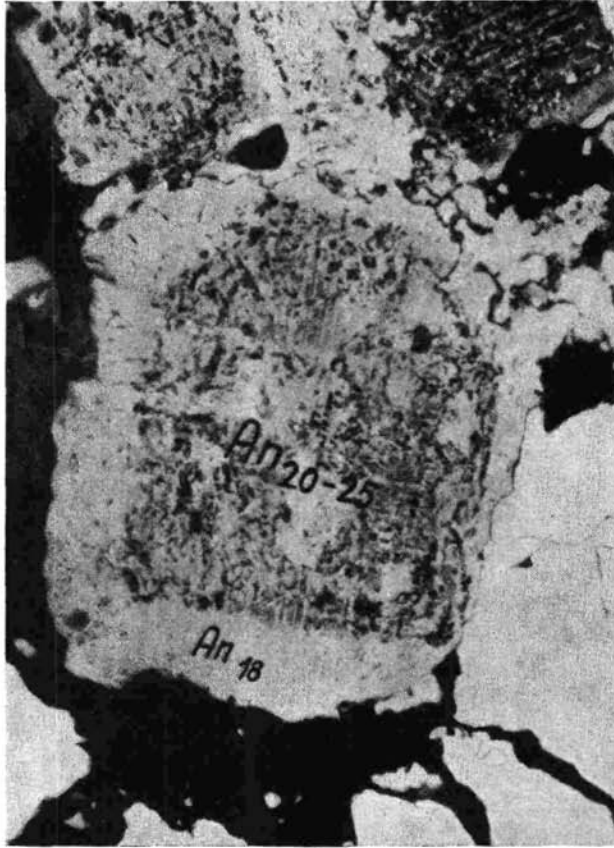


Abb. 18: Gefüllter Plagioklas (An_{20-25}) mit saurem Weiterwachsrand (An_{18}). Die Mikrolithenverteilung (Klinozoisit und Serizit) ist unregelmäßig fleckig. Gekreuzte Nicols, etwa 40fache Vergrößerung.

Plagioklas.

Sichtbar und meßbar sind Oligoklase mit Streuwerten von An_{13-28} . Die Durchschnittswerte für die Randzonen der Körner liegen bei An_{18} , jene für die Kerne bei An_{24} . Häufig ist schwach ausgeprägter Normalzonarbau erkennbar. Auffallend seltener war Inverszonarbau zu beobachten.

Das auffallendste Merkmal aber sind die Mikrolitheneinschlüsse, die in ihrer Kristallinität und Verteilungsdichte seit F. BECKE (1902/1903) und E. WEINSCHENK (1893) immer wieder Anlaß zu Beschreibungen und Deutungen gaben. Die Oligoklase sind mit vorwiegend Klinozoisit, untergeordnet Hellglimmer, seltener Biotit, Zoisit und Granat „gefüllt“ (F. ANGEL, 1930). Diese Mineralparagenese wird von ANGEL als „echte Feldspatfülle“ bezeichnet und soll auch hier unter diesem Namen geführt werden. Gelegentlich existiert nur feinste staubartige Füllung, die — durch Korngrößenübergänge erschließbar — auch hauptsächlich aus Klinozoisit besteht.

Die Feldspat-Fülle ist in den Oligoklasen unzufällig oft zonenartig gehäuft, so daß der Schluß auf Abbildung ehemaligen Zonarbaues gerechtfertigt erscheint (vgl. Abb. 16, 17). Die Deutung von O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1945), daß es sich dabei um die Abbildung zeitlich beschränkter Grenzreaktionen handle, ist für diese Ausbildungsformen nicht anwendbar. Die erkennbaren Mikrolithenzonen zeichnen fast immer kristallographische Richtungen des Plagioklases nach. Es ist daher die Annahme von ERDMANNSDÖRFFER unberechtigt, daß ehemaliger starker Zonarbau in den alpinen Plagioklasen fehlte.

In der charakteristischen Verteilungsdichte von Mikrolithen zeigt sich nicht nur ehemaliger Zonarbau, sondern auch die Abbildung anderer vor-metamorpher Stoffinhomogenitäten in den Plagioklasen. Etwa die Hälfte der beobachteten und zum Teil auch gemessenen Plagioklase besitzt fleckige (seltener dicht geschlossene) Mikrolithenanreicherung in zentralen Kornbereichen (vgl. Abb. 18), die andere Hälfte ringartige Kränze zwischen Kornmitte und Rand.

Wir sehen darin die Abbildung von \pm korrodierten basischen Kernen, sogenannten „Gerüstkernen“ (F. BECKE, 1892), die durch ihr schwammartiges Gefüge im Zentrum der Plagioklaskörner typisch für Tonalitplagioklase sind. Die eigenen Plagioklasuntersuchungen in periadriatischen Tonaliten ergaben, daß derartige Gerüstkernkerne sehr oft nur mehr als ringartige Kränze existieren (vgl. S 137 und Abb. 33 und 34). Abb. 17 zeigt, durch Nachzeichnung und Schraffung verdeutlicht, einen damit vergleichbaren, ringartig gefüllten Plagioklas.

Die Abbildung von Zonarbau, von fleckigen Kernen sowie von Kernringen ist in den Oligoklasen des Tonalitgranites so häufig zu sehen, daß diese Gebilde nicht mehr als Zufälligkeiten angesprochen werden können.

Die wichtigen Untersuchungen von F. ANGEL (1930) über die Möglichkeit einer Zurückrechnung von Mikrolithen und heutigem Plagioklas zu ehemaligen (basischeren) Plagioklasen ohne Mikrolithen und die Beobachtungstatsache, daß viele Mikrolithenanhäufungen in den Oligoklasen der Tonalitgranite wirklich als Abbildung stofflicher Inhomogenitäten eines älteren Plagioklases verstanden werden müssen, gaben den Anlaß zu gleichartigen Umrechnungen, die im Rahmen einer Meldearbeit am

Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal durch cand. rer. nat. W. NOA (1958) ausgeführt wurden. Die optische Integration von Plagioklassubstanz, Klinoisit und Muskowitkörnern innerhalb eines geschlossenen Plagioklaskornes war ohne größere Schwierigkeiten möglich, weil die Mikrolithen vielfach noch gut meßbare Korngrößen zeigten.

Die Umrechnungen wurden an 11 gefüllten Plagioklasen von Dünn-schliffen aus Tonalitgraniten des Großvenediger durchgeführt. Dazu wurden aber nicht die Tabellen von F. ANGEL (1930, S. 50 und 52) verwendet, sondern in jedem Beispiel nach der umgerechneten Elementoxydmenge der passende Plagioklas aus den Tabellen von H. v. PHILIPSBORN (1933) abgelesen. Ein Vorteil dieser Umrechnungsart gegenüber derjenigen bei F. ANGEL, die sich auf eine angenommene Umsetzungsgleichung stützt, liegt darin, daß man nicht gezwungen ist, mit Zunahme des Klinoisitgehaltes auch eine lineare Zunahme des Muskowitgehaltes annehmen zu müssen, was für die untersuchten Gesteine nicht zutrifft¹⁾. Eine Verrechnung ohne Rest ist — wie auch bei ANGEL — nur sehr selten gegeben, was auf geringfügige Stoffzu- und -abwanderungen während des Füllungs- und Umwandlungsprozesses und sehr wahrscheinlich auch auf Integrationsfehler zurückzuführen sein dürfte. Bezeichnenderweise zeigten alle Beispiele, daß jene Plagioklaszusammensetzung, die mit Hilfe des Al_2O_3 -Gehaltes aus den Tabellen abgelesen wurde, die am wenigsten schwankenden Werte liefert. Diese empirische Feststellung, im Einklang mit eigenen petrochemischen Ergebnissen (vgl. S. 177) und den Erfahrungen aus der Literatur über geringe Wanderungsfähigkeit des Aluminiums während metamorpher Prozesse (vgl. V. M. GOLDSCHMIDT, 1920 und F. BECKE, 1925), genügt für die Annahme, daß der Al_2O_3 -Gehalt am ehesten „autochthon“ ist und damit für die Rückrechnung den sichersten Faktor darstellt. Umrechnungsversuche mit CaO oder SiO_2 oder Na_2O als Grundwert ergaben auffallend schlechtere Resultate. H_2O und K_2O wird als zugeführt angenommen und kann daher unberücksichtigt bleiben.

Die Umrechnungsergebnisse von 11 Tonalitgranit-Plagioklasen sind in Tabelle 1 a aufgeführt. Tabelle 1 b zeigt zum Vergleich gemittelte An-Gehalte von 11 Plagioklasen aus periadriatischen Tonaliten.

Wir ersehen daraus, daß in Tabelle 1 a An-Gehalte herauskommen, die mit denen der periadriatischen Tonalitplagioklase vergleichbar sind und betrachten dieses Ergebnis als weiteres Indiz für die genetische Vergleichbarkeit zwischen Tonalitgranit der Hohen Tauern und Tonaliten des periadriatischen Intrusivbogens.

Die Korngrenzen sind bei den Plagioklasen trotz mehr oder weniger schmaler Anwachsringen hypidiomorph und sprechen, wie der ehemalige Zonarbau, für Kristallisation aus magmatisch-teilbeweglichem Bildungsmilieu. Die Abbildung eines früheren Zonarbaues muß als Beweis für Plagioklasumlagerung nach einer abgeschlossenen ersten Kristallisation angesehen werden. Die Hypothese der Piezokristallisation von E. WEINSCHENK (1894) ist demnach nicht anwendbar.

In vielen Beispielen sind trotz kristalliner Regeneration noch Kornzerbrechungen erkennbar. Meist sind es körnige Zerlegungen innerhalb

¹⁾ Meine Erfahrungen sprechen dafür, daß mit Zunahme des Klinoisits der Muskowitgehalt weniger wird.

Tabelle 1 a

Integration und Bestimmung der ehemaligen mittleren An-Gehalte von gefüllten Plagioklasen aus Tauern-Tonalitgraniten vom Großvenediger.

Lfd. Nr.	Gew.-% von Plagioklas und Mikrolithen			Gew.-% der errechneten Oxyde				Ehemaliger Plagioklas
	Plagioklas	Klinozoisit	Muskowit	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Na ₂ O	
1	52 (An ₃₃)	43	4	29	52	13	5	An ₅₂₋₅₆
2	61 (An ₂₃)	35	4	28	55	12	6	An ₄₆₋₅₁
3	34 (An ₂₃)	57	9	32	49	16	3	An ₆₉₋₇₄
4	44,5 (An ₂₃)	53	2	30	51	15	4	An ₅₈₋₆₂
5	37 (An ₂₃)	48,5	14	32	51	14	3	An ₆₉₋₇₄
6	66 (An ₂₀)	24	10	28	57	9	6	An ₄₆₋₅₁
7	54 (An ₂₀)	35,5	10,5	29	54	11	5	An ₅₆₋₅₂
8	27 (An ₁₇)	65	8	32	48	17	3	An ₆₉₋₇₄
9	27 (An ₁₁)	65	8	32	48	17	3	An ₆₉₋₇₄
10	30 (An ₂₁)	63	7	32	48	17	3	An ₆₉₋₇₄
11	33 (An ₂₄)	57	10	32	49	16	3	An ₆₉₋₇₄

Tabelle 1 b

Integration und Bestimmung der mittleren An-Gehalte von Plagioklasen aus periadriatischen Tonaliten.

Laufende Nr.	Vol.-%			mittlere An-Gehalte
	Rand	Mittelzone	Kern	
1	11 An ₄₉	67 An ₆₁	22 An ₇₇	An ₆₃
2	22 An ₄₇	57 An ₆₉	22 An ₉₀	An ₆₉
3	24 An ₆₁	51 An ₇₀	25 An ₈₄	An ₇₁
4	13 An ₄₄	47 An ₅₀	39 An ₇₄	An ₅₉
5	30 An ₃₀	64 An ₆₁	6 An ₇₈	An ₅₃
6	54 An ₃₀	26 An ₄₀	20 An ₆₀	An ₃₉
7	26 An ₃₅	57 An ₅₃	17 An ₆₀	An ₃₈
8	14 An ₃₁	76 An ₅₀	10 An ₇₄	An ₅₀
9	17 An ₃₃	65 An ₅₄	18 An ₇₂	An ₅₄
10	33 An ₂₉	49 An ₄₅	18 An ₇₃	An ₄₅
11	48 An ₂₈	44 An ₅₄	8 An ₇₆	An ₄₃

der noch bestehenden ursprünglichen Kornumgrenzung. Es gibt aber auch Übergänge bis zu einem schlierigen, feinkörnigen Pflaster aus oft einschlußfreien Oligoklaskörnchen mit intergranularen Klinozoisiten.

Fälle, wo zerbrochene gefüllte Körner von ungefüllter junger Oligoklasen substanz verheilt sind, sprechen für eine vordeformative Mikrolithenbildung. Andererseits sind aber die heute vorliegenden Oligoklasen und deren Mikrolithenfülle als Umlagerungsprodukte aus ehemals basischen Plagioklasen nur „gleichzeitig“ entstanden zu denken. Durch die Anführungszeichen soll ausgedrückt werden, daß diese Gleichzeitigkeit einen

Ereignisablauf nicht ausschließt, an dessen Anfang Klinozoisitkristallisation und dessen Ende noch eine überdauernde Oligoklaskristallisation möglich ist. Beachtet man zudem noch, daß in total zerbrochenen und pflasterkörnig rekristallisierten Plagioklaskörnern die intergranularen Klinozoisite größer als in den unzerlegten Plagioklasen sind, so spricht dies dafür, daß die Klinozoisitkristallisation auch noch nach der mechanischen Deformation wirksam war. Die Schlußfolgerung aus diesen Beobachtungen und Überlegungen kann nur sein, daß die Umwandlung der ehemals basischen Plagioklase zu Mikrolithen und Oligoklas paratektonisch und noch die tektonischen Ereignisse überdauernd erfolgte.

Die Altersbeziehungen zu Biotit_n, Quarz_n, Hornblend_n und Kalifeldspat_n sind an den Berührungsgrenzen abzulesen. Einschlüsse von Biotitgroßkörnern und Hornblende in Oligoklasrandbereichen oder auch Korrosionen der Biotite und Hornblend_n durch mikrolithenfreien Oligoklas belegen, daß die letzte Oligoklaskristallisation die junge Biotit- und Hornblendekristallisation überdauerte. Umgekehrt ist das Verhältnis zu Quarz und zu Kalifeldspat (soweit vorhanden). Beide verdrängen Oligoklas. Junger Kalifeldspat erzeugt häufig myrmekitische Reaktionsgefüge. An Verzwilligungen existieren überwiegend Albit- und Periklingsetz mit schmalen Lamellen.

Im Grenzbereich von Tonalitgranit zu Augen- und Flasergranitgneis, wo im Felde der Eindruck von Migmatitbildung aus beiden Graniten besteht, finden sich im Dünnschliff neben den oben beschriebenen Oligoklasen hypidiomorphe gefüllte Albite mit Oligoklasrändern. In Abb. 19 erkennt man durch die gewählte Einstellung eine Oligoklasierung des Albites vom Rande in das Korninnere vordringend¹⁾. Es handelt sich bei dem Albit um einen Ab₃ (B. SANDER, 1911, S. 248) bzw. Ab_{III} (CH. EXNER, 1949, S. 229) und nach meiner Bezeichnungsweise um einen Albit_a (= Albit alt), wie er auch für die Augen- und Flasergranitgneise charakteristisch ist. Dieser Albit_a lag zur Zeit der Kristallisation von mikrolithenfreiem Oligoklas bereits mit seiner Füllung vor (die Mikrolithen werden vom vordringenden Oligoklas übernommen).

Im Einklang mit den Feldbeobachtungen läßt sich dieser Albit im Grenzbereich gegen die Augengranite als Kristallisationsprodukt aus hybriden sauren magmatischen Massen des intrudierenden tonalitischen Magmas verstehen. Seine Füllung wie die nachfolgende Oligoklasierung erhielt er im Rahmen der anschließenden alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation im Sinne von B. SANDER, 1912, S. 286), die beide Granitvorkommen und deren Kontakt erfaßte.

Quarz.

In den nicht oder nur schwach deformierten Korngefügen ist Quarz die allotriomorphe Zwickelfüllung zwischen Plagioklas und den femischen Mineralien. Wenn die Plagioklase vortauernkristalline Deformationserscheinungen erkennen lassen, sind auch die Quarze mechanisch zerlegt

¹⁾ Die unregelmäßige Grenze zwischen Albit und Oligoklas muß als typische Grenzflächenreaktion verstanden werden und soll der Zonenbau-Abbildung durch Mikrolithen gegenübergestellt werden. (Vgl. die weiter oben diskutierte Ansicht O. H. ERDMANNSDÖRFFERS [1945] über Entstehung von zonarer Mikrolithenanordnung.)

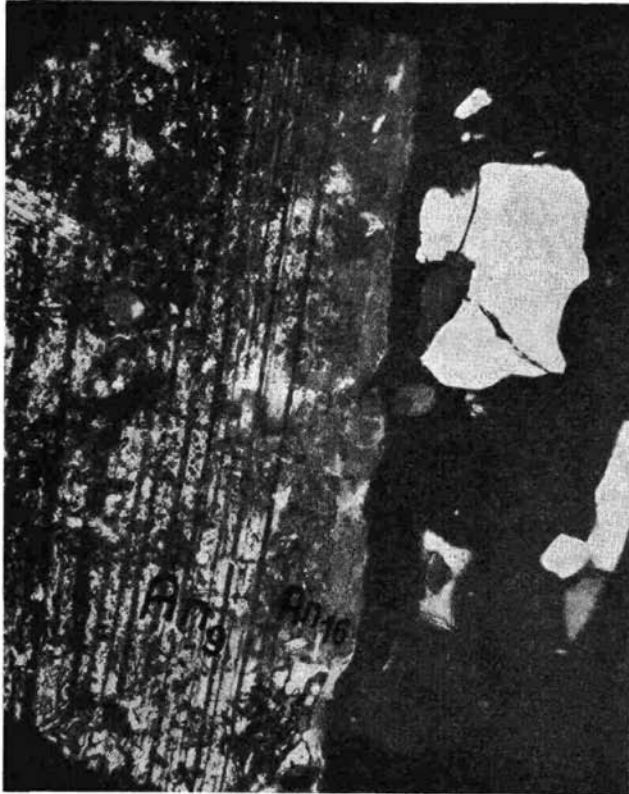


Abb. 19: Gefällter Albit (An_9) wird vom Rand nach innen durch Oligoklas (An_{16}) ersetzt, wobei die Mikrolithen des Albites vom Oligoklas übernommen werden. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

zu Überindividuen (vgl. SANDER, 1950, S. 63 ff.). Sie werden daher zum primärmagmatischen Stoffbestand der Tonalitgranite gestellt und als Quarz_a typisiert. In mehreren Dünnschliffen ist eine beginnende Verdrängung der Plagioklase, Biotite und Hornblenden durch jungen undeformierten Quarz zu beobachten; dieser Quarz wie auch die allgemeine nachtektonische Quarzrekristallisation entspricht sekundärer tauernkristalliner Kristallisation und wird als Quarz_n gekennzeichnet.

Biotit.

Es überwiegen in den untersuchten Dünnschliffen haufenförmige Kornaggregate neben Fällen, wo größere Einzelkörner erhalten geblieben sind. In geringer Menge tritt Biotit auch als echtes Plagioklas-Füllungsmineral auf. Die Kornhaufen sind Produkte mechanischer Zerlegung und nachfolgender regenerierender Kristallisation. Sie sind in Einzelbeispielen als Zerquetschungen größerer Einzelkörner zwischen den Plagioklasen erkennbar. Mitunter sind aber in den Umrissen der Kornhaufen noch langprismatische ehemalige Mineralkornformen zu vermuten, die auf Pseudomorphosen nach Hornblende hinweisen.

Eindeutige Verdrängungen durch ungefüllten Oligoklas beweisen, daß die Oligoklaskristallisation die letzte Biotitkristallisation überdauert; ebenso ist die letzte Quarzkristallisation jünger als Biotit. Randliche Chloritisierung zu Prochlorit, aber auch Parallelverwachsungen mit diesem sprechen für gleichzeitige und überdauernde Prochloritbildung.

Bezeichnend für die meisten Biotite ist ihr Pleochroismus von schmutzig grünbraun zu hellgelb (dunkelbraune Färbungen sind gelegentlich noch im Zentrum erhalten gebliebener größerer Körner zu sehen) ebenso die insekteneierförmigen Titaniteinschlüsse und Pistazitkörnerchen. Sagenitgitter sind seltener zu beobachten. Mitunter sind die Titanitkörner schön parallel angeordnet und bilden so wahrscheinlich eine ehemalige Biotit-Spaltbarkeit ab. Das fällt besonders auf, wenn der jetzt vorliegende Biotit sich tauernkristallin als Querbiotit umorientierte und die Titanitkörnerzüge ||s in alter Orientierung erhalten blieben (vgl. Abb. 28). Weiterhin ist die Beobachtung wichtig, daß fast der gesamte Pistazit, welcher unabhängig von Plagioklas im Gefüge existiert, an Biotitkornaggregate gebunden ist.

Aus all den Feststellungen ist zu schließen, daß der heute vorliegende Biotit eine sekundäre Neubildung, bzw. ein Umlagerungsprodukt darstellt. Sowohl die Kornzerlegung als auch die Abbildung ehemaliger kristallographischer Richtungen durch Titaniteinschlüsse verlangen einen kristallisierten Vorgänger. Welches primäre Mineral vorlag, ist aus diesem Material allein nicht mit Sicherheit zu beantworten; es käme sowohl FeTi-Hornblende als auch FeTi-reicher Biotit in Betracht.

Die im Tauernostende schon sehr früh von G. TSCHERMAK (1862) erkannte pseudomorphe Umsetzung von Hornblenden zu Biotit und Epidot dürfen meiner Ansicht nach nicht so überwertet werden, daß nunmehr aller Biotit und Pistazit aus Hornblende entstanden wäre.

Abb. 41 zeigt, daß es eindeutige Pistazitpseudomorphosen nach Biotit gibt. Pistazitbildung im Biotit verlangt Kalziummobilität und -zufuhr, welche durch die verbreitete Oligoklasneubildung gegeben ist. Bezeichnenderweise liegen die Pistazite in Randbereichen, an Rupturen oder unmittelbar außerhalb. Außerdem sind in undeformierten Tonalitgraniten Biotitgroßkörner mit den üblichen Titanit- und Pistaziteinschlüssen erhalten, die — nach dem Erhaltungszustand der Plagioklase zu schließen — noch ihre ursprüngliche Kornform besitzen. Sie lassen seltener ehemalige Hornblenden, häufiger Biotite als Vorläufer vermuten. Es erscheint mir daher einer Pistazitbildung im Zusammenhang mit Umlagerung von Fe-reicheren zu Fe-ärmeren Biotiten bei Ca-Zufuhr kein Hindernis entgegenzustehen.

Die heutigen Biotite können somit analog den Verhältnissen, wie sie für die Plagioklasumwandlung festzustellen waren, als Produkte mineralfacieller Angleichung älterer FeTi-reicherer Biotite und Hornblenden verstanden werden. Ihre Umkristallisation hat die tektonische Gesteinsdurchbewegung zumindest überdauert.

Klinozoisit/Pistazit.

Es werden hier jene Mineralien der Epidotgruppe beschrieben, die außerhalb der Plagioklaskörner liegen. Bei F. ANGEL und R. STABER (1952) sind sie im Gegensatz zu den Plagioklasmikrolithen als Großkorn-epidote bezeichnet.

Die optische Bestimmung nach den Kurven bei E. TRÖGER (1956, S. 45) ergab sowohl Klinozoisit als auch Pistazit, letzterer mit maximal 20% Fe-Epidotmolekül.

Aus den Beobachtungen im Korngefüge läßt sich mitunter feststellen, daß ein Teil der Klinozoisite rekristallisierte ehemalige Plagioklasmikrolithen sind, die durch Zerbrechung ihres Plagioklaswirtes ins freie Gefüge gelangten. Die übrigen und die Pistazite sind Neubildungen im Zusammenhang mit einer Umlagerung ehemals FeTi-reicherer Biotite oder Hornblenden und daher fast immer an die jetzigen Biotite und Hornblenden geknüpft. Ihre Aggregatform weist manchmal auf Pseudomorphosen hin.

Gelegentlich tritt Klinozoisit und Pistazit in zonar gebauten Körnern auf. Eine Regel, ob dann Pistazit die Ränder oder die Kerne bildet, ist nicht ableitbar. In Pistaziten sind öfter idiomorphe Orthitkerne vorhanden, häufiger aber ein dichtes Haufwerk von kleinsten, stark licht- und doppelbrechenden Körnchen, die nicht näher bestimmbar sind.

Die Rekristallisation freigelegter Füllungsklinozoisite wie auch die Neubildung von Pistazit bei Biotiten gilt als Beweis für Epidotkristallisation noch nach der letzten Gesteinsdurchbewegung und ist der paratektonischen Klinozoisitkristallisation in den Plagioklasen unmittelbar anzuschließen.

Sowohl die Füllungsklinozoisite als auch die Epidotminerale frei im Gefüge sind als sekundäre Mineralneubildung während und nach den letzten Gesteinsdurchbewegungen nachweisbar und damit Neubildungen der para- bis nachtektonisch wirksamen alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation). Die Feststellung,

daß in voralpidischen granitischen Geröllen aus den paläozoischen Tauern (F. KARL, 1955) Epidotminerale fehlen, macht sie zu kritischen Mineralien der alpidischen Metamorphose.

Kalifeldspat.

Weniger als die Hälfte der typischen Tonalitgranitdünnschliffe führten Kalifeldspate. Ihre genaue optische Einmessung zeigte sehr interessante Ergebnisse, deren genetische Bedeutung meines Wissens bisher aus den Hohen Tauern unbekannt war.

Bereits die Schliffbeobachtungen vermittelten den Eindruck, daß es innerhalb der Kalifeldspate zwei Typen gibt, einmal solche, die als Großkörner zwischen den hypidiomorphen, gefüllten Plagioklasen Platz fanden und andere, die überwiegend nur als amöboide Intergranularbildungen im Primärgefüge aus Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Quarz zu finden sind. Erstere sind oft durch feinsten Staub getrübt und nicht selten zerbrochen und rekristallisiert, wobei die rekristallisierte Kalifeldspatsubstanz dem zweiten Typus entspricht. Die optischen Daten für die sicher ältere Modifikation (Kalifeldspat_a) liegen zwischen jenen für Anorthoklas (bzw. Orthoklas) und Mikroklin, sie werden daher als Aor/Mikr bezeichnet. Die Achsenwinkel ($2V_x$) schwanken zwischen 60—65°; die Auslöschungsschiefen (γ : Pol von (001)) liegen im Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) näher bei der Signatur für Mikroklin als für Anorthoklas.

Der zweite, intergranulare Kalifeldspattypus ist einschlußfrei (abgesehen von seltenen feldspatfremden Einschlüssen) und ohne jede Zerberchung. Er tritt immer zusammen mit jüngstem Quarz auf und zeigt häufig aggressives Verhalten gegen einschlußfreien Oligoklas. Zweifellos gehören diese Kalifeldspate in der Mineralsukzession zu den jüngsten Kristallisationen in den Tonalitgraniten und werden daher als Kalifeldspat_n bezeichnet. Die optischen Daten liegen wiederum zwischen jenen von Anorthoklas und Mikroklin (Beilage 1 bei E. TRÖGER, 1956), nähern sich aber häufiger als bei dem vorher besprochenen Typus der Optik des Anorthoklas. Die Achsenwinkel ($2V_x$) schwanken zwischen 52 und 60°.

Beide Kalifeldspatformen sind „flau“ gegittert oder ungegittert und zeigen selten Perthitbildung parallel ($\bar{1}\bar{5}02$). Ihr Ab-Gehalt kann 30% erreichen.

Entsprechend der Umlagerung beim primären Plagioklasbestand ist naheliegend, daß auch die älteren Kalifeldspate_a schon mineralfacielle Umlagerungen darstellen. (Aus späteren Überlegungen wird wahrscheinlich, daß ehemals zum Teil Anorthoklase oder Na-Orthoklase vorgelegen haben.) Die Kalifeldspate_n sind analog dem Oligoklas_n nachtektonische tauernkristalline Neubildungen. Die stoffliche Zusammensetzung des heute vorliegenden Kalifeldspat-Bestandes als Kali-Natronfeldspat mit bis zu 30% Albitgehalt muß also temperaturfaciell zusammen mit Oligoklas (An₂₃) bestandfähig sein. Dieser Paragenese entspricht eine höhere Bildungstemperatur als etwa für Albit- und Mikroklinbildung nötig ist, was im weiteren durch gleichzeitige Pistazit- und Hornblende-Neubildung eine Bestätigung findet.

Damit reiht sich der Aor/Mikr als neues kritisches Mineral für eine ganz bestimmte Temperaturzone in die tauernkristalline Paragenese im speziellen und in die Epidot-Amphibolitfacies im allgemeinen ein.

Eine interessante Ergänzung zu dieser K-Na-Feldspatbildung als Ausdruck höherer Temperatur zeigen die K-Na-Feldspate der Bozener Quarzporphyre.

Gelegentlich der Feststellung von Transitionslagen für die Plagioklasoptik am Beispiel der Bozener Quarzporphyre (F. KARL, 1954) wurde auch in der Ausbildung der K-Na-Feldspate eine Abhängigkeit vom Temperaturgefälle vermutet, u. zw. derart, daß bei Hochtemperaturform Anorthoklas und bei Niedertemperaturform Na-Orthoklas entsteht. Die erneute Überprüfung der seinerzeitigen Meßergebnisse, die sich hauptsächlich auf $2Vx$ -Messungen stützten und ihre nochmalige Auswertung nach den Kurven von TUTTLE, 1952 (vgl. E. TRÖGER, 1956, S. 96), macht es sehr wahrscheinlich, daß die Reihenfolge von höher- zu niedriger temperiertem Kalifeldspat im Bozener Quarzporphyr folgendermaßen verläuft: Sanidin ($2Vx22^\circ$, Achsenebene parallel 010) = Hochtemperaturform; Sanidin/Natronorthoklas oder Anorthoklas ($2Vx28-64^\circ$, Achsenebene $\sim \perp$ 010) = Transitionslage. Sehr bezeichnend sind K-Na-Feldspate mit $2Vx$ um 30° (= Sanidin/Natronorthoklas) im Kernbereich und $2Vx60-64^\circ$ (Natronorthoklas oder Anorthoklas) in einer randlichen Zone, an welche sich ganz außen Perthitausscheidung und Schachbrettalbitbildung anschließt.

Schließen wir unsere Ergebnisse aus dem Venediger Tonalitgranit diesen an, so könnten die da vorhandenen Übergangsformen zwischen Anorthoklas und Mikroklin die Fortsetzung der oben genannten Reihe von Sanidin zu Anorthoklas sein, die schließlich in tiefsttemperierten Paragenesen mit Mikroklinbildung ihr Ende findet. Folgerichtig sollte daher diese Aor/Mikr-Bildung für eine langsamere Abkühlung sprechen als sie im nur schwach autometamorphen Quarzporphyr gegeben war, oder sie sollte die Auswirkung einer späteren, langanhaltenden Wiedererwärmung eines Gesteines sein, in dem vorher die vermutlich instabileren Natronorthoklase oder Anorthoklase vorlagen.¹⁾

Chlorit.

Nach den optischen Daten handelt es sich um Prochlorite. Sie sind als Chloritisierungsprodukte von Biotiten ableitbar, entstehen aber auch gleichzeitig als Neubildungen zusammen mit der Biotit-Neubildung aus älteren FeTi-reicheren Biotiten oder Hornblenden. Ihr mineralfacielles Bestandfeld überschneidet sich mit dem der jungen Biotite.

¹⁾ Während der Drucklegung dieser Arbeit erschien in der Zeitschr. f. Kristallographie Bd. 110 S. 11—20 (1958) von J. V. SMITH und I. D. MUIR eine Untersuchung über die Reaktionsabfolge in Larvikit-Feldspaten, wo am Beispiele einzelner Alkalifeldspatproben optisch und röntgenoptisch eine Entmischung von ehemaligem Ca-Na-reichen Sanidin über Ca-führenden Anorthoklas zu pseudomonoklinem Mikroklin-Oligoklas-Perthit erwiesen scheint.

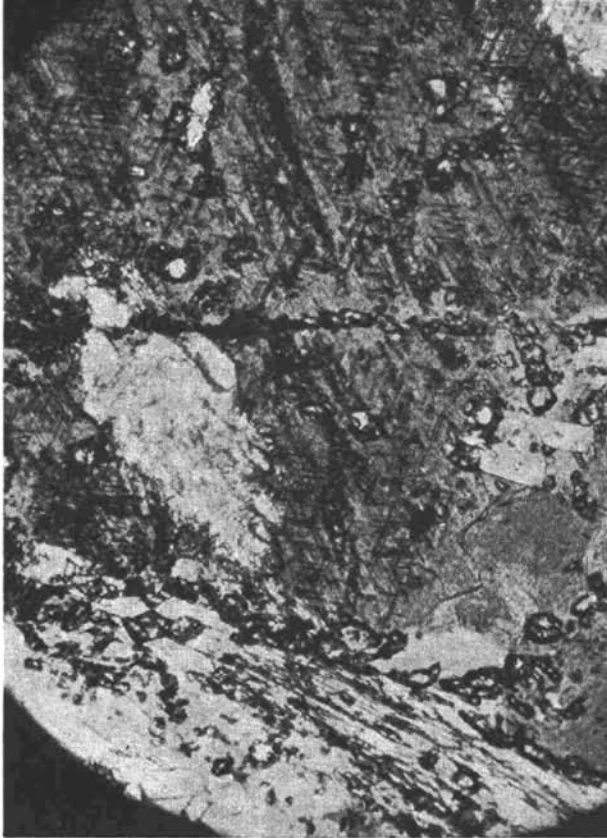


Abb. 20: Sagenit-, Titanit- und Pistazitbildung in Biotit // (001). An Rupturen und an den Kornrändern entstehen aus Sagenit Titaniteier. Links (im Bilde hell) Pistazitbildung.
// Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

Ebenso wie diese zeigen sie keine nachkristallinen Deformationen und enthalten häufig Titanitkörnchen oder Sagenitnadeln. Sie müssen als nachtektonische tauernkristalline Mineralneubildung eingestuft werden.

Titanit.

Dieser bildet kleine Insekteneier-ähnliche Körnchen in oder bei Biotit-, Chlorit- und Hornblendekörnern. Wegen der Kleinheit ist eine genaue optische Bestimmung nicht möglich. Abb. 20 demonstriert die Entstehung derartiger Titaniteier. Im Schnitt ca. parallel (001) ist fleckenartige Häufung von Sageniten zu sehen, an deren Stelle am Kornrand und an Rupturen Körnchenzüge von Titaniteiern auftreten. Nach diesem Schliffbild überzeugt man sich, daß als erste Entmischung Sagenit entsteht und erst durch Kalziumzutritt von außen (Kornrand, Rupturen und Spaltbarkeit) es zu Titanitbildung — und auch zu Pistazitbildung — kommt. In Kornquerschnitten, ungefähr \perp (001) ist die Abbildung der Biotitspaltbarkeit sowohl durch die Sagenitaggregate als auch durch die bereichsweise schon vorhandenen Titaniteier gegeben. Bemerkte sei noch, daß die Biotite dieser Probe an deutlich rotbraunen Flecken (ohne Sagenit oder Titanit!) Relikte des Biotit_a erkennen lassen.

Somit sind die Titanite als Neubildungen bei der Umlagerung ehemaliger FeTi-reicherer Biotite und Hornblenden zu jungem Biotit (Biotit_n) erkennbar und in die tauernkristalline Mineralparagenese zu stellen.

Hornblende.

Die optischen Messungen ergaben einen Achsenwinkel $2V_x = 74^\circ$ bei einer Auslöschungsschiefe $x \wedge z$ von 16° . Das entspricht einer gemeinen Hornblende mit 38% Fe''MnTi. Der charakteristische Pleochroismus ($x =$ hell gelbgrün, $y =$ grün, $z =$ blaugrün) stuft sie als barroisitische Hornblende ein. Sie besitzt häufig durch feinsten Staub getrübe Kerne oder ringartige Zonen, die in günstigen Fällen noch schwache Braunfärbung erkennen lassen. In stärker rekristallisierten Fällen scheint sich aus dieser feinsten Füllung Sagenit und Titanit zu entwickeln, was am besten bei zerbrochenen und regenerierten Aggregaten zu beobachten ist.

In der Mineralisierungsabfolge ist zwischen erschlossener alter Hornblende (Hornblende_a) und junger Hornblende (Hornblende_n) zu unterscheiden. Die junge barroisitische Hornblende ohne gefüllte Kerne ist gleich alt (vielleicht in einigen Fällen auch noch etwas jünger!) wie Biotit_n. Sie hat wie dieser die Gesteinsdurchbewegung zumindest überdauert und gehört sicher zum Mineralbestand der alpidischen Tauernkristallisation.

Barroisitisierte gefüllte Hornblenden, die mitunter sogar in gefüllten hypidiomorphen Plagioklasen eingeschlossen sind, gelten als Pseudomorphosen nach vortauernkristallinen alten Hornblenden, die in die primärmagmatische Kristallisation gestellt werden. Die staubförmigen Trübungen im Kern in Verbindung mit reliktscher Braunfärbung wie

auch die Sagenit- und Titanitneubildungen sprechen dafür, daß sie vortauernkristallin als Fe- und Ti-reichere Hornblendens vorlagen.

Granat.

Dieser tritt oft nur akzessorisch auf. Eine Bindung an die Biotit-Aggregate, wie auch an zerbrochene Plagioklasbereiche ist bemerkenswert. Genauere Bestimmung der meist nur sehr kleinen Körner war nicht möglich.

Akzessorien.

Apatit, Orthit, sulfidisches und oxydisches Erz, Zirkon, Karbonat.

Orthite bilden meist idiomorphe Kerne in Klinozoisit/Pistazit, wie dies verschiedentlich aus der Granitliteratur der Hohen Tauern bekannt ist. Vermutlich sind auch sie Neubildungen der alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation).

Zirkone sind auffallend selten und dann häufiger frei im Gefüge als in Biotit oder Chlorit eingewachsen. Nur in wenigen Schliffen wurde Karbonat festgestellt; es handelt sich wahrscheinlich um letzte hydrothermale Mineralisation, von Klüften ausgehend.

Von großer Bedeutung für metallogenetische Fragen ist die Erzarmut der Tonalitgranite, die besonders auch durch die sehr geringe Beteiligung von akzessorischen Eisenerzen zum Ausdruck kommt. Die Tonalitgranite sind heute praktisch erzfrei.

β) Tonalitgranitgneise:

Sie unterscheiden sich im Dünnschliff von den Tonalitgraniten nur durch stärkere Durchbewegung, die aber auch hier vor dem Ende der Tauernkristallisation erfolgte. Es existieren im Deformationsgrad alle Übergänge zu den Tonalitgraniten. Eine nochmalige Beschreibung erübrigt sich daher, wenngleich zu bemerken ist, daß es Fälle gibt, deren Identifikation als verschieferte Varietäten des Tonalitgranites allein aus dem Dünnschliff nicht mehr sicher möglich ist. Entscheidend ist dann eine Schriffserie, die nach feldgeologischen Gesichtspunkten aus dem Übergangsbereich von Tonalitgranit zu Tonalitgranitgneis stammt. Zeigen die Schriffe aus letzterem bei gleichem Modalbestand wie die Tonalitgranite keine vorherrschend invers-zonaren Plagioklase, so sind sie als Orthogneise zu bezeichnen. Überwiegen aber invers-zonare Plagioklase und ist der Gehalt an Epidotmineralien geringer, so handelt es sich um „Tonalitische Gneise“, die weiter unten beschrieben werden. Beide Typen im Handstück betrachtet können oft ununterscheidbar sein.

γ) Basische Einlagerungen im Tonalitgranit und Tonalitgranitgneis.

Die mikroskopische Untersuchung der für den Tonalitgranit typischen basischen Putzen ergab nachstehende Charakteristik:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisation (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)
Hornblende, Biotit Oligoklas (An ₂₂₋₂₉) Pistazit und Klinozoisit Chlorit Titanit Quarz Kalifeldspat Akzessorien: Apatit, Magnetkies, Ilmenit, Granat, Karbonat, Sagenit	Hornblende, Biotit _a (?) Plagioklas _a Magnetkies, Ilmenit, Titanit, Biotit _n Biotit _n , Hornblenden _n , Klinozoisit, Pistazit, Oligoklas _n Biotit _n , Chlorit Quarz, Kalifeldspat _n	Kr ₁ → Fm (mechanische Formung überdauert Kristallisation) Fm → Kr ₂ (intensive Kristallisation überdauert mechanische Formung)

Abkürzungen wie Fußnote Seite 38.

Der wesentliche Unterschied zum Tonalitgranit, wie er besonders makroskopisch in der Gesteinsfarbe zum Ausdruck kommt, ist der Biotit- und Hornblendereichtum; dementsprechend tritt der Plagioklas zurück. Quarz und Kalifeldspat (letzterer fehlt, wenn auch im umgebenden Granit kein Kalifeldspat existiert) sind nur untergeordnet zu finden und in der Mehrzahl der Schiffe klar als sekundäre Infiltration aus dem Granit zu erkennen.

Die Korngefüge sind richtungslos körnig, wenn der umhüllende Tonalitgranit ebensolches Gefüge zeigt, besitzen aber parallelfächige Anisotropie, wenn auch der Granit in Gneisstruktur vorliegt. Reliktstrukturen eines vortonalitgranitischen Gefüges sind in den Putzen und Schlieren nicht mehr nachweisbar; solche sind nur für die Schollen im Granitrandbereich typisch.

Bemerkenswert ist eine generell kleinere Körnung, die makroskopisch öfter den Eindruck eines dichten Felsitgefüges erzeugen. Plagioklas, Biotit und Hornblendekristalloblastese verwischen dieses Gefügebild zum Teil nachträglich wiederum.

In der Einzelmineralbeschreibung sind nur wenige Unterschiede gegenüber den Tonalitgraniten festzustellen. In erster Linie ist es die Oligoklasbildung, die öfter als in den umgebenden Tonalitgraniten Inverszonarbau zeigt (Kern An₂₂₋₂₄, Rand An₂₉). Weiter ist die Biotitneukristallisation hervorzuheben, die auffallend oft die Oligoklasneubildung und auch die Umwandlung von Plagioklas_a zu Oligoklas und Füllung überdauert. Verdrängungen von gefülltem Oligoklas mit gleichzeitiger Übernahme der Klinozoisitmikrolithen in den neugebildeten Biotiten beweisen es. Bemerkenswert ist noch das Vorhandensein von Magnetkies und Ilmenit in Biotiten und Hornblenden. Die Hornblenden sind wiederum barroisitisierte ehemalige FeTi-reichere Hornblenden, die in Kernbereichen durch Braunfärbung und staubförmige Einschlusstrübung als Relikte noch erkennbar sind.

Das Verhältnis der Kristallisation zur Verformung erweist einen vortektonischen Mineralbestand aus FeTi-reicheren Hornblenden, basischem

Plagioklas und wahrscheinlich auch FeTi-reicherem Biotit. Es dürfte sich um magmatisch aufgenommene, ehemalige Amphibolitschollen handeln.

Neben solchen hornblendereichen Putzen gibt es andere, die nur aus Biotit, schwächer gefülltem Plagioklas und Quarz bestehen. Ihre Herkunft aus den granitumhüllenden Biotit-Plagioklasgneisen ist naheliegend.

Bei Miteinbeziehung der Feldbeobachtungen zur Entstehung von Schollenmigmatiten am Tonalitgranitkontakt komme ich zum Schluß, daß es sich bei der Gesamtheit der basischen Putzen und Schlieren um allothigene Gesteinskomponenten handelt, die von Biotit-Plagioklasgneisen und deren Amphiboliteinlagerungen abstammen. Ihre ursprüngliche Struktur ging durch längere Einwirkung des umgebenden tonalitischen Magmas fast ganz verloren. In diesem Sinne wären sie früher in die immigrativen magmatischen Massen aufgenommen als die Schollen der Schollenmigmatite (vgl. auch E. WEINSCHENK, 1903, S. 334).

Fassen wir nunmehr die Ergebnisse aus den Dünnschliffen der Tonalitgranite und Tonalitgranitgneise vom Großvenediger zusammen, so resultiert die dem Kapitel vorangestellte Gesteinscharakteristik. Sie besagt in Worten: Aus der Mineralabfolge und deren Verhältnis zur Korndeformation ist ein para- bis nachtektonischer Mineralbestand (Kr_2) evident, ein vortektonischer Bestand (Kr_1) ist aber noch klar erschließbar.

In den nicht seltenen Fällen, wo keine mechanische Formung die beiden Kristallisationen (Kr_1 , Kr_2) trennt, sind Rückschlüsse auf Gefüge und Mineralbestand von Kr_1 möglich. Hypidiomorphe Altgefüge von Plagioklasen und FeMg-Silikaten (in Übereinstimmung auch mit ehemals stark zonar-gebauten Plagioklasen) müssen als Kristallisat aus magmatischem Schmelzfluß verstanden werden. Die erschlossene Mineralzusammensetzung war: Plagioklas mit durchschnittlicher Basizität zwischen An_{46-74} , Quarz, FeTi-reicherer Biotit und Hornblende und wechselnd vorhandener K-Na-Feldspat.

Für den späteren Vergleich mit periadriatischen Tonaliten ist die Feststellung wichtig, daß innerhalb der heute vorliegenden gefüllten Plagioklasen die Anordnung der echten Fülle ehemalige „Gerüstkerne“ (F. BECKE, 1892) abbildet. Nach der primärmagmatischen Kristallisation erfolgte mechanische Formung (Fm), die unterschiedlich stark bis in die Korngefüge durchgriff und an Kornzerlegungen von Plagioklas, Biotit, Quarz und Kalifeldspat noch ablesbar ist.

Während und nach dieser Gesteinsdurchbewegung setzte eine stoffliche Umlagerung und Kristalloblastese ein, die der Granat-Epidot-Amphibolit-Unterfacies bei F. ANGEL (1940, S. 275) entspricht. Ihr ist die Entstehung der „echten Plagioklasfüllung“ aus Klinozoisit (und Serizit), sowie die Neubildung von Oligoklas, FeTi-ärmeren Biotiten und Hornblenden (= barroisitisch), Pistazit, Titanit, Aor/Mikr, Granat, Prochlorit und Quarz zuzuschreiben.

Diese Kristalloblastese (Kr_2) ist gefügemäßig und stofflich als Regional-metamorphose zu bezeichnen und überdauert die letzte Gesteinsdurchbewegung, womit eindeutig wird, daß sie alpidischen Alters ist. Sie wird seit B. SANDER (1911, S. 286) zusammen mit noch niedriger temperierten Paragenesen, die allerdings im Bereich der Tonalitgranite nicht existieren, unter dem Sammelbegriff Tauernkristallisation zusammengefaßt. Die Tauernkristallisation ist identisch mit alpidischer Metamorphose, drückt aber keine bestimmte Mineralfacieszone aus.

Nach diesen Ergebnissen steht fest, daß die heutigen Tonalitgranite tatsächlich Metamorphite ehemaliger Tonalite und verwandter Magmatite sind.

Betrachtet man die dritte Kolumne, so existieren neben den Fällen, wo die alte Kristallisation (Kr_1) durch tektonische Ereignisse von der jungen Kristallisation (Kr_2) getrennt wird, auch solche, bei denen keine mechanische Zäsur zwischen Kr_1 und Kr_2 liegt. Es überwiegen aber die Beispiele mit zwischengeschalteter mechanischer Durchbewegung.

Die Einordnung aller Beobachtungstatsachen in den geologischen Ablauf der Ereignisse kann aber noch zweifach gedeutet werden:

1. Die ältere Kristallisation (Kr_1) ist voralpidisch. Die mechanische Durchbewegung (Fm) stellt die gesamte alpidische Orogenese in diesem Raum dar. Die jüngere Kristallisation (Kr_2) ist die alpidische Metamorphose. Beispiele ohne mechanische Deformation sind Fälle, wo Druckschattenwirkung eine mechanische Beanspruchung nicht ins Korngefüge durchgreifen läßt.

2. Die ältere Kristallisation (Kr_1) ist einem alpidisch synorogenen Intrusionsakt im Ablauf der Orogenese zuzuordnen. Die mechanische Durchbewegung war das darauffolgende, in dem Raume letzte große kinetische Ereignis der gleichen Orogenese. Die jüngere Kristallisation (Kr_2) stellt die alpidische Metamorphose dar und bildet das abschließende Kristallisationsgeschehen dieses Bereiches.

Man muß zur Entscheidung die geologischen Erkenntnisse über den Ablauf der alpidischen Orogenese zu Hilfe nehmen und erkennt, daß die Deutung unter 1. wahrscheinlich eine starke Simplifikation dieses mehraktigen Geschehens ist, zumal der Tonalitgranit im Zentralhauptkamm und damit wohl in einem Hauptwirkungsbereich orogenetischer Ereignisse liegt. Demnach hat die 2. Deutung viel mehr Wahrscheinlichkeit, wonach die tauernkristallin metamorphen Tonalitgranite synorogen alpidisch intrudierte Tonalite sind, deren Platznahme vor der letzten Gesteinsdurchbewegung in diesem Raume festzulegen ist.

Die für das Gestein so charakteristischen basischen Putzen lassen trotz mehrfacher Metamorphose ihre vortonalitgranitische — und damit wahrscheinlich auch voralpidische — Natur als Amphibolite und Biotit-Plagioklasgneise vermuten. Es ist jedoch im Gegensatz zu den Schollenmigmatiten im Kontaktbereich anzunehmen, daß sie keine Am-Platz-Gebilde wie letztere sind, sondern bereits von den immigrativen Tonalit-Massen über \pm große Entfernungen mitgeführt wurden.

Nachfolgend wird eine neue chemische Analyse eines Venediger-Tonalitgranites veröffentlicht. (Die spätere petrochemische Gesamtauswertung wird zeigen, daß die Probe überdurchschnittlich sauer und alkalireich ist.) Weiters folgen 4 Modalanalysen, die nach optischer Mineralbestimmung und Integration erst auf die üblichen Oxyd-Gewichtsprozente, dann auf Kation-Oxyd-Prozente umgerechnet wurden.

Zur Verrechnung des Biotit- und Hornblendegehaltes wurden die nachstehenden Analysen verwendet:

Biotit: „Tiefschwarzer Biotit von der Klausenalpe (Zillertal) analysiert von A. KNOP“ (C. DOELTER, 1917, S. 697).

Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	H ₂ O
0,59	6,96	13,50	0,70	15,86	18,83	4,22	37,90	0,21	1,23

Hornblende: P. PAULITSCH (1948) „Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogel-Gruppe“.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O—
45,05	1,40	13,78	0,99	9,98	0,20	12,01	10,28	3,84	0,16	2,33	0,15

Mineralfacielle Übereinstimmung innerhalb der Tauerntonalitgranitvorkommen wie auch weiterhin zwischen Tonalitgraniten und deren unmittelbaren Hüllgesteinen (u. a. Metabasite der unteren Schieferhülle) erlauben meiner Meinung nach die Verwendung dieser Analysen für alle Tonalitgranite der Hohen Tauern.

Für die später folgende Verrechnung von Modalanalysen aus den periadriatischen Tonaliten wurde mangels einer geeigneten Hornblendeanalyse vorläufig auch dafür die oben angeführte Analyse von P. PAULITSCH verwendet. Die optischen Meßergebnisse sprechen dafür, daß die Hornblenden in den Periadriatica durch ihre autometamorphe Umlagerung der barroisitischen Hornblende von PAULITSCH tatsächlich sehr nahe kommen.

Derartige Verrechnungen von Modalanalysen wurden meist nur dann durchgeführt, wenn eine chemische Vollanalyse von der gleichen Gesteinsgruppe vorlag. Sie dienen dem Zwecke, die Analysenanzahl auf schnellem und billigem Weg so zu vermehren, daß ein teilweiser statistischer Überblick möglich wird. Zur Kontrolle der Brauchbarkeit wurde von derselben Probe, von welcher eine chemische Analyse vorlag, auch eine Modalanalyse verrechnet; außerdem wurden in allen Modalanalysen die spezifischen Gewichte erst errechnet und dann aus dem Handstück mit der Mohr-Westphalschen Waage bestimmt. Die Kontrollergebnisse sind ausreichend gut, um die Verwendung solcher Analysen zu rechtfertigen. Es ist beabsichtigt, an Hand von Beispielen den Arbeitsgang und die Genauigkeit in einer besonderen Arbeit ausführlicher zu erörtern.

Chemische Analyse Nr. 1 (C 1)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 482),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Talschluß Windbachtal,

Analytiker: Dr. H. Werner.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
SiO ₂	68,80	11.455	65,35	130,70	si _K = 191	si = 322
AlO _{3/2}	16,04	3.147	17,95	26,93	al _K = 52	al = 44
TiO ₂	0,49	61	0,35	0,70		
FeO _{3/2}	Sp	—	—	—		
FeO	3,05	425	2,42	2,42	} fm _K = 9	fm = 16
MnO	0,04	6	0,03	0,03		
MgO	0,50	124	0,71	0,71		
CaO	3,24	578	3,30	3,30	} c _K = 10	c = 16
BaO	—	—	—	—		
NaO _{1/2}	3,97	1.281	7,31	3,65	} alk _K = 29	alk = 24
KO _{1/2}	2,02	429	2,45	1,23		
ZrO ₂	0,01	1	0,01	0,02		
PO _{5/2}	0,15	21	0,12	0,30		
CO ₂	0,17	(39)	(0,22)	—		
S	0,01	(3)	(0,02)	—		
H ₂ O+	1,18	(655)	(3,74)	—		
H ₂ O—	0,07	—	—	—		
Summe	99,74	17.528	100,00	169,99		
			—O für (OH)	3,74		
			O	166,25		
			(OH)	7,48		
			S ²⁻	0,04		
			CO ₂	0,44		
			Anionen für 100% Kationen	174,21		

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 1 (M 1)

Gestein: Heller Tonalitgranit (Handstück Nr. 482),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Talschluß Windbachtal,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	24,32	SiO ₂	66,88	11.136	61,97	123,94	si _K 164	si 270
Plagioklaskern An ₂₅	35,42	AlO _{3/2}	17,67	3.467	19,30	28,95	al _K 51	al 42
Plagioklasrand An ₁₉ ..	15,70	TiO ₂	0,17	21	0,12	0,24		
Kalifeldspat Ab ₂₅	4,23	FeO _{3/2}	0,67	84	0,47	0,71		
Biotit (s. S. 60)	12,14	FeO	1,99	227	1,26	1,26	} fm _K 11	fm 18
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,41	MnO	0,08	11	0,06	0,06		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	0,75	MgO	1,64	407	2,26	2,26		
Serizit	2,29	CaO	4,00	713	3,97	3,97	e _K 10	c 17
Granat (Almandin) .	0,14	NaO _{1/2}	4,77	1.538	8,56	4,28	} alk _K 28	alk 23
Apatit	0,27	KO _{1/2}	1,65	350	1,95	0,92		
Titanit	0,33	ZrO ₂	Sp	—				
Zirkon	Sp	PO _{3/2}	0,11	15	0,08	0,20		
		CO ₂	—	—	—			
		H ₂ O+	0,37	(205)	(1,14)			
Summe ...	100,00		100,00	17.969	100,00	166,79		
					—O für (OH)	1,14		
						Ö	165,65	
						(OH)	2,28	
								Anionen für 100% Kationen 167,93
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,723								
Aus Handstück bestimmt: 2,720								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 2 (M 2)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 142),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Obersulzbachtal, Keeslahnerwand,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	16,64	SiO ₂	59,57	9.918	55,22	110,44	si _K 125	si 192
Plagioklaskern An ₂₀ ..	39,91	AlO _{3/2}	18,64	3.657	20,36	30,54	al _K 46	al 35
Plagioklasrand An ₂₃ ..	6,87	TiO ₂	0,97	121	0,68	1,36		
Biotit (s. S. 60)	20,39	FeO _{3/2}	1,26	158	0,88	1,32	} fm _K 19	fm 30
Klinozoisit 8% Fe-Ep.	10,70	FeO	4,29	597	3,32	3,32		
Serizit	0,94	MnO	0,14	20	0,11	0,11		
Hornblende (s. S. 60) ..	1,93	MgO	2,98	739	4,12	4,12		
Granat (Almandin) ..	0,20	CaO	5,22	931	5,18	5,18	ck _K 12	c 18
Titanit	0,12	NaO _{1/2}	4,54	1.464	8,15	4,07	} alk _K 23	alk 17
Apatit	0,52	KO _{1/2}	1,53	325	1,81	0,92		
Ilmenit	1,62	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
Calcit	0,16	PO _{5/2}	0,22	31	0,17	0,25		
		H ₂ O+	0,57	(316)	(1,76)	—		
		CO ₂	0,07	(16)	(0,09)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.961	100,00	160,27		
					—O für (OH)	1,76		
						O	158,51	
						(OH)	3,52	
							162,03	
						CO ₂	0,09	
							162,12	
								Anionen für 100% Kationen
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,812								
Aus Handstück bestimmt: 2,841								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 3 (M 3)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 140),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Obersulzbachtal, Keeslahnerwand,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	23,86	SiO ₂	62,20	10.356	58,07	116,14	si _K 141	si 213
Plagioklaskern An ₂₄ ..	34,07	AlO _{3/2}	17,46	3.425	19,20	28,80	al _K 46	al 35
Plagioklasrand An ₂₈ ..	6,56	TiO ₂	0,73	91	0,51	1,02		
Biotit (s. S. 60)	20,85	FeO _{3/2}	1,13	141	0,79	1,18	} fm _K 20	fm 30
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	10,83	FeO	3,98	554	3,11	3,11		
Serizit	0,44	MnO	0,15	21	0,12	0,12		
Hornblende (s. S. 60) ..	1,19	MgO	2,95	732	4,10	4,10		
Granat (Almandin) ..	0,20	CaO	5,34	952	5,34	5,34	c _K 13	c 19
Apatit	0,66	NaO _{1/2}	3,74	1.206	6,76	3,38	} alk _K 21	alk 16
Titanit	0,36	KO _{1/2}	1,50	318	1,78	0,89		
Ilmenit	0,98	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,28	39	0,22	0,55		
		H ₂ O+	0,54	(299)	(1,68)			
Summe ...	100,00		100,00	17.834	100,00	164,63		
					— O für (OH)	1,68		
						O 162,95		
						(OH) 3,36		
						<u>166,31</u>		
						Anionen für 100% Kationen		

Spezifisches Gewicht:
Aus Dünnschliff errechnet: 2,808
Aus Handstück bestimmt: 2,827

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 4 (M 4)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 220),

Ort: Venediger N-Seite, südlich Keeskogel,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	16,07	SiO ₂	58,36	9.717	54,28	108,56	si _K 122	si 181
Plagioklas An ₂₅	43,62	AlO _{3/2}	17,89	3.510	19,61	29,41	al _K 44	al 33
Kalifeldspat	0,36	TiO ₂	1,37	171	0,96	1,92		
Biotit (s. S. 60)	23,99	FeO _{3/2}	1,31	164	0,92	1,38	} fm _K 21	fm 31
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	6,87	FeO	4,70	654	3,65	3,65		
Pistazit 13% Fe-Ep. .	2,48	MnO	0,17	24	0,13	0,13		
Hornblende (s. S. 60).	1,13	MgO	3,38	836	4,67	4,67		
Granat (Almandin) ..	1,82	CaO	6,30	1.123	6,27	6,27	ck 14	c 21
Apatit	0,48	NaO _{1/2}	4,05	1.306	7,30	3,65	} alk _K 21	alk 15
Titanit	3,18	KO _{1/2}	1,73	367	2,05	1,03		
		ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,20	28	0,16	0,40		
		H ₂ O+	0,54	(300)	(1,66)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.900	100,00	161,07		
						— O für (OH) 1,66		
						O 159,41		
						(OH) 3,32		
						Anionen für 100% Kationen 162,73		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,835								
Aus Handstück bestimmt: 2,792								

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

δ) Tonalitische Gneise.

Mit diesen zusammen wurden im Abschnitt über die Feldbeobachtungen auch die Metatexite (K. H. SCHEUMANN, 1937) und Schollenmigmatite besprochen. Für die Dünnschliffbefunde ist eine separate Beschreibung der Metatexite und Schollenmigmatite nicht erforderlich, weil sie schließlich immer in die Beschreibung des Tonalitgranites als Neosom und der polymetamorphen Biotitplagioklasgneise oder Amphibolite als Paläosom mündet. Diese Biotitplagioklasgneise und Amphibolite bilden durch gemeinsame, alpidische stoffliche Veränderung (magmatische Ichorese vom Granitkontakt und nachfolgende Tauernkristallisation) eine petrogenetische Einheit und werden unter dem Begriff „Tonalitische Gneise“ zusammengefaßt. Sie werden ausführlich besprochen, weil sie makroskopisch mit den Tonalitgranitgneisen zu verwechseln sind, aber eine grundsätzlich andere Genese haben und daher mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten nicht verglichen werden können. Ihre kartenmäßige Verbreitung im Großvenediger-Gebiet dürfte (trotz schwieriger Unterscheidung im Felde) etwa ein Viertel des gesamten Areals der zentralen „Granite, Granodiorite und tonalitischen Gesteine mit massigem und gneisigem Gefüge“ betragen.

Gesteinscharakteristik

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1 , Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Oligoklas (An_{10-30} , inverszonar)	Biotita, Muskowita	} $Kr_1 \rightarrow$ Fm (Kristallisation wurde von mechanischer Formung überdauert)
Albit (An_{10-0})	Plagioklasa	
Quarz	Quarz, Kalifeldspat _a	
Biotit		
Muskowit		} Fm = $Kr_2 \rightarrow$ Kr_3 (Kristallisation beginnt während der Formung, überdauert diese jedoch)
Aor/Mikr	Titanit, Klinozoisit/Pistazit, Biotit _n , Muskowit _n	
Mikroklin		
Klinozoisit und Klinozoisit/Pistazit	Chlorit, Plagioklas _n (= Albit), Schachbrettalbit, Granat	
Titanit		
Granat	Plagioklas _n (= Oligoklas, invers), Hornblende (barroisitisch)	
Hornblende (barroisitisch), Chlorit		
Akzessorien: Apatit, Orthit, Erz (sulfidisches und oxydisches Fe-Erz), Zirkon, Karbonat, Rutil	Quarz, Kalifeldspat _n	

Das mikroskopische Gesteinsgefüge ist in den meisten Beispielen ein kristalloblastisch regeneriertes Tektonitgefüge. In Fällen, wo schwächere Durchbewegung noch ein vortektonisches Gefüge erkennen läßt, sind es ebenfalls kristalloblastische Gefüge mit rundlichen bis amöboiden

Plagioklaskörnern, die im Gegensatz zu den magmatischen Gefügen der Tonalitgranite für Kristallwachstum in minderteilbeweglichem Medium sprechen. Aus den Feld- und Schlibbfunden an parallelflächig struierten tonalitischen Gneisschollen in Schollenmigmatiten ist zu erschließen, daß die Tonalitischen Gneise bereits vor der Tauernkristallisation und vor der letzten Verformung als kristalline Schiefer vorgelegen haben müssen.

Plagioklase.

In der Tabelle zur Gesteinscharakteristik ist zu ersehen, daß Oligoklas und Albite nebeneinander vorkommen. Damit ist bereits ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zum Tonalitgranit gegeben.

Oligoklas.

Die Anorthitgehalte schwanken zwischen 10 und 30%. In fast allen untersuchten Beispielen liegt Inverszonarbau vor mit durchschnittlich An_{15-20} im Kern und An_{20-26} in den Rändern. Die Inversion des Zonarbaues ist eines der wichtigsten Merkmale der Tonalitischen Gneise im Gegensatz zu den Tonalitgranitgneisen.

Ein ebenso wichtiges Kennzeichen liegt in der Menge, Ausbildung und Verteilung von Mikrolithen-Einschlüssen. Allgemein sind in den meisten Schlibben auffallend weniger und kleiner ausgebildete Füllungsminerale vorhanden als in den Tonalitgraniten. Feinstkörnige Anreicherungen finden sich bevorzugt in den basischen Außensäumen der inversen Ränder und gleichen oft schon staubförmigen Trübungen. Die zentralen Kornbereiche sind meist einschlußfrei. Wie in den Tonalitgraniten besteht diese „echte Füllung“ (F. ANGEL, 1930) aus Klinozoisit, Serizit, selten Granat.

In einigen schwach deformierten und umkristallisierten Proben können in zentralen Plagioklaskornbereichen noch alte (vor-tauernkristalline) Oligoklase (Oligoklas_a) vermutet werden. Sie besitzen keine oder sehr wenig feinste Mikrolithen und sind von invers-zonaren jüngerem Oligoklas (Oligoklas_n) umrindet, der im Außensaum mehr feinstkörnige Mikrolithen führt. Die geringe Mikrolithenmenge im Oligoklas_a spricht dafür, daß vor-tauernkristallin betreffs des Ca-Gehaltes maximal ein basischer Oligoklas vorgelegen hat. Die Mikrolithenbildung in den jungen Oligoklas-Anwachsrinden wird als diaphoritische Umlagerung beiderseits der Intergranulare angesehen.

Es ergibt sich sofort ein anderes Bild, wenn die Plagioklase von Metabasit-Einlagerungen innerhalb der tonalitischen Gneise betrachtet werden. Sie sind in gleicher Weise dicht gefüllt wie die Plagioklase der Tonalitgranite und müssen vor-tauernkristallin demnach Andesine bis Bytownite gewesen sein. Die scharfe Abgrenzung solcher Vorkommen im Felde ist als Hinweis zu werten, daß vor-tauernkristallin auch basische Gesteine vorlagen. Der Invers-Zonarbau in den Oligoklas_n-Säumen wird als Merkmal für Temperaturzunahme während der Tauernkristallisation aufgefaßt (vgl. H. P. CORNELIUS, 1942).

Der auffallende Unterschied, daß in den Tonalitgranit-Plagioklasen Inverszonarbau stark zurücktritt, läßt sich so verstehen,

daß die neuen Temperaturverhältnisse der Tauernkristallisation für die relativ instabileren Tonalitplagioklase die Anpassung an ein niedrigeres Temperaturmilieu verlangten, während sie für die Oligoklase der metamorphen Schiefergneise eine Temperaturerhöhung bedeuteten.

Albite.

Eine interessante Ergänzung und Detaillierung dieser Ergebnisse zeigen jene Proben — es ist die Mehrzahl der untersuchten Tonalitischen Gneise —, die neben Oligoklas auch gefüllte und ungefüllte Albite führen.

Die ungefüllten Albite, meist unlamelliert, entsprechen dem bei B. SANDER (1911, S. 30) als Tauernalbit (Ab_1) gekennzeichneten Typus. Gleichartig wie diese, zeigen sie gelegentlich ein internes s-Gefüge (si nach SANDER), das heißt, unwachsenes, nur teilweise resorbiertes Mineralkorngefüge mit Parallelanordnung, wie sie außerhalb des Albitkornes noch vorliegt. Die U-Tischmessungen ergaben An_{0-7} .

Etwas seltener sind gefüllte Albite mit echter Mikrolithenfülle aus Klinozoisit und Serizit. Diese Ausbildungsform bezeichnete B. SANDER (l. c.) als Ab_3 . Zwischen Ab_1 und Ab_3 unterschied SANDER einen Ab_2 mit geringerer Mikrolithenführung. Die Erfahrungen vieler U-Tischmessungen zeigten jedoch, daß zwischen Ab_2 und Ab_3 keine kennzeichnenden Basizitätsunterschiede feststellbar sind und sich die Unterteilung schließlich nur auf die Dichte der Füllung bezieht. Da hiebei aber alle Übergänge zwischen Ab_3 und Ab_1 vorkommen, schien mir ein Ab_2 überflüssig und veranlaßte mich, in dieser Arbeit von der Bezeichnungswiese abzugehen. Ich verwende — einem früheren Vorschlag SANDER'S folgend — für Ab_3 und Ab_2 Albit_a (Albit_{alt}) und für Ab_1 Albit_n (Albit_{neu})¹⁾.

Sehr bezeichnend ist die Altersstellung dieser Albite in der tauernkristallinen Mineralsukzession. Sie werden sehr oft von einem Oligoklasaum (Oligoklas_n) umrandet und sind zweifellos älter als dieser Oligoklas. Ein Beispiel, wo Albit_a, Albit_n und Oligoklas_n in einem Korn vereinigt sind, zeigt Abb. 21. Für jüngste Entstehung des Oligoklas_n spricht Abb. 22, wo Oligoklas korrespondierende Albitbruchstücke verheilt (der Albit liegt

¹⁾ Bei strenger Prüfung ist vielleicht die Unterscheidung nach alt und neu zu kritisieren, da in vielen Fällen die Mikrolithenbildung und Versauerung des Plagioklases gleich alt wie die ungefüllten Weiterwachsänder oder die selbständig im Gefüge kristallisierten, ungefüllten Albite sind. Immerhin deckt sich aber sicher der gefüllte Bereich im wesentlichen mit einem ehemaligen Kornaltbereich und die Weiterwachsgebiete ungefüllten Albites liegen an einem Ort, wo vorher tatsächlich kein Plagioklas von der Art des Albestandes existierte.

Abb. 21: Mikrolithengefüllter Albit_{alt} (An_6) mit Albit_{neu} — Hülle (An_4) und Oligoklas — Außenrand (An_{16}). Diese Abfolge demonstriert: 1. Umkristallisation eines alten Plagioklases (wahrscheinlich Oligoklas) zu Albit_a mit Füllung. 2. In Fortsetzung derselben metamorphen Umlagerung bildet sich ein Albit_n-Anwachsgebiet. 3. Eine deutliche Temperaturzunahme vor Abschluß der Metamorphose erzeugt einen äußersten Oligoklas_n-Saum. Gekreuzte Nicols, etwa 30fache Vergrößerung.

Abb. 22: Albit_n als zerbrochener si-Albit (An_0) wird durch Oligoklas (An_{18}) verheilt. Ein Beweis dafür, daß Oligoklas_n jünger ist als Albit_n. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

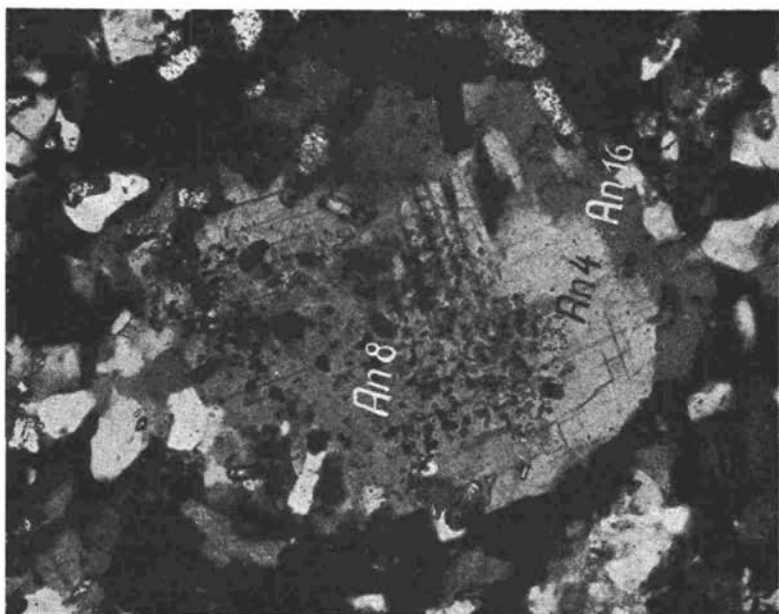


Abb. 21

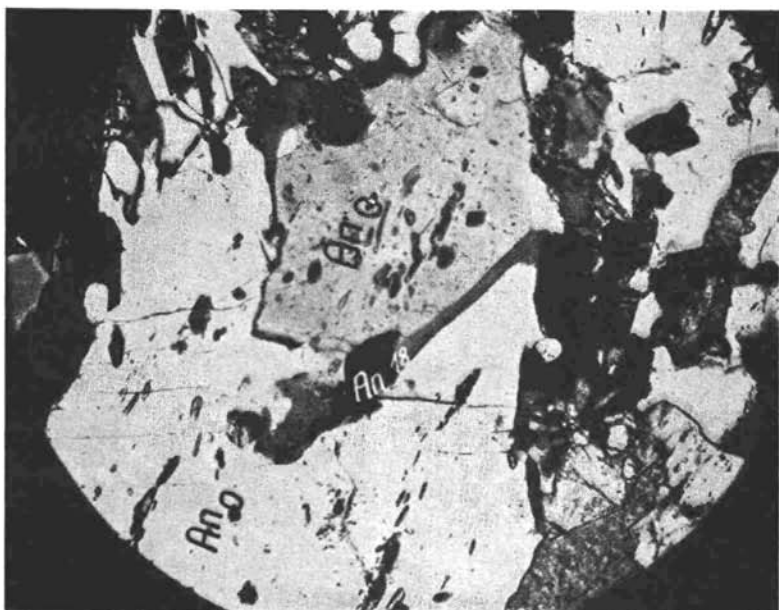


Abb. 22



Abb. 23: Invers-zonare Oligoklas_n-Rinde (An₂₂₋₂₅) um Albit_n (An₃). Ge-
kreuzte Nicols, etwa 120fache Vergrößerung.

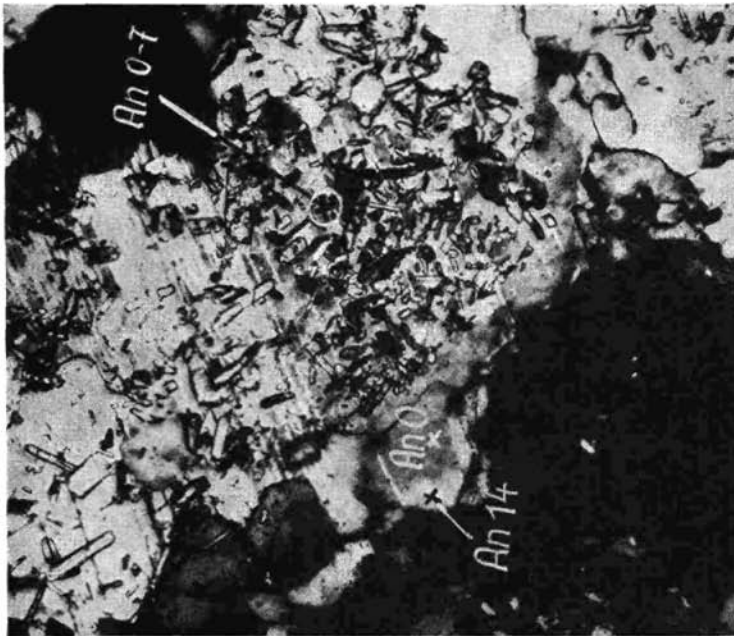


Abb. 24: Gefüllter Albit_n (An₀₋₇) — als umgelagerter ehemaliger Oligoklas
gedeutet — mit Albit_n-Hülle und schmalem Oligoklasalbit-Außensaum. Ge-
kreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

hier als si-Albit im Sinne von B. SANDER vor). Abb. 23 demonstriert schließlich den inversen Zonarbau innerhalb einer Oligoklas-Anwachsrinde um einen einschlußfreien und unlamellierten Albit_n.

In die beschriebene Altersabfolge fügt sich folgende Nebenbeobachtung gut ein, die sich bei der Auswertung von 44 U-Tischmessungen von ungefüllten und gefüllten Albiten (Albit_n und Albit_a) ergab. In 31 Messungen herrschte Übereinstimmung zwischen den — durch Indikatrixmessung und 2 V x-Messung (immer 2 Achsenaustritte) — ermittelten An-Gehalten. In 13 Fällen, jedoch war diese Übereinstimmung nur zu erzielen, wenn die 2 V x-Werte nach der im Diagramm (E. TRÖGER, 1956, S. 99) punktiert gezeichneten Kurve abgelesen wurden, d. h. die Achsenwinkel waren maximal bis zu 10° kleiner, als in den anderen 31 Messungen. In Übereinstimmung mit Meßergebnissen früherer Untersuchungen an Plagioklasen mit Transitionsoptik in den Bozener-Quarzporphyren (F. KARL, 1954, S. 322), wo die 2 V x-Werte für Albit gleichfalls auf der punktierten Kurve lagen und als Ausdruck der Übergangsoptik zwischen Hoch- und Tieftemperatur bei den Achsenwinkeln verstanden wurden, scheint es mir daher sehr naheliegend, daß es sich bei den abweichenden 2 V x-Werten der Albite in den Tonalitischen Gneisen um Temperaturerscheinungen handelt.

Das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation spricht bei Albiten für para- bis postdeformative Kristallisation. Die nachfolgende Oligoklas_n-Bildung erfolgte hingegen zur Gänze nachdeformativ.

Es läßt sich also aussagen, daß die Albite der Tonalitischen Gneise vor der erreichten Höchsttemperaturfacies der Tauernkristallisation (Oligoklasbildung) entstanden sind und durch diese sehr wahrscheinlich getempert wurden, daß sie aber gleich alt und jünger als die letzte Gefügedeformation sind und damit der Tauernkristallisation angehören. Sie müssen daher als Kristallisationsprodukt einer anfänglich niedriger temperierten Tauernkristallisation verstanden werden, womit sie ebenso wie die inversen jüngsten Oligoklasse einen Temperaturanstieg während der Tauernkristallisation belegen.

Ein Teil dieser Albite ist das Ergebnis von Albitisation eines Plagioklas-Altbestandes; sie werden als umgelagerte Oligoklas_a gedeutet (vgl. Abb. 24). Ein ebenso großer Anteil wird aber — besonders in der Nähe des Tonalitgranites — als Zufuhr saurer magmatischer Restlösungen im Zusammenhang mit der Tonalitimmigration anzunehmen sein. In solchen Fällen magmatischer Ichorese gehört dann auch Kalifeldspat_a zum Mineralbestand dieser Gesteine.

Es ist schließlich noch zu der genetisch wichtigen Frage Stellung zu nehmen: Kann dieses saure primärmagmatische Neosom in Schollenmigmatiten und Tonalitischen Gneisen nicht auch ein Exsudat aus den ehemaligen Biotit-Plagioklasschiefergneisen sein und damit Migmatit-Bildung in situ anzeigen? Ohne die Feldbefunde über allgemeine Verbreitung von Einströmungsgefügen zu Hilfe zu nehmen, zeigen die Dünnschliffgefüge aus Neosombereichen, daß eine Hauptkristallisation aus Oligoklas oder Albit, Kalifeldspat, Quarz, Chlorit und auffallend viel Apatit aus hochteilbeweglichem Medium erfolgte. Diese Paragenese erlitt nach Verfestigung eine mechanische Verformung. Während dieses Aktes und daran anschließend erkennen wir ansteigende Temperatur mit Neubildung von Albit_n bis zu inversem

Oligoklas_n. Würde man diese ältere Paragenese durch Aufschmelzung entstanden erklären, so sollte das gleiche auch während der jungen Wiedererwärmung passieren, die immerhin bis zu einer Temperatur erfolgte, bei der Oligoklas (und Hornblende!) entstanden. Meiner Meinung nach ist die erste Paragenese eine Restschmelze, die durch höheren Gehalt an flüchtigen Bestandteilen (Apatitgehalt) im günstigsten Falle bis zur Temperatur einer Albit-Chloritfacies hochteilbeweglich bleiben konnte, während die zweite Paragenese (Albit bis Oligoklas und Hornblende) ein kristalloblastisches Produkt ansteigender Temperatur in festem Gestein mit wenig oder keinen flüchtigen Bestandteilen ist.

Zweifellos hat diese Feststellung weiter reichende Konsequenzen als es im Rahmen dieser Arbeit zu behandeln ist. Für uns ist aber vorerst wichtig, daß vortauernkristalline eine Bildung von Oligoklas bis Albiten aus immigrativen schmelzflüssigen Massen existiert und daß der Einfluß der nachfolgenden Tauernkristallisation und deren Stoffmobilisation nicht ausreicht, um ein ähnlich teilbewegliches Medium zu schaffen, obwohl die Temperaturen teilweise höher gewesen sein dürften, daß also Migmatitbildung durch die alpidische Metamorphose in den sichtbar aufgeschlossenen Bereichen nicht in Betracht kommt.

Quarz.

Aggressives Verhalten gegen alle anderen Gefügegenossen spricht dafür, daß zumindest ein Teil des Quarzes jüngstes Kristallisationsprodukt ist. Typische Verdrängungsgefüge gegen Plagioklas, Biotit, Hornblende und selbst noch in einigen Beispielen gegen Oligoklas_n und Kalifeldspat_n bestimmen seine Kornumgrenzung. Schwache Undulation besagt, daß geringfügige Deformationen, die in den übrigen jungen Mineralgemengteilen nicht mehr sichtbar sind, von Quarz oft noch registriert werden. Häufig sind Kornlagen parallel *s* feststellbar.

Neben jungem Quarz existieren Überindividuen, die parallel *s* und parallel *B* linsig zerlegt sind. Biotit und Muskowit schmiegen sich in polygonalen Zügen um solche ehemalige Einkristalle. Es dürfte sich hierbei um vor- oder frühtauernkristalline Quarze handeln.

Biotit.

Wie die Biotite des Tonalitgranites zeigen auch die Biotite der Tonalitischen Gneise keine dunkelrotbraune Eigenfarbe, sondern grünbraunen bis zu hellgelben Pleochroismus. Man findet ebenso unzufällig oft Titanit und Pistazit, seltener Sagenit mit Biotit vergesellschaftet und in günstigen Fällen Hinweise für Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblendens. Letztere sind aber Ausnahmen; die Regel ist vielmehr Rekrystallisation unter merklichen stofflichen Umlagerungen eines öfter tektonisch verformten älteren Biotites. Relikte davon sind mitunter in Kornzentren von Großkörnern durch stärkere Braunfärbung erkennbar. Man kann demnach wieder zwei verschiedenen alte Biotite unterscheiden, von denen der jüngere Biotit (Biotit_n) bei weitem überwiegt und als Umlagerungsprodukt ehemals FeTi-reicherer Biotite anzusehen ist.

Parallelorientierung der Glimmerminerale erzeugt das makro- und mikroskopische Gneisgefüge. Nach dem Erhaltungsgrade großer Körner in vielen Schlifften existierte die Glimmerregelung sehr wahrscheinlich bereits vor der alpidischen Metamorphose und Tektonik.

Daß die Biotit_n-Kristallisation die letzten mechanischen Verformungen überdauerte, beweisen Querbiotite in großer Anzahl, sowie polygonal regenerierte, ehemals gekrümmte Gefüge.

Biotit_n ist stets von Quarz, Albit_n und Oligoklas_n sowie von Kalifeldspat_n mehr oder minder korrodiert und rangiert damit zeitlich früher in der tauernkristallinen Abfolge.

Häufige Parallelverwachsungen mit Prochlorit, aber auch Chloritisierungen, lassen eine zeitweise Gleichzeitigkeit von Biotit- und Prochloritkristallisation vermuten.

Die Kornformen sind im Gegensatz zu den Biotiten im Tonalitgranit häufiger noch scheitförmig. Ihre durchschnittlichen Größen liegen in Schnitten normal (001) bei ca. $0,6 \times 1,5$ mm.

Muskowit.

Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Tonalitgranit und dessen vergneister Varietät bilden die Muskowite im Tonalitischen Gneis. Sie sind häufig mit Biotit parallel verwachsen und wie letztere s-bildende Mineralien. Die gleiche nachtektonische tauernkristalline Rekristallisation (z. B. polygonale Faltenbögen u. a. m.) ist zu beobachten, weshalb wie bei den Biotiten ein vortauernkristalliner Muskowit_a von einem tauernkristallinen Muskowit_n unterschieden wird.

Unterschiede gegenüber den Biotiten sind in der Häufigkeit des Auftretens und gelegentlich in der kleineren Körnung gegeben. In stark tektonisierten Gneisen mit wenig vortauernkristallinem Muskowitgehalt kann es mitunter schwierig sein, Muskowit von sammelkristallisierten Plagioklasfüllungs-Seriziten zu trennen.

Kalifeldspat.

Wir haben schon bei den Kalifeldspaten des Tonalitgranites den Aor/Mikr als neues kritisches Mineral der höchstemperierten Facies innerhalb der Tauernkristallisation kennengelernt. In den tonalitischen Gneisen treten ebenfalls Kalifeldspate auf oder sie lassen sich aus heute vorliegenden Schachbrettalbiten erschließen. Von insgesamt 32 Dünnschlifften war in 12 Schlifften Kalifeldspat vorhanden. Aus Erhaltungszustand und Art ihrer Platznahme kann wiederum zwischen älterem und jüngerem Kalifeldspat unterschieden werden.

Die älteren Kalifeldspate (Kalifeldspat_a) liegen in den meisten Fällen als total schachbrettalbitisierte große Kristalloblasten vor, die je nach dem Gesteinsdeformationsgrad mehr oder weniger zerbrochen und nachträglich rekristallisiert sind. Nur in zwei Beispielen wurde im Kornzentrum noch gegitterter Perthit mit starker Durchstäubung und kleinen Karbonatkörnchen festgestellt. Die Bestimmung ergab einmal Mikroklin ($2 V x = 86^\circ$), ein andermal Mikr/Aor ($2 V x = 72-80^\circ$). Zum Kornrandbereich hin zeigen solche teilweise zu Schachbrettalbit umgelagerten Kristalloblasten die bekannte Entwicklung von feinsten Schachbrettlamellierung in Nähe der

reliktischen Kalifeldspatsubstanz über schmale Albitlamellierung zu lamellenfreiem Albit (Albit_n) in der Außenzone. Die Anorthitgehalte in Schachbrettalbiten streuen zwischen An_0 und An_8 .

Diese ehemaligen Kalifeldspat-Kristalloblasten umschließen häufig gefüllte Albite (Albit_a) mit breiten Albit_n -Rändern, wodurch belegt wird, daß die Kalifeldspatblastese jünger als die Plagioklasblastese war. Auch Biotit und Muskowit erscheinen mitunter ganz oder teilweise in den Kalifeldspaten eingeschlossen.

Die Kalifeldspat_a-Blasten sind auf die nähere Umgebung der Kontaktzone zum Tonalitgranit beschränkt. In Dünnschliffen aus kontaktfernen tonalitischen Gneisen fehlen sie.

Der junge Kalifeldspat (Kalifeldspat_n) ist fast nur in Schliffen zu finden, wo auch Kalifeldspat_a vorliegt. Kleine amöboide Körner auf Intergranularen und fehlende Gitterung — dafür aber schattenhaftes Auslöschens — sind bezeichnend. Er ist frei von „echter Fülle“, besitzt hingegen nicht selten „falsche Füllung“ (F. ANGEL, 1930) durch Umschließung anderer Gefügegenossen z. B. Biotit und Muskowit, die zum Teil noch ihre ursprüngliche Kornregelung beibehielten und ein si-Gefüge erzeugten. Fehlende Deformation und aggressives Vordringen gegen die anderen Gefügegengenteile (ausgenommen Quarz, mitunter auch Oligoklas_n) beweisen junges, tauernkristallines Alter. Häufige Myrmekite gegen Plagioklas und deren Unversehrtheit sind hier anzufügen.

Die optischen Daten aus 12 Messungen sind: $2V \times 55-64^\circ$, $x' \wedge (001)$ auf $(010) = +4$ bis $+8^\circ$. Nach dem Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) liegen die meisten (001) Pole auf der Verbindungslinie zwischen Aor (Anorthoklas) und Mi (Mikroclin), u. zw. näher der Signatur für Anorthoklas. Nur wenige liegen genau zwischen Anorthoklas und Mikroclin. Es handelt sich demnach in der Mehrzahl um Anorthoklas (Aor), in der Minderzahl um Übergangsglieder zwischen Anorthoklas und Mikroclin (Aor/Mikr). Die Vergleichbarkeit dieser tauernkristallinen Kalifeldspatbildung mit der in den Tonalitgraniten ist damit gegeben.

Vergleicht man wiederum mit den Kalifeldspaten der autometamorphen Bozener Quarzporphyre (F. KARL, 1954, S. 324, 325) und die Ausführungen auf Seite 51, so darf angenommen werden, daß die Optik der jungen Kalifeldspate in den Tonalitischen Gneisen ebenso die Folge von Temperaturerhöhung ist, wie es für die begleitenden jungen Oligoklasse mit inversem Zonarbau geschlossen wurde. Eine Bestätigung gibt die Beobachtung, daß die optischen Daten sich in dem Maße dem Anorthoklas nähern, je basischer die inversen Oligoklasse_n werden.

Die Untersuchung der Kalifeldspate im Neosom von Schollenigmatiten bestätigt auch die Deutung immigrativer Herkunft des Neosoms, die aus den Befunden bei der Plagioklasuntersuchung abgeleitet wurde (vgl. S. 73). Grundsätzlich sind auch da alte Kalifeldspate (Kalifeldspat_a) feststellbar. Sie sind unregelmäßig begrenzt, mehr oder weniger schachbrettalbitisiert und füllen die Zwischenräume zu hypidiomorphen Plagioklasen. Wie die Plagioklasen zeigen sie Deformation vor der letzten kristallinen Regeneration. Die Meßergebnisse in solchen Körnern lassen erschließen, daß in Proben, wo gefüllter Oligoklas (als begleitender Plagioklas) existiert, der Kalifeldspat ein Aor/Mikr ist, wo aber gefüllte und ungefüllte Albite die Plagioklasen des Neosoms sind, sich die optischen Daten dem Mikroclin

nähern. Leider ist diese interessante Beziehung wegen überwiegender Schachbrettalbitisierung zu selten meßbar, als daß endgültige Schlüsse gezogen werden könnten.

Junge Kalifeldspate (Kalifeldspat_n) im Neosom sind eindeutig als Aor (/Mikr)¹⁾ meßbar. Sie treten wie der Oligoklas als nachtektonische Kristallisation auf. Scharf begrenzt ansetzende Außensäume an schachbrettalbitisierten Kalifeldspat_a, amöboides Wachstum auf Intergranularen und Rupturverheilungen an gefüllten Albiten sind Beweise für ihre Entstehung nach der Kristallisation und Verformung des Restschmelzen-Neosoms und stellen sie zusammen mit dem invers-zonaren Oligoklas_n in die Paragenese der höchsttemperierten Tauernkristallisation. Es ist auch hier die Annahme berechtigt, daß eine höhertemperierte Kalifeldspatmodifikation vorliegt. An zwei größeren Kalifeldspat_n-Körnern wurde im Kern Aor/Mikr und am Rand Aor gemessen. Wahrscheinlich sind diese Unterschiede zwischen Kern- und Randbereichen als eine Parallele zum Inversbau der Oligoklase anzusehen (vgl. hiezu auch S. 67).

Wir finden also im ehemals magmatisch-teilbeweglichen Neosom der Schollenmigmatite den gleichen Kalifeldspat_a, wie er als Kristalloblast in Kontakt-nahen Tonalitischen Gneisen gefunden und durch magmatische Ichorese gedeutet wurde. Ebenso glauben wir aber auch durch Vergleichbarkeit des Kalifeldspat_n in beiden Gesteinstypen eine sekundäre Metamorphose des magmatischen Neosoms nach seiner Verfestigung annehmen zu dürfen, die lediglich eine kristalloblastische Überprägung darstellt und keine intrusionsfähigen Massen mobilisiert.

Stellen wir die Beobachtungs- und Messungsergebnisse in den genetischen Rahmen zur Entstehung der Tonalitischen Gneise, wie sie uns im Felde vermittelt wurden, so kann gefolgert werden, daß die voralpidischen Gesteinsvorgänger der hier untersuchten Tonalitischen Gneise keinen Kalifeldspat besaßen. Dieser tritt wahrscheinlich erst zur Zeit der immigrativen Platznahme des heutigen Tonalitgranites im Einflußbereich des Kontaktes auf. Es handelt sich um den gleichen mikroklinnahen Kalifeldspat_a, wie er in saueren Differentiaten der Tonalitgranite vorkommt. Seine Herkunft aus den alpidischen Tonalitgraniten muß daher angenommen werden²⁾. Nach Abschluß des magmatischen Geschehens und im Nachgang zu Gesteinsdurchbewegungen entstehen in einer nunmehr wirksamen progressiven Metamorphose (Tauernkristallisation) die jungen Kalifeldspate mit Aor-verwandter Optik. Letztere sind wahrscheinlich zusammen mit den invers-zonar gebauten jungen Oligoklasen kritische Mineralneubildungen der höchsttemperierten Facies innerhalb der Tauernkristallisation.

Klinozoisit und Klinozoisit/Pistazit.

Gleichartig wie im Tonalitgranit sind soweit vorhanden die Plagioklasfüllungsklinozoisite und die Klinozoisit/Pistazite außerhalb der Plagioklase

¹⁾ Diese Schreibweise soll zum Ausdruck bringen, daß die optischen Daten näher dem Anorthoklas als dem Mikroklin liegen.

²⁾ Es darf aus diesen lokalen Ergebnissen dennoch nicht verallgemeinert werden, daß alle altkristallinen Biotitplagioklasgneise voralpidisch ohne Kalifeldspat waren. Die mikroskopische Untersuchung entsprechender Gerölle im karbonen Nöblachkonglomerat (F. KARL, 1957, S. 74) ergab in einigen Beispielen voralpidischen Kalifeldspatgehalt.

tauernkristalline Neubildungen. Die Klinozoisit/Pistazite treten in krümeligen Kornaggregaten oder in Kornzügen parallel s auf. Seltener sind sie in größeren Einzelkörnern zu finden, die Rückschlüsse auf Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden oder Biotiten zulassen.

6 U-Tischmessungen ergaben in Schnittlagen parallel (010) Auslöschungsschiefen $z \wedge a$ zwischen $+24$ und $+29^\circ$. Es handelt sich also um Mischglieder, die an der Grenze zwischen Klinozoisit und Pistazit liegen. Nach der Kurve für $x \wedge c$ bei E. TRÖGER (1956, S. 45) lassen sich für Pistazit Werte zwischen 12—30% Fe-Epidotgehalt (Mittel zirka 15%), für Klinozoisit Werte zwischen 5—9% Fe-Epidotgehalt ablesen.

Wie die Messungen, so beweisen auch die Dünnschliffbilder zonar gebauter Klinozoisit/Pistazite, daß es sich um eine kontinuierliche Mischungsreihe handelt. Wenngleich noch keine Regel abgeleitet werden kann, so scheinen doch in den Epidoten der Tonalitischen Gneise eisenreiche Kerne (Pistazit) mit eisenarmen Rändern (Klinozoisit) häufiger vorzuliegen als umgekehrt. In einigen Beispielen sind Rekurrenzen beobachtbar.

Klinozoisit/Pistazitkerne enthalten öfter idiomorphe Orthite, wie in gleicher Weise im Tonalitgranit beschrieben wurde ebenso häufig feine Mikrolithenfüllung, die wahrscheinlich aus Titanit besteht. Die Orthite scheinen idiomorphe Neubildungen in den bereits vorliegenden Pistazit/Klinozoisitkristallen zu sein und in die Mineralgesellschaft der Tauernkristallisation zu gehören.

Schließlich ist noch ein bisher unbestimmbares, intensiv gelb gefärbtes Epidotmineral zu erwähnen, das nur in wenigen Körnchen innerhalb eines Pistazitkornaggregates beobachtet wurde.

Zusammenfassend muß hervorgehoben werden, daß sich die Klinozoisit/Pistazite im Gefüge wie auch die Klinozoisitmikrolithen in Plagioklassen weder stofflich noch ausbildungsmäßig, noch in ihrer Stellung innerhalb der Mineralisierungsabfolge von jenen im Tonalitgranit unterscheiden, was der Feststellung entspricht, daß sie wie diese Bildungen der Tauernkristallisation sind.

Titanit.

Ebenso wie die Epidotminerale unterscheiden die Titanite sich nicht von jenen im Tonalitgranit. Sie sind als tauernkristalline Neubildungen durch Titanausscheidung bei der Biotit- und Hornblende-Umlagerung entstanden. Eine geringe Wanderungsfähigkeit ist kennzeichnend, weil sie nur im Biotit oder in dessen allernächster Umgebung zu finden sind. Nur selten aggregieren sie sich zu linsenartigen Gebilden. Ab und zu beobachtet man in Biotiten Sagenitnadel-ähnliche Gebilde, deren Auslöschungsschiefe bis zu 24° beträgt. Aus Übergangsbildungen zu den typischen Titanit-„Insekteneiern“ ist erkennbar, daß diese Kristallformen ebenfalls Titanite sein dürften.

Granat.

Granate sind häufiger vorhanden als im Tonalitgranit. Die Korn dimensionen liegen bei 0,1 mm und darunter. In der Kristallisationsabfolge sind sie der nachtektonischen tauernkristallinen Paragenese zuzuordnen. Sie kristallisieren vermutlich gleichzeitig mit dem Albit_n.

In einigen Beispielen sind sehr schöne „Atoll“-Granate zu beobachten, die als skelettartige Neubildungen gedeutet werden. Es waren keine Anhaltspunkte für vortauernkristalline Granate zu finden. In seltenen Fällen können sie auch als Plagioklasmikrolithen beobachtet werden und sind dann der echten Fülle zuzurechnen. Am häufigsten treten sie in s auf, zusammen mit Glimmermineralien und Klinozoisit/Pistazit.

Hornblende.

In den Tonalitischen Gneisen des Großvenedigergebietes sind Hornblenden seltener zu finden als im Tonalitgranit. U-Tischmessungen ergaben barroisitische Hornblende mit 30—35% Fe''MnTi (Auslöschungsschiefe z/α 16 bis 17°). Umlagerungen reliktsicher Hornblenden, wie sie im Tonalitgranit allenthalben nachweisbar sind, scheinen in den tonalitischen Gneisen nur dort vorzuliegen, wo voralpidische Amphibolite dem Gesteinsbestand der Biotit-Plagioklasgneise eingelagert sind. Alle übrigen Hornblenden sind alpidische Neubildungen. Im Felde sind sie teilweise als nachtektonische Kristalloblasten erhalten, deren genetische Zusammengehörigkeit mit undeformierten Hornblende-Anreicherungen in Schlieren oder Kluffüllungen in der Umgebung der Kürsinger Hütte gut zu studieren ist. Kristalloblastisches Wachstum ohne mechanische Deformation spricht für alpidisches Alter, gleichfalls die Stellung in der Mineralabfolge (etwa gleich alt mit Oligoklas_n und jünger als Albit_n, Biotit_n und Muskowit_n sowie Klinozoisit/Pistazit, welche öfter Interngefüge in Hornblenden bilden).

Die Stellung der Hornblenden am Schluß der Tauernkristallisation ist eine wertvolle Ergänzung zu den Folgerungen aus der Plagioklas- und Kalifeldspat-Ausbildung, wonach während der Tauernkristallisation ein Temperaturanstieg anzunehmen ist.

Chlorit.

Wie die Chloritkristallisation im Tonalitgranit sind auch hier die Chlorite als Prochlorite bestimmbar und bilden nachtektonische, tauernkristalline Produkte. Sie kristallisieren zeitweise gleichzeitig mit Biotit_n.

Akzessorien.

In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit aufgezählt sind es: Apatit, Orthit, Erze (sulfidische und oxydische Fe-Erze), Zirkon, Karbonat und Rutil.

Bemerkenswert und bei den Plagioklasen bereits genetisch gedeutet ist die Häufigkeit von Apatit im Kontaktzonenbereich, insbesondere im Neosom von Schollenmigmatiten. Sie sind Ausdruck des Restschmelzencharakters dieses Substrates und damit in die Phase der magmatischen Immigration der heutigen Tonalitgranite zu stellen.

Die Orthite hingegen müssen nach allen bisherigen Beobachtungen als tauernkristalline Neubildungen zusammen mit der Klinozoisit/Pistazit-Kristallisation betrachtet werden.

Auch in den Tonalitischen Gneisen ist die Erzarmut auffallend und metallogenetisch interessant. Es darf nach regional-petrographischen Erfahrungen angenommen werden, daß im Zuge der Biotitumlagerung mit

der Titanitbildung auch eine entsprechende Menge Eisen aus den Biotiten frei wurde und zum Teil wohl auch schon voralpidisch aus dem Gestein auswanderte.

Stellen wir nun zusammenfassend die Tonalitischen Gneise dem Tonalitgranit gegenüber, so zeigen sich trotz der makroskopischen Ähnlichkeit bedeutsame Unterschiede, die eine andere Genese erkennen lassen.

Am ausdrucksvollsten ist ein starkes Zurücktreteten oder gänzlichliches Fehlen von Plagioklasfüllungsmineralien (ausgenommen in ehemaligen Amphiboliten als Abkömmlinge basischer Gesteine).

Alle Plagioklase besitzen invers-zonar gebaute jüngste Oligoklasenwachsränder. Diese Feststellung ist gesteinstypisierend und keine örtliche Zufälligkeit, wie in den Tonalitgraniten.

Es existiert weiterhin im Gegensatz zum Tonalitgranit eine Albitkristallisation, die älter ist als die Oligoklasneubildung.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist Muskowit als gesteinsbildendes Mineral, das im Tonalitgranit quantitativ fehlt.

Schließlich kann noch ein deutlich höherer Granatgehalt der Tonalitischen Gneise angeführt werden.

In der zweiten Reihe der tabellarischen Gesteinscharakteristik zu Beginn dieses Abschnittes ist wiederum aus dem Verhältnis zwischen Mineralbildung und Verformung von einer nachtektonischen Paragenese eine vortektonische unterscheidbar. Diese ist gegenüber der älteren Mineralgesellschaft im Tonalitgranit deutlich gekennzeichnet durch Muskowit- und Albitgehalt bei fehlender Hornblende (soweit es sich eben nicht um ehemalige Amphibolit-Einlagerungen handelt). Beachtet man, daß der Albitgehalt (örtlich auch der Kalifeldspatgehalt) teils Folge einer diffusen Durchdringung mit magmatischen Restlösungen während der Tonalitplatznahme ist, teils auf albitisierte ehemalige Oligoklase zurückzuführen ist, so verbleibt als ältester erschließbarer Mineralbestand Oligoklas, Biotit, Muskowit und Quarz. Ein parallelfächiges s-Gefüge (vgl. Schollenmigmatite Abb. 3 u. 4) ergänzt diese Befunde, so daß die heutigen Tonalitischen Gneise als ehemalige Biotit-Muskowit-Plagioklas-Gneise zu identifizieren sind.

Derartige Gesteine sind im Altkristallin in den Hohen Tauern und den übrigen Ostalpen weitest verbreitet. Es fehlen auch nicht die Metabasitlinsen. Sie sind im Felde unschwer als deutlich begrenzte basische Bereiche erkennbar und im Dünnschliff durch dichtgefüllte Oligoklase und reliktsche alte Hornblendensowie sehr geringen Quarzgehalt gekennzeichnet.

Es muß also hervorgehoben werden, daß innerhalb der tonalitischen Gesteine mit gneisigem Gefüge ein nicht unbedeutender Anteil von transformierten ehemaligen Biotit-Muskowit-Plagioklas-Gneisen existiert. Diese Gesteinsgruppe fällt damit trotz ihrer makroskopischen Ähnlichkeit mit Tonalitgranitgneisen für den Vergleich mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten aus.

Weiterhin erscheint mir in mehrfacher Hinsicht die Feststellung wichtig, daß die Temperatur während der Tauernkristallisation zunahm.

Würde man innerhalb der Tauernkristallisation einen unnatürlichen Trennungsstrich ziehen, so könnte man an ihrem Beginn eine Mineralparagenese aus Albit, Biotit, Muskowit, Chlorit, Klinozoisit/Pistazit und vermutlich auch Mikroklin stellen, an ihr Ende die höher temperierte Facies aus Oligoklas, barroisitischer Hornblende und Anorthoklas.

Die Bildungsweise der Tonalitischen Gneise kann wie folgt dargestellt werden:

1. Voralpidische Biotit-Muskowit-Oligoklasgneise werden durch die Platznahme des heutigen Tonalitgranites von magmatischem Ichor in einer Kontaktzone diffus durchdrungen (Oligoklas-, Oligoalbit-, Albit- und Kalifeldspatkristalloblastese, Bildung der Schollenmigmatite direkt am Kontakt).

2. Meist starke Durchbewegung in einem anschließenden Zeitabschnitt erzeugt Tektonitgefüge.

3. Noch vor Abschluß der mechanischen Formung setzt die Tauernkristallisation ein (Albitisierung des Oligoklas-Altbestandes und der magmatisch ichoretischen Plagioklase zu verschiedenen stark gefüllten Albiten; Ummineralisierung der Biotite und Muskowite; Neubildung von Klinozoisit/Pistazit). Sie steigert sich nach Abschluß der Verformung zu einer Facies der beginnenden zweiten Tiefenstufe (Neubildung von Oligoklas und barroisitischer Hornblende) und endet so.

4. Feinste Mikrolithendurchstäubung der jüngsten Oligoklas_n-Bildung wird als schwache nachfolgende Diaphthorese anlässlich jüngster Heraushebung gedeutet.

Die Tonalitischen Gneise sind demzufolge Polymetamorphite, die ihr heutiges Gepräge

- a) durch voralpidische Metamorphose,
- b) durch alpidische Tonalitimmigration und
- c) durch die alpidische Tauernkristallisation erhielten. Ein letzter diaphthoretischer Nachhall entspricht d) dem regionalen Aufstieg der Zentralalpenregion.

Wir sind nach diesen und früheren Ergebnissen zusammen mit den Erkenntnissen der Tauerngeologie und neuesten Untersuchungen der Sedimentpetrographie nunmehr in der Lage, die Zeitdauer der Tauernkristallisation abzugrenzen. Stützen wir uns auf die Ergebnisse von H. P. CORNELIUS (1940, S. 297), so kommen als gesteinsdurchbewegende orogenetische Phasen die laramische zwischen Dan- und Alttertiär und die savische Phase zwischen Oligozän und Miozän in Betracht. Werten wir die jüngsten Ergebnisse aus Schwermineraluntersuchungen in der östlichen Bayrischen Molasse von H. FÜCHTBAUER (1958) aus, so zeigt sich, daß an bestimmten Stellen bereits im Rupel (mittleres Oligozän) tauernkristalline Epidote und barroisitische Hornblende in reichem Maße und schlagartig auftreten, während sie in älteren Schichten fehlen. Da wir aus unseren Ergebnissen wissen, daß diese alpidischen Epidote und Hornblenden in den Tauern zum Teil noch gleichzeitig, überwiegend aber nach der letzten Gesteinsdurch-

bewegung kristallisierten, kommt nur mehr die alttertiäre, laramische Bewegungsphase als letztes durchbewegendes Ereignis in Frage. In diese Zeit ist damit der Beginn der Tauernkristallisation zu stellen. Ihr Ende liegt spätestens im unteren Oligozän.

Ein weiteres allgemein interessierendes Ergebnis scheint mir die Feststellung, daß in sicheren Schollenmigmatiten das Neosom in einer Albit-Chloritfacies magmatisch teilbeweglich war, während die tauernkristalline Hornblende- und Oligoklaskristalloblastese sich im festen Gesteinsgefüge ereignete. Wir erkennen aus den Feld- und Dünnschliffbefunden, daß die Platznahme des Neosoms immigrativ zusammen mit den heutigen Tonalitgraniten geschah und betrachten daher dieses Substrat als tonalitische Restschmelze, die bezeichnenderweise auch ziemlich hohen Apatitgehalt führt. Der Unterschied in der Teilbeweglichkeit bei gegenläufigen Temperaturverhältnissen führt zur Schlußfolgerung, daß die Restschmelze nur auf Grund ihres hohen Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen noch im Temperaturmilieu einer Albit- und Chloritvergesellschaftung hocheilbeweglich geblieben war. Demgegenüber sind die vorwiegend demigrativen Stoffe der Tauernkristallisation ärmer an flüchtigen Gemengteilen und verursachen keine wesentliche Erhöhung der Gesteinsteilbeweglichkeit, trotz höherer Temperaturen. In den aufgeschlossenen Bereichen sind keine palingenen Aufschmelzungsvorgänge erkennbar. Das besagt ganz allgemein, daß der Grad der molekularen Teilbeweglichkeit nicht nur von der Temperatur (und dem Druck), sondern auch stark vom Stoffgemenge abhängt. Man hat beim Studium der jüngeren Granitliteratur den Eindruck, daß letzteres in der allgemeinen Granitisationsfreudigkeit vielfach zu wenig beachtet wurde.

Mit der mikroskopischen Beschreibung und Deutung der Gesteinsveränderungen bei den Tonalitgraniten und den Tonalitischen Gneisen sind die beiden Hauptvertreter aus der Serie der Granitite, Granodiorite und Tonalite mit massigem und gneisigem Gefüge behandelt und gleichzeitig ist geklärt, daß von diesen nur die Tonalitgranite für einen späteren Vergleich mit den periadriatischen Tonaliten und Graniten in Betracht kommen.

Es bleibt nun noch die mikroskopische Beschreibung der zweiten granitischen Gesteinsgruppe im Venedigerbereich, der Augen- und Flasergranitgneise.

b) Augen- und Flasergranitgneise

Die mikroskopischen Untersuchungen dieser Gesteinsgruppe waren für den Rahmen der Arbeit neben einer tunlichst knappen Beschreibung darauf abgestellt, die Bestätigung oder Kontrolle einiger im Felde gewonnener Eindrücke für die altersmäßige Unterscheidbarkeit von den Tonalitgraniten zu erbringen. Es sei vorausgeschickt, daß das Korngefüge dazu weniger beiträgt als die Feldbeobachtungen.

Auch hier soll eine Tabelle zur Gesteinscharakteristik den ersten Überblick über die Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen vermitteln.

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisation (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)	
Quarz	Biotit _a , Muskowit _a	} Kr ₁ → Fm (nach Kr ₁ erfolgt starke mechanische Formung)	
Mikroclin bis Schachbrettalbit (= Kalifeldspat _a)	Plagioklas _a		
Albit _a	Kalifeldspat _a , Quarz _a		
Albit _n			
Aor/Mikr (= Kalifeldspat _n)			
Muskowit	Biotit _n , Muskowit _n , Klinozoisit/Pistazit, Orthit, Titanit, Granat	} Kr ₂ (Kr ₂ verheilt ältere Deformationsspuren)	
Biotit			
Klinozoisit/Pistazit			
Karbonat			
Titanit	Albit _a , Albit _n , Chlorit, Granat		
Chlorit			
Granat	Oligoklas _n , Kalifeldspat _n , Quarz _n		
Akzessorien: Orthit, oxydisches und sulfidisches Fe-Erz, Apatit, Zirkon, Zeolithe			
	Karbonat		

Die Korngefüge sind seltener hypidiomorph, häufiger tektonoblastisch. Sie zeigen vortektonische Mikroclinblasten, die — unterschiedlich stark mechanisch und kristallin modifiziert — als Porphyroblasten, als Augen oder Flasern die Gefüge typisieren (vgl. Abb. 7—9).

Quarz.

Quarz ist mit wenigen Ausnahmen der Hauptgemengteil und in zwei Generationen vertreten. Die augenfällige ältere Generation ist durch Überindividuen mit Querschnitten von durchschnittlich $5 \times 2 \text{ mm} \perp s$ und B vorhanden. Oblonge Aggregatformen wirken s-bildend ebenso wie die Einregelung der Glimmerminerale und die Kalifeldspatflasern. Je nach Gesteinsdeformationsgrad ist die Kornregelung innerhalb der Aggregate mehr oder weniger deutlich mit dem Gipsblättchen erkennbar. Die Einzelkörner in Überindividuen sind Produkte mechanischer Zerlegung ehemaliger Großkörner oder Großkornaggregate. An der Rupturverheilung solcher Aggregate beteiligen sich tauernkristalline Mineralien, was als Hinweis für vortauernkristallines Alter der Überindividuen gelten muß. In wenigen schwach deformierten Proben sind noch Quarzgroßkörner oder Großkornaggregate als typische Zwickelkristallite zwischen hypidiomorphem Plagioklas erhalten. Solche Gefüge sprechen für primär-magmatische Kristallisation, ebenso wie übrigens auch die Gesteins-homogenität über größere Bereiche.

Dem gegenüber stehen die Rekristallisationen beim Quarz in den weit verbreiteten Mylonitisierungsbereichen. Diese jungen Quarze zeigen keine

nennenswerte mechanische Zerlegung und sind der nachtektonischen Tauernkristallisation zuzuordnen. Neben Rekristallisation erscheinen seltener intergranulare Blasten, die den Gesamteindruck des Tektonitgefüges nur geringfügig beeinflussen. Korrosionserscheinungen an anderen tauernkristallinen Gefügegenossen stellen den jungen Quarz neben den Kalifeldspat_n an vorletzte Stelle in der Mineralabfolge.

Kalifeldspat.

Nach Art, Ausbildung und Reihung in der Mineralisierungsabfolge existieren sicher zwei Kalifeldspatgenerationen, deren Unterscheidung fast in allen Schliften ohne Schwierigkeit möglich ist. Wir bezeichnen sie wieder als Kalifeldspat_a (alt) und Kalifeldspat_n (neu).

Kalifeldspat_a.

Es sind Mikrokline mit $2V_x$ zwischen 72 und 86° und Auslöschungsschiefen $x' \wedge a + 14$ bis $+20^\circ$. Sie heben sich durch Korngrößen um 10 mm von den anderen Mineralkomponenten deutlich ab und bilden meist die „Augen“ im Granit. Unterschiedlich starke Deformation und stoffliche Veränderung durch wechselnde Schachbrettalbitisierung, sowie Durchstäubung mit feinsten Mikrolithen, ebenso Perthitbildung sind typische Merkmale, denen häufig noch Mikroklingitterung anzufügen wäre. Manchmal sind Hälften von Karlsbader Zwillingen noch erkennbar. Die Kornformen sind rundlich und linsenartig, seltener amöboid oder hypidiomorph. Man kann sich nach den Kornformen schwer entscheiden, ob sie aus höher oder niedriger teilbeweglichem Medium auskristallisierten, weil man für beide Fälle typische Kornumgrenzungen zu sehen glaubt. Am ehesten paßten die Beobachtungen aus deutbaren Kornumgrenzungen für Kristalloblastese aus einem Medium mit im Kleinbereich inhomogener Teilbeweglichkeit, etwa einem Kristallbrei.

Die durch stoffliche Umlagerung entstandene feinste Durchstäubung ist nicht auflösbar; häufig sind winzige Karbonatkörnchen daran beteiligt. Alle stofflichen Umlagerungen erfolgen von außen nach innen (bzw. von Rupturen aus), was besonders deutlich durch die Schachbrettalbitisierung als verbreitetste Ummineralisierung belegt wird. Sehr oft liegt totale Schachbrettalbitisierung vor. In einigen Körnern scheinen Anhaltspunkte gegeben, daß die Schachbrettlamellen eine näherungsweise Abbildung der Mikroklingitterung sind. Außer der Albitisierung von altem Kalifeldspat sind noch Verdrängungen durch Quarz in den bekannten Quarztropfenbildungen zu nennen.

In vielen Fällen existieren gefüllte hypidiomorphe Albite (Albit_a) mit breiten einschlußfreien Albit_n-Rändern als Einschlüsse (vgl. Abb. 25), seltener Biotite und Chlorite.

Wesentlich erscheint die Feststellung, daß die Albit_n-Ränder um eingeschlossene Albit_a-Körner auf Kosten des Kalifeldspatwirtes gewachsen sind. Dafür spricht Abb. 25, wo die ursprünglich kristallographische Plagioklaskornform durch Mikrolithen abgebildet ist, von der aus der Albit_n-Rand lappig und buchtig in den Kalifeldspatwirt vordringt. Abb. 26 zeigt dazu ergänzend, daß an Stellen, wo Quarz an Albit_a grenzt, der Albit_n-

Abb. 25:

Albit_a mit Albit_n-Weiterwachsrand, in Kalifeldspat eingeschlossen. Die ursprünglich idiomorphe Umgrenzung des Albit_a ist durch die Mikrolithenanordnung abgebildet. Der unregelmäßig begrenzte Albit_n-Rand muß als Verdrängung des Kalifeldspates während der Plagioklasumlagerung zu Albit verstanden werden, womit diese zeitlich nach der Umschließung des Plagioklases durch Kalifeldspat passierte.

Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

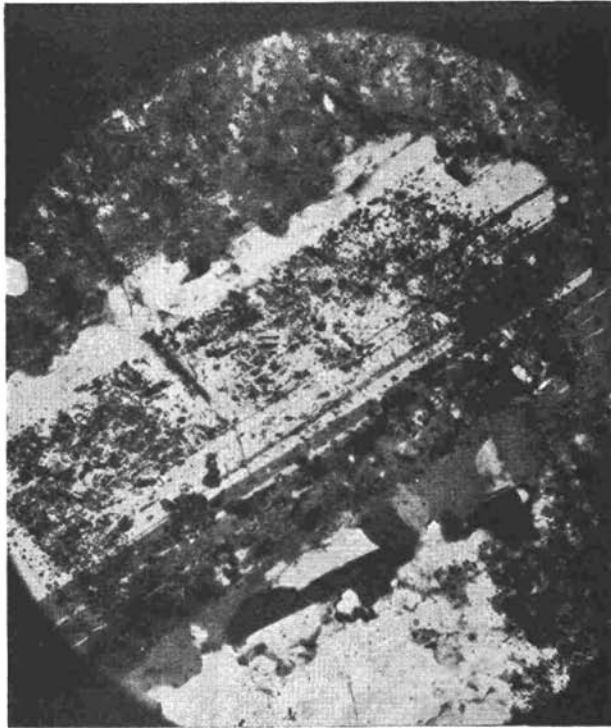
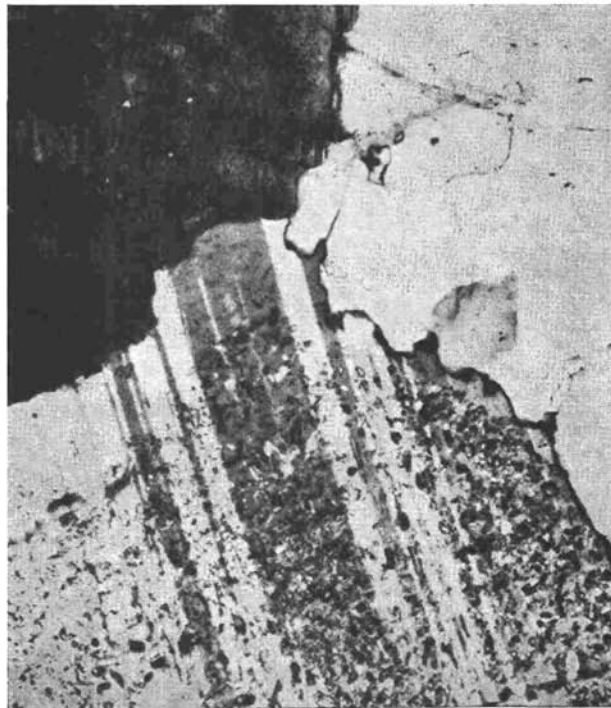


Abb. 26:

Albit_n-Rand tritt nur an der Grenze gegen Kalifeldspat_a (Mikroclin) auf, er fehlt gegen Quarz.

Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.



Saum fehlt. Dies sowie die von außen nach innen vordringende Schachbrettalbitisierung (auch ohne Kornrupturen) muß als Beweis für molekular- oder ionar-dispersen Lösungstransport im Kalifeldspatgitter angesehen werden. So erklärt sich auch die Mikrolithenbildung in allseitig umschlossenen Plagioklasen. Ebenso ist damit ein Einwand aus älteren petrographischen Arbeiten (aber auch bei E. CHRISTA, 1931) entkräftet, wonach sekundäre Plagioklasumsetzung in allseits von Kalifeldspat umschlossenen Plagioklasen unmöglich wäre.

Kleinkörnigere Kalifeldspat_a- oder Schachbrettalbite in pflasterkörniger Umgebung sind als mechanisch zerlegte Bruchstücke ehemals größerer Kalifeldspate zu verstehen. Vorwegnehmend sei gesagt, daß diese Kalifeldspate sowohl nach dem tektonischen Schicksale als auch nach der Art und Weise ihrer Umlagerung zusammen mit gefüllten Albiten, mit Biotit und Muskowit und mit Quarzüberindividuen in eine Paragenese zu stellen sind. Diese ist sicher vortektonischen Alters und nach sonstigen Beobachtungen an Plagioklasen als Kristallisation aus magmatisch-teilbeweglicher Masse anzunehmen.

Kalifeldspat_n.

U-Tischmessungen zeigten sowohl Mikroklin als auch die bereits bekannten Anorthoklas/Mikrokline (Aor/Mikr). Letztere sind mir nur in jenen Augengraniten begegnet, die dem Tonalitgranit oder den Tonalitischen Gneisen nahe liegen, das heißt, die noch in den Höchsttemperaturbereich der Tauernkristallisation hineinreichen. Damit ist schon gesagt, daß die jungen Kalifeldspate Produkte der Tauernkristallisation sind und genetisch mit dem Kalifeldspat_n der Tonalitgranite usw. zu vergleichen sind. In ihren Eigenschaften gleichen sie diesen auch vollständig. Sie zeigen bei vorherrschend kleinerer Körnung meist schattenhaftes Auslösen, sind einschlußfrei, ohne Perthite und vornehmlich an die Intergranulare gebunden. Als jüngste Bildungen stehen sie zeitlich neben Quarz_n. Oft bilden sie Anwachsänder an Kalifeldspat_a, aber auch an Albit_a und Albit_n. In größeren Kristalloblasten besitzen sie nicht selten si-Gefüge (vgl. Abb. 27). Ihre Gegenwart verursacht häufige Myrmekitbildungen gegen Plagioklas. Aus den Erfahrungen über Bildungsbedingungen von Kalifeldspat_n in Tonalitgraniten und Tonalitischen Gneisen und der Beobachtung, daß sie den sicher tauernkristallinen Albit_n verdrängen, glaube ich in ihrer Existenz wiederum einen Hinweis für Temperaturerhöhung während der Tauernkristallisation zu sehen. Diese Auffassung wird im Grenzbereich gegen Tonalitgranite bestätigt, wo außerdem gleichzeitig junge inverse Oligoklas-Neubildungen zu beobachten sind.

Als Ergebnis für unsere Frage erbrachten die Beobachtungen an Kalifeldspaten, daß ein vortauernkristalliner und vortektonischer Kalifeldspat existiert, der wahrscheinlich im Zusammenhang mit der primären Graniterstarrung entstand. Die häufig überdimensionierten Korngrößen werden ebenso wie ähnliche Bildungen bei alten Quarzen als Ausdruck eines beginnenden Restschmelzencharakters des kristallisierenden Substrates gedeutet. Vortektonische und vortauernkristalline Schachbrettalbitbildung

scheint möglich zu sein, ist aber wegen gleicher tauernkristalliner Um-
bildungen noch nicht mit Sicherheit zu belegen.

Die jungen Kalifeldspate sind ausschließlich nachtektonische und
tauernkristalline, also sicher alpidische Kristallisationsprodukte.

Plagioklase.

Wie bei den Kalifeldspaten sind vortauernkristalline und vortektonische
Plagioklase (Plagioklas_a) von tauernkristallinen Umlagerungen zu Albit_a
und Albit_n sowie örtlich Oligoklas_n zu unterscheiden.

Albit_a.

Sie sind typische Ab₂ und Ab₃ nach B. SANDER (1911) mit 2—5% An-
Gehalt (selten basischer zwischen 8 und 10%). Ihre Füllung ist abwech-
selnd locker und dicht und besteht vorherrschend aus Serizit. Klinozoisit
ist im Gegensatz zu den Plagioklasen der Tonalitgranite nur in
geringer Menge an der Fülle beteiligt. Breite einschlußfreie Albit_n-
Ränder umrinden mit unregelmäßigen Außengrenzen die alten Korn-
bereiche, deren idiomorphe Umrisse öfter durch die Mikrolithen nach-
gezeichnet werden. Häufig setzt die schmale Lamellierung der gefüllten
Kornbereiche an den Anwachsändern ab oder verliert sich in diesen. Wie
bei Albit_a in Kalifeldspat ist wiederum festzustellen, daß die Albit_n-Ränder
fehlen, wenn der gefüllte Albit_a an Quarz grenzt. Allmähliches Verschwinden
der Mikrolithenfüllung im Albit_a vermittelt einmal alle Übergänge von
Albit_a zu Albit_n und wird im weiteren als Folge zunehmender Albitisation
gedeutet. In solchen Schliften sind dann auch die Kalifeldspate_a total
schachbrettalbitisiert.

Fast alle Proben zeigen deutliche bis starke vortauernkristalline
Deformation. In den wenigen Beispielen, wo diese zurücktritt, sind
idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklaskornumgrenzungen gegeben. Die
durchschnittlichen Querschnitte liegen dann bei 1—1,5 mm; Korngruppen
erreichen Durchmesser bis zu 5 mm und erzeugen — ähnlich wie die Kali-
feldspate und alten Quarze — Augentextur. Ich sehe im Albit_a die
tauernkristallin umgelagerten primären Granitplagioklase. Ver-
sucht man aus der Klinozoisitmenge auf die Ausgangsbasizität zu schließen,
so kann diese höchstens Oligoklas gewesen sein. In den meisten Fällen
dürfte ursprünglich schon Albit vorgelegen haben, was auf stärker hervor-
tretenden Restschmelzencharakter des primären Substrates hinweist.

Albit_n.

Es sind die typischen Ab₁ SANDER'S (1911). Messungen ergaben An₀
bis An₇. Neben Quarz und Kalifeldspat_n sind sie Hauptgemengteile der
nachtektonischen Kristallisation im pflasterartig regenerierten Zerreibungs-
gefüge. Ganz selten zeigen einzelne größere Körner noch Deformations-
spuren, so daß man den Kristallisationsbeginn örtlich noch in die Zeit
der Durchbewegung stellen muß. Sie bilden die typischen breiten An-
wachsänder an Albit_a und sind auch als si-Albite mit Biotit-, Muskowit-,
und Granateinschlüssen zu finden. Letztere, wie auch die Verdrängungen
durch Kalifeldspat_n, Quarz_n und in bestimmten Bereichen auch durch
Oligoklas_n, legen ihre Stellung in der tauernkristallinen Mineralabfolge
fest (siehe Tabelle S. 83).

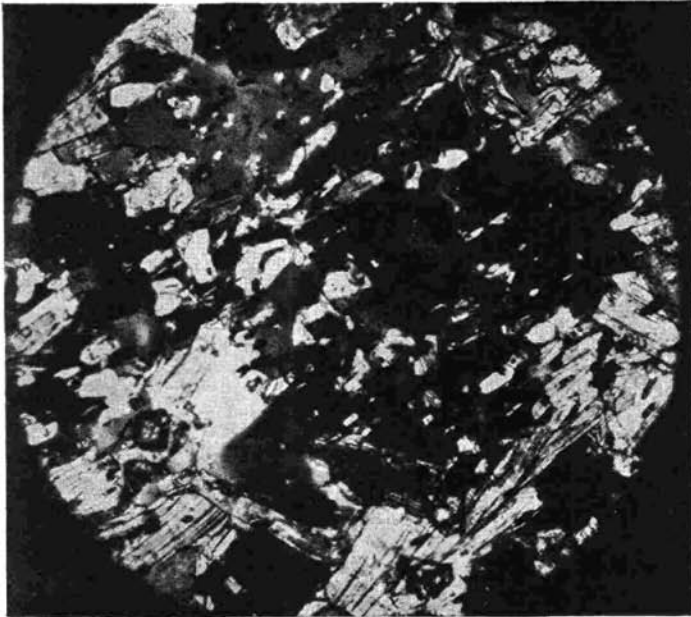


Abb. 27: Kalifeldspat_n, nach optischen Daten zwischen Anorthoklas und Mikroklin liegend, mit Glimmer si-Gefüge. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

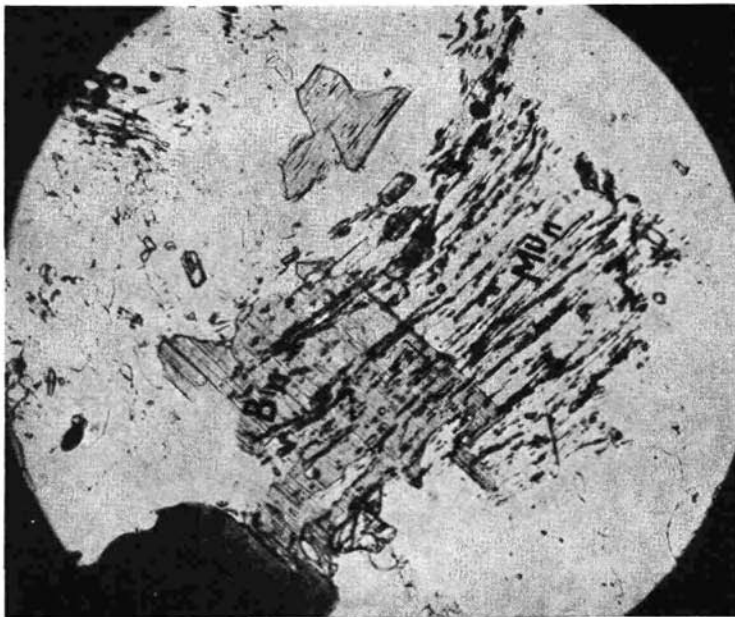


Abb. 28: Junge Querbiotitbildung (Biotit_n) und Muskowitbildung (Muskowit_n) am Platze eines ehemaligen FeTi-reicheren Biotites (Biotit_a). Die ehemalige Biotit-Spaltbarkeit wird durch die Titanite als Entmischungsbildungen abgebildet. || Nicols, etwa 20fache Vergrößerung.

Oligoklas_n.

In gleicher Ausbildung wie sie ausführlich bei den Tonalitischen Gneisen beschrieben wurden, sind Oligoklas-Säume auch in den Augen- und Flasergranitgneisen zu finden, wo diese an Tonalitische Gneise bzw. Tonalitgranite angrenzen. Ihr Auftreten beschränkt sich auf eine relativ schmale Grenzzone und ist nur durch stoffliche Zuwanderung aus den Tonalitischen Gneisen oder Tonalitgraniten zu erklären. Die dafür nötigen Diffusionswege sind nie größer als wenige 100 m \perp zum Streichen.

Die Plagioklase insgesamt bestätigen die Befunde und Deutungen bei den Kalifeldspaten. Wie bei diesen sind vortektonische primärmagmatische Bildungen und nachtektonische, metamorphe Bildungen der Tauernkristallisation erschließbar. Zwischen beiden Kristallisationen liegen mechanische Verformungen, deren Ausmaß aber bedeutend größer anzunehmen ist als dies in den Tonalitischen Graniten der Fall ist. Letzteres wird auch durch die Feldbeobachtungen im vollen Umfange bestätigt.

Muskowit und Biotit.

Die Glimmerminerale sind die wichtigsten s-Bildner des Granit-Gneisgefüges. Sowohl Biotit als wahrscheinlich auch Muskowit existierten bereits vor-tauernkristallin und vortektonisch. Sie gehörten dem primärmagmatisch granitischen Mineralbestand an. Polygonale Faltungen, in gefüllten Albiten eingeschlossene Biotite und Muskowite und Pseudomorphosen von Biotit_n nach Biotit_a belegen das hinreichend.

Biotit_n zeigt oft gutes Titanit- und Epidot-Interngefüge, das mitunter schräg oder normal zur heutigen Lage der Spaltbarkeit verläuft (vgl. Abb. 28). Ich deute diese Titanit- und Epidotbildung als Entmischungen während der alpidischen Tauernkristallisation von ehemals titan- und eisenreicherem Biotit_a. Beispiele, wo diese Umlagerung noch zu beobachten ist, sind aus den schwächer tauernkristallinen nördlichsten Augengraniten (u. a. südlich von Wald im Pinzgau) gegeben. Die Biotite besitzen noch einschlußfreie rotbraune Kerne; die randlichen Umwandlungsbereiche zu grünbraunem Biotit_n führen dagegen Titanit- und Epidot-Mikrolithen. Der Biotit_n kristallisiert nicht immer in gleicher Orientierung und genau am selben Platz wie der Biotit_a (vgl. Abb. 28). Häufig sind am Biotit_n bereits Chloritisierungen festzustellen. Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden, wie sie im Tonalitgranit zum Teil anzunehmen sind, wurden nicht beobachtet.

Wie bei Biotit existiert auch eine tauernkristalline, nachtektonische Muskowitneukristallisation.

Die Stellung des Biotit_n und Muskowit_n in der tauernkristallinen Mineralabfolge ergibt sich aus Verdrängungen und Umschließungen durch Kalifeldspat_n, Quarz und Albit_n. Das Mengenverhältnis zwischen Biotit und Muskowit hat sich durch die Tauernkristallisation nur wenig verändert. Es lag demnach vor der letzten alpidischen Tektonik und Kristallisation ein Zweiglimmer-Granit vor.

Klinozoisit, Klinozoisit/Pistazit und Orthit.

Wie im Tonalitgranit und den Tonalitischen Gneisen treten in den Augen- und Flasergranitgneisen Klinozoisite als Plagioklas-Mikrolithen und auch Klinozoisit/Pistazite frei im Gefüge auf. Beide bildeten sich während der nachtektonischen Tauernkristallisation.

Die Entstehung der Klinozoisit/Pistazite aus Biotiten kann angenommen werden. Bezeichnend dafür ist auch, daß Klinozoisit/Pistazit bei Muskowitaggregaten fast immer fehlt. U-Tischmessungen ergaben mitunter im Kernbereich Pistazit, im Rand dagegen Klinozoisit. Die Existenz von si-Epidoten (vgl. Abb. 29) belegt deren junges Alter und die kristalloblastische Entstehung.

Häufig findet sich im Kornzentrum Orthit. Der Gesamteindruck geht dahin (unterschiedlich weit fortgeschrittenes Wachstum sowie fehlende Deformationsanzeichen), daß wahrscheinlich die Orthite sich mit den Klinozoisit/Pistaziten während der Tauernkristallisation bildeten.

Eine wesentliche und regional petrographisch wichtige Feststellung ist, daß der Epidotgehalt in den Augengraniten weitaus geringer ist als in den Tonalitgraniten, und daß er außerdem eindeutig von Süden nach Norden abnimmt. Ich verstehe ersteres als Folge unterschiedlicher Basizität des Ausgangsgesteines, letzteres als Folge eines Temperaturgefälles von Süden (Zentralhauptkamm) nach Norden während der Tauernkristallisation¹).

Übrige Mineralien.

Sie seien in Kürze zusammengefaßt: Karbonat, Titanit, Chlorit, Granat und als Akzessorien der schon besprochene Orthit sowie oxydische und sulfidische Fe-Erze, Apatit und Zirkon.

Neu ist der in den meisten Dünnschliffen vorhandene Karbonatgehalt als jüngste Kristallisation auf Intergranularen und Rupturen. Die Titanite treten in bekannter Insekteneier-Form stets bei Biotit oder im rekristallisierten Zerreibungsdetritus parallel s auf. Chloritbildung überlagert sich zeitlich mit Biotit_n-Kristallisation und überdauert diese. In einem Dünnschliff wurde jüngste Durchhäderung mit Desmin erkannt und bestimmt.

Die weite Verbreitung eines geringen Gehaltes kleinkörniger (< 0,2 mm) Granate (Almandin?) ist bemerkenswert und unterscheidend zu den Tonalitgraniten. „Atoll“-formen (Skelette) und Übergänge zu geschlossenen Körnern mit Biotit-, Muskowit- und Epidot-Interngefüge erweisen auch für sie tauernkristallines Alter und stellen sie in der Mineralabfolge neben Albit_n. Auffallend ist weiterhin eine räumliche Verknüpfung mit Albit_n.

¹) Die Epidotarmut bezieht sich nur auf den Augengranit. Epidotbildung in den Metabasiten der Schiefermulden hatte ganz andere stoffliche Voraussetzungen.



Abb. 29: Klnzoisit/Pistazit mit Biotit_n- und Muskowit_n- si-Gefüge. Ein Beweis für junge (tauernkristalline) kristalloblastische Bildung von Klnzoisit/Pistazit. Schräge Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.



Abb. 30: Gefüllter Albit_a mit Granatmikrolithenzone an der Grenze gegen ungefüllten Albit_n. Schräge Nicols, etwa 200fache Vergrößerung.

Kristallisations-Bereichen. Abb. 30 zeigt, wie Granate parallel der Grenze $Albit_a$: $Albit_n$ entstehen. (Dieses Bild ist außerdem beweisend für Granat als „echtes Füllungsmineral“.)

Fassen wir die Ergebnisse aus den Dünnschliffuntersuchungen der Augen- und Flasergranitgneise zusammen und vergleichen sie an Hand der Tabellen zur Gesteinscharakteristik mit den Tonalitgraniten, so ergeben sich zur Unterscheidbarkeit der beiden granitischen Gesteine nachstehende Feststellungen:

1. Im heute sichtbaren Mineralbestand besitzen die Augengranite bedeutend mehr Kalifeldspat, mehr Quarz und mehr Karbonat als die Tonalitgranite. An Stelle von Oligoklas führen sie locker gefüllte Albite und ungefüllte Albite (örtliche Oligoklas_n-Bildungen sind als Einwanderung aus naheliegenderem Tonalitgranit zu erklären). Muskowit ist gesteinsbildendes Mineral.

2. Vergleicht man die vortektonische bzw. vor-tauernkristalline Mineralparagenese, so lag bei den Augengraniten ein normalgranitischer Zweiglimmer-Granit ohne Hornblende vor, während der Tonalitgranit ein Tonalit oder Biotitgranit war. In der tauernkristallinen Sukzession sind Unterschiede gegenüber dem Tonalitgranit durch den vortauernkristallinen Altbestand bedingt. Es fehlt Hornblende_n und Oligoklas_n, während Albit- und Muskowit_n-Kristallisation existiert.

3. In der dritten Kolumne der Tabelle zeigen die Augengranite summarisch betrachtet eine deutlich stärkere mechanische Verformung des Altbestandes als die Tonalitgranite.

Diese Ergebnisse lassen wohl einen klaren Unterschied in der vortauernkristallinen Gesteinsnatur erkennen, geben aber zunächst keine sichere Auskunft über einen Altersunterschied zwischen den beiden Gesteinstämmen. Einzig der statistisch stärkere Deformationsgrad der Augengranite könnte in die Richtung weisen, etwa in der Art, daß mehrere tektonische Ereignisse aus dem heutigen Gefügebild vermutbar sind. Der petrogenetische Rückblick aus mikroskopischen Untersuchungen endet mit der Rekonstruktion eines Mineralbestandes vor der letzten sichtbaren Durchbewegung, welche in diesem Falle zweifellos die gleiche alpidische Verformung ist, welche auch die Tonalitgranite teilweise deutlich erkennen lassen. Für die wahrscheinlich bedeutsame Altersunterscheidbarkeit müssen daher die feldgeologischen Befunde genügen. Sie werden in den kommenden Jahren mit Fortschreiten der Kartierungsarbeiten ausgebaut und durch weitere Beispiele bereichert.

Von regionaler Bedeutung mag die Feststellung sein, daß auch innerhalb der Augengranitgneise die tauernkristalline Beeinflussung vom Tauernhauptkamm nach Norden gehend abnimmt. Dies berechtigt zur Hoffnung, daß bei späteren vergleichenden Untersuchungen zwischen Augengranitgneisen im Tauernzentral und nicht-tauernkristallinen ostalpinen Augen- und Flasergranitgneisen ein Anschluß zu finden sein wird. Abschließend wird eine neue Analyse veröffentlicht.

Chemische Analyse Nr. 2 (C 2)

Gestein: Biotit-Muskowit-Augengranitgneis (Handstück Nr. 6),

Ort: Venedigerbereich N-Seite, Untersulzbachtal, Marchklamm,

Analytiker: Institut für Steine und Erden, Bergakademie Clausthal.

I-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	Ein-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
SiO ₂	71,58	11.918	67,42	134,84	si _K = 213	si = 372
AlO _{3/2}	12,60	2.472	13,98	20,97	al _K = 44	al = 39
TiO ₂	0,18	22	0,12	0,24		
FeO _{3/2}	2,45	306	1,73	2,59	} fm _K = 14	fm = 20
FeO	1,72	239	1,35	1,35		
MnO	0,17	23	0,13	0,13		
MgO	0,90	223	1,26	1,26	} c _K = 6	c = 11
CaO	1,96	349	1,97	1,97		
BaO	0,02	1	0,01	0,01	} alk _K = 36	alk = 30
NaO _{1/2}	4,32	1.393	7,88	3,94		
KO _{1/2}	2,77	588	3,32	1,66		
ZrO ₂	—	—	—	—		
PO _{5/2}	1,01	142	0,80	2,00		
CO ₂	—	—	—	—		
S	0,15	(46)	(0,26)			
H ₂ O+	0,71	(394)	(2,22)			
H ₂ O—	0,01	—	—			
Summe	100,55	17.676	99,97	170,96		
			—O für (OH)	2,22		
			O	168,74		
			(OH)	4,44		
			S ²⁻	0,52		
			Anionen für 100% Kationen	173,70		

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

e) Die Bildungsgeschichte der granitischen Gesteine des Groß-venedigerbereiches in der regionalen Literatur.

Es sind vor allem die Untersuchungen von E. WEINSCHENK (1894 und 1903) zu erwähnen, die mir in mancher Hinsicht erst den Zugang zu den Problemen dieses Arbeitsgebietes erschlossen haben. E. WEINSCHENK (1903, S. 330) war der erste Petrograph der Ostalpen, der eindeutig das tertiäre Alter der Zentralgranitmassive vertritt. Er faßt jedoch sämtliche granitischen Gesteine der Tauern mit dieser Alterseinstufung zusammen und vergleicht sie mit dem „Protogin“ der Westalpen. Dieser unitaristischen Alterseinstufung widersprachen damals schon „Zentralgranit“-Gerölle in vortertiären Sedimenten.

Manche meiner Feldergebnisse sind bei E. WEINSCHENK bereits angedeutet, so z. B. der auffallende petrographische Unterschied zwischen dem Tonalitgranit im Hauptkamm-Bereich und den Augen- und Flasergranitgneisen im Norden (WEINSCHENK, 1894, S. 73). Dieser Unterschied wurde aber nicht weiter ausgewertet. Beide Granittypen wurden mit dem Sammelnamen „Centralgranit“ auch entstehungsmäßig zusammengefaßt. Die randliche Schiefertextur von Graniten des Hauptkammes wird im Gegensatz zur richtungslos körnigen Ausbildung im Zentrum hervorgehoben. Dabei wird aber nicht zwischen verschiefertem Orthogestein einerseits und tonalitisierten Paragneisen andererseits unterschieden. Beide von mir getrennte Typen werden als Vergneisungserscheinungen durch gerichteten Druck während der magmatischen Erstarrung verstanden und galten E. WEINSCHENK als feldgeologischer Beleg für die „Piezokristallisation“.

Die Beschreibung der Dünnschliffe erfaßte den gleichen Mineralbestand, wie er auch in meinen Untersuchungen bestimmt wurde, ausgenommen bestimmte Details, die heute durch bessere instrumentelle Möglichkeiten erkennbar waren, z. B. die genaue Einmessung des An-Gehaltes der Plagioklasse und die Unterscheidung und Bestimmung der Kalifeldspate.

Ich muß hier vermerken, daß ich anfänglich aus den Feldbefunden auch zu der Meinung gelangte, der Venediger-Tonalitgranit wäre das Produkt syntektonischer Intrusionen in ein regionalmetamorphes Milieu mit Epidot-Amphibolitfacies, was der WEINSCHENK'SCHEN Vorstellung einer Piezokristallisation nicht grundsätzlich widersprochen hätte. Erst die Dünnschliffbearbeitung, insbesondere die gefüllten Plagioklasse, zeigten mir durch die Abbildung ehemaligen Zonarbaues und anderer stofflicher Inhomogenitäten, daß fertige Zonar-Plagioklasse vorgelegen haben müssen, als die Mikrolithenbildung bzw. die Metamorphose einsetzte.

Besonders überzeugend für sekundäre Feldspatfüllung waren hiebei die gleichfalls zonar gefüllten Plagioklasse von Amphiboliten in der Schieferhülle. Weiterhin ergab der Vergleich zwischen Mineralbildung und Tektonik einen vortektonischen Primärbestand von Hornblende, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, dem eine andersartige nachtektonische Paragenese gegenübersteht. Beide Paragenesen lassen sich mineralfaciell keinesfalls in einen einzigen genetischen Akt zusammenlegen.

Aus all dem resultiert, daß Piezokristallisation im Sinne von E. WEINSCHENK nicht für die Entstehung der Venediger-Tonalitgranite verwendbar ist. Die eigenen Ergebnisse entsprechen vielmehr der zur gleichen Zeit von F. BECKE (1902, 1903, 1906) vertretenen Ansicht über die metamorphe

Natur der Zentralgneise, wengleich es nicht die mechanischen Beanspruchungen sind, welche die Ummineralisation hervorriefen, sondern nahezu ausschließlich die Temperaturerhöhung.

Eine bedeutend jüngere Arbeit von L. KÖLBL (1932) behandelt ebenfalls die Granitgesteine im Venedigerbereich. Die Untersuchung ist vornehmlich auf geologische Fragen bezüglich der Existenz des Tauernfensters gerichtet. L. KÖLBL versucht, dieses durch den Nachweis einer nachtektonischen Granitintrusion zu widerlegen. Ich kann dazu vorerst noch nicht Stellung nehmen. Hinsichtlich der granitischen Gesteine bestehen jedoch Widersprüche zu meinen Ergebnissen, weil L. KÖLBL die Granite der „Zentralgneis“-Zungen, wie jene des Hauptkammes zusammenfaßt und damit alle Intrusivmassen des Großvenedigers einheitlich für alpidisch hält. Dementsprechend wird auch der vereinheitlichende Name „Zentralgneis“ verteidigt. Eine Reihe eigentümlicher Gemeinsamkeiten, die aber nicht näher aufgeführt sind, wird als Begründung genannt. Diese Gemeinsamkeiten liegen wahrscheinlich nur in der gemeinsam erlebten Tauernkristallisation, was meiner Ansicht nach aber kein genügender Grund für eine derartige Zusammenfassung sein kann. Die Mikrolithenbildung will L. KÖLBL, wie mir scheint, in bereits festem Plagioklas, aber noch vor der Kalifeldspat- und Quarzkristallisation als Folge einer pneumatolytischen Restkristallisation verstehen, eine Vorstellung, die gewissermaßen zwischen den Ansichten von F. BECKE (sekundäre Bildung bei der Metamorphose) und von E. WEINSCHENK (primäre Bildung bei Piezokristallisation) vermittelt. Dieser Deutung steht jedoch die Kalifeldspat- und Quarzkristallisation vor der Mikrolithenfüllung entgegen, wie auch das Vorhandensein gefüllter Plagioklase in Amphiboliten außerhalb der unmittelbaren Einflußsphäre der pneumatolytischen Stoffe des Tonalitgranites.

Nicht zuletzt widersprechen einer Bildungsweise im Rahmen einer ausgeprägten Restkristallisation die ehemals scharf zonar gebauten Plagioklase, wie sie durch die Mikrolithenanordnung erwiesen sind. Es sollte dann wohl ein tieferes Erstarrungsniveau für die Intrusivmassen angenommen werden, wo aber meiner Meinung nach zonare Plagioklase zurücktreten müßten. Die Begründung für die Unterbrechung der magmatischen Kristallisation nach Ausscheidung der Plagioklase stützt sich auf Beobachtungen, wonach Plagioklas vor seiner Umschließung mit Kalifeldspat korrodiert wurde. Viele eigene Beobachtungen lassen aber erkennen, daß es sich dabei um sekundäre Verdrängung des Kalifeldspatwirtes durch Albit_n-Bildung um eingeschlossene Plagioklase handelt. Die so entstandenen unregelmäßigen Korngrenzen des letzteren sind daher keine alten Korrosionsränder (vgl. S. 84). Berücksichtigt man diese Korrektur, so resultiert auch aus den Schlußfolgerungen von L. KÖLBL (1932) eine Tiefengesteinserstarrung, der — durch geologische Vorgänge bedingt — eine Kristallisation unter geänderten Bedingungen nachfolgt. Letztere kann nach meinen Feststellungen nur die regionalmetamorphe alpidische Tauernkristallisation sein.

2. Gebiet des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler-Alpen)

Die makroskopische Vergleichbarkeit der Tonalitgranite vom Venedigergebiet mit den granodioritischen und tonalitischen Gesteinen, wie sie E. CHRISTA (1931) vom hinteren Zemmgrund beschrieben hat, wurde

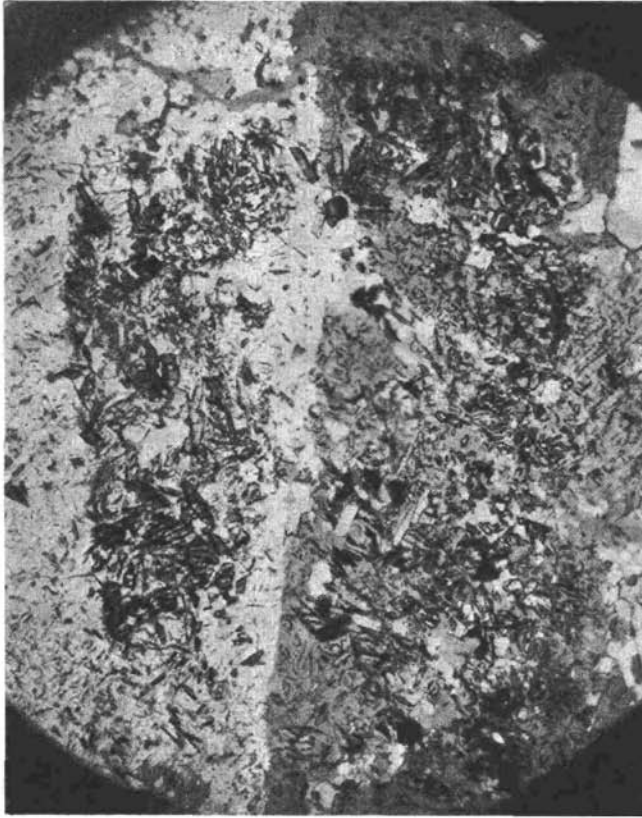


Abb. 31: Gefüllter Oligoklas, teilweise körnig zerlegt, mit kranz-
artiger Mikrolithenanordnung (Klinozoisit, Zoisit, Serizit), die
eine ehemalige kristallographische Begrenzung vermuten läßt.
Schräge Nicols, etwa 20fache Vergrößerung.

bereits besprochen. Die mikroskopische Vergleichbarkeit ergab sich nach eigenen Dünnschliffuntersuchungen von Tonalitgraniten aus dem Gletschervorfeld des Hornkeeses (Nähe Berliner Hütte) und nach Auswertung der Beschreibungen von CHRISTA.

Die oben zitierte Arbeit enthält viele gleichartige Beobachtungen, die allein schon die Vergleichung mit den Mikrobefunden vom Venediger rechtfertigten. Die Befunde wurden aber von CHRISTA petrogenetisch anders interpretiert. Es schien mir daher nötig, an einer Anzahl charakteristischer Dünnschliffe zu prüfen, ob meine Deutungen tatsächlich auch für den Bereich des Oberen Zemmgrundes übertragbar sind.

Die nachfolgende Beschreibung dieser Dünnschliffe wird demzufolge ausführlicher bei Beobachtungen, die E. CHRISTA (1931) anders ausgelegt hat. Gleichlaufende Feststellungen zwischen CHRISTA und mir erscheinen nur mehr summarisch in der nachstehenden Tabelle für die Gesteinscharakteristik.

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1 , Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Oligoklas (An_{28-17})	Biotit _a , Hornblende _a (?)	} $Kr_1 \rightarrow$ Fm (Formung überdauert Kristallisation)
Quarz	Plagioklas _a	
Biotit	Kalifeldspat _a (?) Quarz _a	
Klinozoisit	Biotit _n , Titanit, Granat, Klinozoisit/Pistazit, Hornblende _n	} Fm → Kr_2 (Kristallisation überdauert Formung)
Zoisit		
Klinozoisit/Pistazit		
Hornblende (barroisitisch)	Oligoklas _n , Klinozoisit, Zoisit, Hornblende _n	
Titanit	Quarz, Kalifeldspat _n	
Granat	Karbonat	
Chlorit		
Aor/Mikr		
Akzessorien: Apatit, sulfidisches Fe-Erz, Zirkon, Karbonat		

Die Plagioklase wurden in den untersuchten Proben als Oligoklase zwischen An_{17} und An_{28} gemessen. Wir können wieder zwischen gefülltem Plagioklas_a und ungefülltem Oligoklas_n unterscheiden. Der Plagioklas_a besitzt durchwegs Mikrolithenfülle aus Klinozoisit, Zoisit, wenig Serizit und selten Biotit. Die Mikrolithenverteilung ist unzufällig oft charakterisiert durch Anhäufung im Kern oder kranzartige Bereiche zwischen Kern und Rand, ähnlich wie dies Abb. 31 veranschaulicht. Sehr häufig ist körnige Zerlegung erkennbar, die bis zur Auflösung der primären Kornformen führen kann. Es erscheint aus den eigenen Beobachtungen erwiesen, daß dem Grade des Kornzerfalles bei den alten (!) Plagioklasen entsprechende vorkristalline Deformationserscheinungen bei Biotiten und Großkorn-

quarzen parallel gehen, womit der körnige Zerfall der gefüllten Plagioklase auf mechanische Beeinflussung nach Verfestigung der Körner zurückgeführt wird.

Es wurden schwach normalzonar gebaute und invers-zonare Oligoklase gemessen, wobei die Inversion meist durch ungefüllte Oligoklas_n-Ränder erzeugt wird. Eine Entscheidung, ob Normal- oder Inversbau vorherrscht, ist aus den wenigen untersuchten Schliften nicht zu treffen.

Zur Frage der Mikrolithenentstehung sprechen meine Beobachtungen für sekundäre Entmischung aus Plagioklaskristallen, unter teilweiser molekularer oder ionarer Stoffzufuhr aus mobilen Lösungen der Intergranulare. Als Beweis gilt mir wie im Venediger-Tonalitgranit die kristalline Abbildung ehemaliger Stoffinhomogenitäten im Plagioklaskorn (Zonarbau, basische Kerne, basische Kernringe). Die Altersbeziehung der Mikrolithenkristallisation zur letzten mechanischen Gesteinsdurchbewegung konnte mit gleichen Argumenten wie im Venedigerbereich als paratektonisch bis nachtektonisch festgelegt werden.

In wenig deformierten Gefügen sind die hypidiomorphen, gefüllten Plagioklase erhalten. Bemerkenswert ist oft vorkommender Zoisit (Zoisit α) als Füllungsmineral.

Der Oligoklas_n beruht einmal auf Plagioklaskristallisation nach der körnigen Zerlegung und dominiert daher in Blastomyloniten, zum anderen bildet Oligoklas_n Anwachs-ränder an undeformierten Plagioklas_a. Er wurde als An₁₈₋₂₄ gemessen und zeigt inversen Zonenbau. Fehlende mechanische Beanspruchung besagt, daß die Oligoklas_n-Kristallisation zumindest die letzte Gesteinsdurchbewegung überdauert hat, womit sie in der tauernkristallinen Mineralabfolge ihren charakteristischen Platz einnimmt.

Quarz ist in wenig deformierten Gefügen als zerlegte Großkornzwickelfüllung eines Primärgefüges und als junge sekundäre Rekristallisation und Kristalloblastese erkennbar. Das Verhältnis zur letzten mechanischen Formung ist unverkennbar vortektonisch für den ersten Fall und nachtektonisch für den zweiten.

Die Biotite kennzeichnet eine mechanische Zerlegung und nachträgliche Rekristallisation, sowie unterschiedliche Ummineralisation. Biotitkorngruppen lassen gelegentlich aus ihren Umgrenzungen auch hier den Schluß auf Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden zu; Großkornmuskowite fehlen. Mineralfaciell bemerkenswert ist, daß bei der Biotitumlagerung an Stelle von Klinozoisit/Pistazit öfter Granat auftritt, wenn die Mikrolithen in den Plagioklasen vorwiegend aus Zoisit bestehen. Ich sehe die Ursache dafür in einer bereichsweise höher temperierten Facies als sie in den Venediger-Tonalitgraniten durchschnittlich herrschte. U-Tischmessungen ergaben für Klinozoisit/Pistazit Kerne mit ca 20% Fe-Epidot, bei Auslöschungsschiefen $z \wedge a = 29^\circ$ und Klinozoisitränder mit $z \wedge a = 22^\circ$. Chloritisierungen an Biotiträndern und Titanitausscheidungen in winzigen eierförmigen Körnchen sind weit verbreitet. Eine Titanitmessung ergab: $2 Vz = 32^\circ$, was nach den Kurven bei E. TRÖGER (1956, S. 46) 2% (Fe''Al)₂O₃-Gehalt entspricht.

Nachtektonische Hornblende_n-Bildung in barroitischer Ausbildung war gut in „basischen Putzen“ beobachtbar. Die Gefügebilder erweisen,

daß junge Hornblendekristallisation die rekristallisierten Biotite und Chlorite auffrißt und damit wie im Venedigerbereich zusammen mit Oligoklas_n- (invers-zonar) wahrscheinlich einen Temperaturanstieg während der Tauernkristallisation belegt.

In den tonalitischen Gesteinstypen war Kalifeldspat nur in einem Schriff als nachtektonischer junger Aor/Mikr zu finden. Er tritt intergranular auf und ist jünger als Oligoklas_n, mit dem myrmekitische Reaktionsgefüge gebildet werden. Nach der Beschreibung von E. CHRISTA (1931) ist in den granitischen Gesteinsvarietäten Kalifeldspat gesteinsbildend. Man kann erschließen, daß es sich um Mikroklin oder Aor/Mikr handelt.

Die Untersuchung ausgewählter basischer Putzen führte zum Ergebnis, daß neben anderem allothigenen Schollenmaterial auch Biotit-Plagioklasgneise der Tonalitgranitumhüllung vertreten sind.

Diese Beschreibungen (einschließlich der Tabelle zur Gesteinscharakteristik) beweisen hinreichend, daß die Tonalitgranite des Oberen Zemmgrundes Metamorphite der gleichen ehemals tonalitischen Magmatite sind, wie sie ausführlich im Großvenediger-Bereich beschrieben wurden. Sie stehen außerdem mit diesen in streichender Verbindung. Die petrogenetischen Befunde vom Venedigergebiet sind also auf die Verhältnisse im Oberen Zemmgrund übertragbar.

Die ausführlichen Untersuchungen von E. CHRISTA (1931) in diesem Raum, die mir in vielen Einzelbeobachtungen äußerst wertvoll waren und durch eine petrographische Karte (Maßstab 1 : 15.000) viel Zeit und Mühe sparten, decken sich zwar in den letzten geologischen Fragen mit meinen Ergebnissen, differieren aber hinsichtlich der Gesteinsgenese.

E. CHRISTA folgt den Gedankengängen von E. WEINSCHENK. Er will den heutigen Gesteinszustand als Folge paratektonischer Intrusion mit Piezokristallisation verstehen — ohne nachtektonische Metamorphose. Wenn ich CHRISTA'S Ausführungen richtig verstanden habe, sind seine Argumente dafür folgende: (1) Es besteht ein Unterschied im Deformationsgrad zwischen einer früheren Mineralgesellschaft (Plagioklas und Biotit) und einer späteren (Kalifeldspat und Quarz). Erstere deutet er als frühmagmatisch, letztere als Restschmelzenparagenese. (2) Die Plagioklas-mikrolithen werden als Entmischung während der Kristallisation und Deformation der früheren magmatischen Mineralparagenese verstanden. Als Beweis dafür wird angeführt, daß Kalifeldspat der Restkristallisation gefüllte Plagioklase allseits umschließt. Die Füllung soll deshalb schon vorher entstanden sein, weil die Umschließung als Isolation gegen sekundäre Umsetzungen verstanden wird. Oder: es existieren Biotitmikrolithen, die nach CHRISTA nicht aus dem Stoffbestand des Plagioklases stammen könnten. Sie müßten als Festkörper im liquid-magmatischen Milieu in das Kristallisationsfeld des späteren Plagioklases eingewandert sein. (3) Die „Restschmelzenparagenese“ verursachte weitverbreitete Korrosionen an Plagioklasen sowie Myrmekitbildungen, die ohne jede mechanische Beeinflussung blieben. Das bedeutet für CHRISTA, daß nach dem Ende der magmatischen Kristallisation keine nennenswerten tektonischen Ereignisse mehr passiert sein sollen.

Der Vollständigkeit halber seien aber auch jene Beobachtungen angeführt, die — wie man aus der textlichen Formulierung erschließen kann —

CHRISTA sichtlich Schwierigkeiten bei einer Eingliederung in den Rahmen einer rein magmatischen Genese bereitet haben.

So schreibt er z. B. bei der Besprechung von Plagioklasen (l. c. S. 559): „In einigen wenigen dieser Gesteine kann man mitunter sehr unregelmäßig begrenzte, im Kristall nicht einmal ausgesprochen zentrisch gelagerte Partien oligoklasalbitischer Zusammensetzung wahrnehmen, während die äußeren Partien von etwa 20 bis 25% Anorthitgehalt dazu eine Art inverser Zonarstruktur abgeben.“

Auf S. 582 deutet CHRISTA das bunte Durcheinander von Mikrolithen verschiedener Gestalt und stofflicher Zusammensetzung als Folge von Kristallisation in einem Milieu mit hohem Teilbeweglichkeitsgrad, wie es in statu nascendi des Wirtplagioklases nur möglich sei, nicht aber bei sekundären Umwandlungen. Im darauf folgenden Absatz wird andererseits aber eingeräumt, daß Ansätze zu zonarer Mikrolithenanordnung nicht selten wahrzunehmen sind und daß klinozoisitreiche Plagioklaskerne ziemlich häufig beobachtet werden können. Solche Befunde sprechen meiner Ansicht nach eindeutig gegen hohe Teilbeweglichkeit des Mediums.

Für die häufige Erscheinung einer Chloritisierung von Biotit und für gleichaltrige Parallelverwachsungsaggregate von Biotit mit Chlorit sieht auch CHRISTA (l. c. S. 566) nur die Möglichkeit, daß es sich „um sekundäre Prozesse“ handelt, insbesondere dann, wenn solche Gebilde innerhalb der Mikrolithenfülle beobachtbar sind. Damit wird meiner Meinung nach ein junger Biotit neben dem primärmagmatischen Biotit bereits bestätigt.

Ähnliche Beispiele wären noch mehrfach anzuführen. Es liegt mir aber fern, auf diese Weise die in ihrer Gesamtheit für die Tauernpetrographie wertvollen und lehrreichen Betrachtungen CHRISTA'S zerpflücken zu wollen; meine Absicht ist lediglich, einige Schwierigkeiten aufzuzählen, die CHRISTA selbst sah, die sich aber bei anderer genetischer Deutung zwanglos auflösen.

So z. B., wenn man — wie im Venediger — eine vortektonische, primärmagmatische Kristallisation von einer para- bis nachtektonischen metamorphen Paragenese unterscheidet. Daß dies auch für den Zemmgrund möglich ist, erwiesen eigene Dünnschliffbefunde. Diese Deutung widerspricht CHRISTA insofern, als die nachtektonische Mineralparagenese nicht als eine Restschmelze des magmatischen Erstarrungsprozesses betrachtet wird, sondern ein Kristallinat aus Stoffmobilisationen während der alpidischen Metamorphose (= Tauernkristallisation) ist.

Im Blickwinkel der Mineralfacieslehre und der Möglichkeit von Stoffwanderungen durch das Gitter sind Mineralumwandlungen auch in einem anscheinend geschlossenen System — wie beispielsweise Plagioklas in Kalifeldspat — möglich. Demnach ist eine Mikrolithenfüllung in allseits umschlossenen Plagioklasen kein zwingendes Argument für Bildung in statu nascendi der Plagioklase, also für frühmagmatische Entstehung.

E. CHRISTA (1931) beobachtete richtig die enge Verknüpfung zwischen Mikrolithenentstehung und Plagioklasdeformation, konnte aber diese Beziehung ohne die vorhergenannten Stoffwanderungsmöglichkeiten nur in der Hypothese der Piezokristallisation verstehen. Dementsprechend traten Schwierigkeiten bei der Erklärung des inversen Zonarbaues auf, bei der Deutung einer zonaren Mikrolithenanordnung und der Biotit-Chlorit-Aggregate als Plagioklasmikrolithen. Wird die Mikrolithenbildung aber als sekundäre Umlagerung stofflich inhomogener Primärplagioklase

(Zonarbau, basische Kerngerüste oder basische Gerüstringe) der Tauernkristallisation zugeordnet, so existieren die Schwierigkeiten nicht mehr.

Die Korrosionserscheinungen an Plagioklasen und undeformierte Myrmekite sind nach dieser Deutung ebenfalls Produkte der jungen tauernkristallinen Paragenese, während welcher junger Invers-Oligoklas mit jungem Aor/Mikr reagiert und schließlich junge aggressive Verquarzung das stoffliche Umwandlungsgeschehen beendet.

In der geologischen Gesamtdeutung besagen diese neuen Vorstellungen gegenüber denen von CHRISTA, daß die Granit- bzw. Tonalitplatznahme zwar alpidisch synorogen erfolgte, aber vor die letzte Gesteinsdurchbewegung — bestenfalls noch in die Phase ihres Beginnes — zu verlegen ist. Dem entspricht auch der Deformationsgrad der Gesteine besser, wie er häufig auch von E. CHRISTA erwähnt wird.

Es seien schließlich noch aus Vergleichsgründen einige petrographische Befunde von E. CHRISTA (1931) angeführt, die sich bei meinen Untersuchungen im Venediger-Tonalitgranit im vollen Umfange bestätigten. Es sind dies:

1. Die Zusammensetzung der Mikrolithen ist abhängig von der Azidität des Wirtplagioklases (l. c. S. 559). Das bedeutet mineralfaciell, daß die Azidität des Plagioklases und die Zusammensetzung seiner Fülle die Folge einer mehr oder weniger vollendeten Einstellung auf ein chemisches Gleichgewicht bei bestimmter Temperatur ist.

2. Die Mikroklingitterung ist innerhalb eines Kalifeldspates besser ausgeprägt an der Grenze gegen Schachbrettalbitbereiche. Am Venedigermaterial entspricht das der Feststellung, daß bei abnehmender Temperatur aus ungegitterten Aor/Mikr gegitterter Mikroclin entsteht, der schließlich in Schachbrettalbit übergeht.

3. Titanitbildung aus Biotit ist durch Ca-Zufuhr möglich, sowie Klinozoisitbildung bei „Verschmelzung von Plagioklas mit Biotit“. Auch im letztgenannten Falle ist meiner Ansicht nach die Ca-Zufuhr das Entscheidende.

4. Die Erzarmut der Tonalitgranitgesteine wird besonders hervorgehoben.

Fassen wird nun die Interpretation der Ergebnisse von E. CHRISTA (1931) und die eigenen Schlibfbefunde zusammen, so ist folgendes wesentlich:

Die tonalitgranitischen Gesteine sind alpidisch-metamorphe (tauernkristalline) Tonalite und Biotitgranite.

Die Tonalit- bzw. Granitplatznahme erfolgte vor oder (spätestens) zu Beginn der letzten noch nachweisbaren Gesteinsdurchbewegung.

Die Tauernkristallisation erfaßte mehr oder weniger tektonisierte Tonalite und Biotitgranite und nivellierte deren Mineralbestand zu einer Paragenese der ersten bis beginnenden zweiten Stresszonenstufe nach F. ANGEL (1940).

Die mikroskopische Vergleichbarkeit der Tonalitgranite vom Oberen Zemmgrund mit jenen vom Großvenediger ist tatsächlich in allen Punkten gegeben. Die Annahme von Piezokristallisation zum Verständnis des Gefüges und der Mineralausbildung ist ebenso wie im Großvenedigerbereich unnötig.

Es soll hier schon erwähnt werden, daß F. BECKE (1906) für die Intrusiva im Hochalm-Massiv (dem östlichsten Tonalitgranit-Vorkommen in den Hohen Tauern) zur Ansicht gelangte, daß auch diese kurz nach ihrer Intrusion metamorphisiert wurden.

Abschließend werden 1 chemische und 7 Modalanalysen veröffentlicht. Der Modalbestand wurde wie die chemische Vollanalyse auf Ein-Kation-Oxydprozente verrechnet und gruppiert (vgl. S. 60).

Chemische Analyse Nr. 3 (C 3)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 29),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertaler Alpen), Hornkees,

Analytiker: Institut für Steine und Erden, Bergakademie Clausthal.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
SiO ₂	61,95	10.314	57,99	115,98	si _K = 143	si = 220
AlO _{3/2}	16,07	3.152	17,72	26,58	al _K = 44	al = 34
TiO ₂	0,24	30	0,17	0,38	} fm _K = 18	} fm = 28
FeO _{3/2}	0,64	80	0,45	6,75		
FeO	4,31	599	3,37	3,37		
MnO	0,38	53	0,30	0,30		
MgO	2,25	558	3,14	3,14		
CaO	4,16	741	4,17	4,17	} c _K = 10	} c = 16
BaO	0,09	5	0,03	0,03		
NaO _{1/2}	4,32	1.393	7,83	3,96	} alk _K = 28	} alk = 22
KO _{1/2}	3,04	645	3,62	1,81		
ZrO ₂	—	—	—	—		
PO _{5/2}	1,54	216	1,21	3,02		
CO ₂	—	—	—	—		
S	0,04	(12)	(0,07)			
H ₂ O+	1,02	(566)	(3,18)			
H ₂ O—	0,01	—				
Summe	100,55	17.786	100,00	169,49		
			—O für (OH)	3,18		
			O	166,31		
			(OH)	6,36		
			S ²⁻	0,14		
			Anionen für 100% Kationen	172,81		

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 6 (M 6)

Gestein: Kleinkörniger Tonalitgranitgneis (Handstück Nr. 40, Schliff II),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	22,42	SiO ₂	64,82	10,759	59,98	119,96	si _K 151	si 244
Plagioklaskern An ₂₄ .	42,66	AlO _{3/2}	18,31	3,592	20,02	30,03	al _K 50	al 40
Plagioklasrand An ₂₂ .	7,78	TiO ₂	0,24	30	0,17	0,17		
Kalifeldspat Ab ₃₅	2,86	FeO _{3/2}	0,71	89	0,50	0,75		
Biotit (s. S. 60).....	11,41	FeO	2,68	373	2,08	2,08	} fm _K 12	fm 19
Pistazit 20% Fe-Ep. .	0,44	MnO	0,08	11	0,06	0,06		
Klinoisit 5% Fe-Ep.	8,22	MgO	1,54	382	2,13	2,13		
Serizit	1,20	CaO	5,13	915	5,10	5,10	c _K 13	c 21
Granat.....	2,00	NaO _{1/2}	4,60	1,484	8,27	4,13	} alk _K 25	alk 20
Apatit	0,51	KO _{1/2}	1,28	272	1,52	0,76		
Titanit.....	0,50	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,22	31	0,17	0,43		
		CO ₂	Sp	—	—	—		
		H ₂ O+	0,39	(216)	(1,20)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17,938	100,00	165,77		
						—O für (OH) 1,20		
						O 164,57		
						(OH) 2,40		
								Anionen für 100% Kationen 166,97
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,761.								
Aus Handstück bestimmt: 2,766.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 7 (M 7)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 40, Schliff I),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	17,27	SiO ₂	62,65	10.431	57,87	115,74	siK 139	si 222
Plagioklaskern An ₂₄ .	35,60	AlO _{3/2}	18,58	3.645	20,22	30,33	alk 49	al 39
Plagioklasrand An ₂₀ ..	11,13	TiO ₂	0,30	37	0,26	0,54		
Kalifeldspat Ab ₂₅	9,93	FeO _{3/2}	0,83	104	0,57	0,71		
Biotit (s. S. 60).....	14,30	FeO	3,20	445	2,46	2,46		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	7,21	MnO	0,10	14	0,07	0,07	fmK 14	fm 22
Pistazit 20% Fe-Ep. + Orthit	0,64	MgO	1,94	481	2,66	2,66		
Serizit	0,26	CaO	4,84	863	4,78	4,78	ek 11	c 18
Granat.....	2,14	NaO _{1/2}	4,57	1.474	8,17	4,08		
Apatit.....	0,85	KO _{1/2}	2,26	480	2,66	1,33	alkK 26	alk 21
Titanit.....:.....	0,67	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,36	51	0,28	0,70		
		CO ₂	—	—	—	—		
		H ₂ O+	0,37	(205)	(1,14)			
Summe ...	100,00		100,00	18.025	100,00	163,40		
						—O für (OH) 1,14		
						O 162,26		
						(OH) 2,28		
						Anionen für 100% Kationen 164,54		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,767.								
Aus Handstück bestimmt: 2,766.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 8 (M 8)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 29, Schliff III),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertaler Alpen), Hornkees,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	24,15	SiO ₂	62,16	10,345	58,11	116,22	si _K 141	si 209
Plagioklaskern An ₂₅ ..	28,27	AlO _{3/2}	16,33	3,204	18,00	27,00	al _K 43	al 32
Plagioklasrand An ₂₁ ..	10,21	TiO ₂	0,68	85	0,48	0,96		
Biotit (s. S. 60).....	26,83	FeO _{3/2}	1,29	161	0,90	1,35		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,55	FeO	5,19	722	4,06	4,06	} fm _K 25	fm 37
Pistazit 20% Fe-Ep. .	0,17	MnO	0,19	27	0,15	0,15		
Kalifeldspat Ab ₂₅	1,27	MgO	3,63	900	5,06	5,06		
Granat.....	1,92	CaO	4,08	727	4,08	4,08	c _K 10	c 15
Titanit.....	1,53	NaO _{1/2}	3,59	1.158	6,50	3,25	} alk _K 22	alk 16
Apatit.....	0,78	KO _{1/2}	2,01	427	2,40	1,20		
Calcit	0,18	ZrO ₂	Sp	—				
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,14	PO _{5/2}	0,33	46	0,26	0,65		
		CO ₂	0,05	(11)	(0,06)			
		H ₂ O+	0,47	(260)	(1,46)			
Summe ...	100,00		100,00	17.802	100,00	163,98		
						—O für (OH)	1,46	
						O	162,52	
						(OH)	2,92	
						CO ₂	0,06	
						Anionen für 100% Kationen 165,50		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,802.								
Aus Handstück bestimmt: 2,771.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 9 (M 9)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 29, Schliff II),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	19,30	SiO ₂	63,33	10.544	58,36	116,72	si _K 142	si 228
Plagioklaskern An ₂₅ ..	38,74	AlO _{3/2}	18,55	3.678	20,35	30,52	al _K 50	al 39
Plagioklasrand An ₂₁ ..	15,83	TiO ₂	0,27	34	0,19	0,38		
Kalifeldspat Ab ₂₅	1,67	FeO _{3/2}	0,70	88	0,49	0,73		
Biotit (s. S. 60).....	13,61	FeO	3,16	440	2,44	2,44	} fm _K 13	fm 22
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	5,56	MnO	0,10	14	0,08	0,08		
Serizit	1,19	MgO	1,84	456	2,52	2,52		
Granat (Almandin) ..	2,24	CaO	4,94	881	4,88	4,88	e _K 12	e 19
Apatit	1,04	NaO _{1/2}	4,92	1.587	8,78	4,19	} alk _K 25	alk 20
Titanit.....	0,58	KO _{1/2}	1,34	284	1,57	0,79		
Calcit	0,16	ZrO ₂	Sp	—	—			
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,08	PO _{5/2}	0,44	62	0,34	0,85		
		CO ₂	0,04	(9)	(0,05)			
		H ₂ O+	0,37	(205)	(1,13)			
Summe ...	100,00		100,00	18.068	100,00	164,10		
						—O für (OH)	1,13	
						O	162,97	
						(OH)	2,26	
						CO ₂	0,05	
						Anionen für 100% Kationen	165,28	
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,768.								
Aus Handstück bestimmt: 2,771.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 10 (M 10)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 31),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	26,75	SiO ₂	64,75	10.780	60,46	120,92	si _K 155	si 235
Plagioklaskern An ₂₄ .	11,70	AlO _{3/2}	16,52	3.241	18,18	27,27	al _K 46	al 35
Plagioklasrand An ₂₃ .	30,92	TiO ₂	0,17	21	0,12	0,12		
Biotit (s. S. 60).....	19,28	FeO _{3/2}	1,41	177	0,99	1,48		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	0,88	FeO	3,73	519	2,91	2,91	} fm _K 20	fm 31
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,44	MnO	0,14	20	0,11	0,11		
Serizit	2,03	MgO	2,81	697	3,91	3,91		
Hornblende (s. S. 60).	1,65	CaO	4,12	735	4,12	4,12	ck 11	c 16
Granat	0,70	NaO _{1/2}	4,01	1.294	7,26	3,63	} alk _K 23	alk 18
Apatit	0,35	KO _{1/2}	1,53	325	1,82	0,91		
Titanit	0,23	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
Calcit	0,48	PO _{5/2}	0,15	21	0,12	0,30		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,59	CO ₂	0,17	(39)	(0,22)			
		H ₂ O+	0,49	(272)	(1,52)			
Summe ...	100,00		10,000	17.830	100,00	165,80		
						—O für (OH)	1,52	
						O	164,28	
						(OH)	3,04	
						CO ₂	0,22	
						Anionen für 100% Kationen 167,54		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,774.								
Aus Handstück bestimmt: 2,811.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 11 (M 11)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 41, Schliff II),

Ort: Oberer Zemmgrund (Zillertal), Hornkees,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte	
Quarz	20,76	SiO ₂	60,94	10.146	56,73	113,46	si _K 133	si 195	
Plagioklaskern An ₃₀ .	36,51	AlO _{3/2}	17,82	3.496	19,55	29,33	al _K 46	al 33	
Plagioklasrand An ₂₅ ..	6,32	TiO ₂	0,82	103	0,58	1,16			
Biotit (s. S. 60).....	20,60	FeO _{3/2}	1,06	133	0,74	1,11	} fm _K 21	fm 31	
Hornblende (s. S. 60).	4,58	FeO	4,23	596	3,33	3,33			
Kalifeldspat Ab ₂₅	0,38	MnO	0,16	22	0,12	0,12			
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	6,43	MgO	3,34	828	4,63	4,63	} ck 13	c 19	
Serizit	0,91	CaO	5,42	966	5,40	5,40			
Granat	1,28	NaO _{1/2}	3,84	1.239	6,93	3,46	} alk _K 20	alk 17	
Apatit	0,48	KO _{1/2}	1,56	331	1,85	0,93			
Titanit.....	1,75	ZrO ₂	Sp	—	—	—			
		PO _{5/2}	0,20	25	0,14	0,35			
		CO ₂	—	—	—	—	—		
		H ₂ O+	0,56	(311)	(1,74)	—	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.885	100,00	163,28			
						—O für (OH)	1,74		
						O	161,54		
						(OH)	3,48		
						Anionen für 100% Kationen	166,02		
Spezifisches Gewicht:									
Aus Dünnschliff errechnet: 2,810.									
Aus Handstück bestimmt: 2,809.									
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.									

3. Gebiet der Hochalm-Ankogelgruppe (Tauern Ostende)

Über diesen Raum existiert eine umfangreiche Literatur. Auf die richtungweisenden Arbeiten von F. BECKE (1902—1909), soweit sie den Rahmen dieser Untersuchungen betreffen, wird an anderer Stelle noch zurückzukommen sein. Zunächst sollen als Grundlage für den mikroskopischen Vergleich mit den Venediger-Tonalitgraniten und Augengranitgneisen die Ergebnisse von F. ANGEL und Schülern (F. ANGEL, 1930; F. ANGEL und R. STABER, 1937; F. ANGEL, 1940; A. WEBER, 1942; F. ANGEL und R. STABER, 1952) und auch die jüngst revidierten Ansichten von Ch. EXNER (1957) herangezogen werden. Es sei hier mit Dankbarkeit erwähnt, daß mir diese Arbeiten eine reiche Quelle an petrographischen Erfahrungen regionaler und allgemeiner Art waren.

F. ANGEL gelangt aus Feldbefunden und Dünnschliffergebnissen zu der Ansicht, daß die im Hochalm-Ankogelgebiet vorliegenden Tonalite und verwandten Gesteinstypen ein Gemenge aus paläosomatischen Amphiboliten und metatektem aplitgranitischem Neosom sind. Das wechselnde Mischungsverhältnis erzeugt die Vielfältigkeit dieses Gesteinsstammes. In den metatekten „hellen saueren Massen“ sieht ANGEL nicht das Differentiat eines gabbroiden oder basaltischen oder intermediären Stammmagmas, sondern „ein Extrakt aus den tieferen Stockwerken des gesamten tektonisch und kristallchemisch reagierenden Gebirges der Tauern“. Es handelt sich um immigrative magmatische Massen, die im Höhepunkt der alpidischen Tauernkristallisation eindringen und verschiedenartigste Migmatite erzeugten. Dabei kommt es nicht zur Ausbildung pyrometamorpher Gesteinsveränderungen; alle Kristallisationen verliefen nach ANGEL in den obersten beiden Metamorphosezonen unter Stress und bei höchstens 500° C.

Es scheint mir, daß ANGEL und andere für diese Gesamtkonzeption von den Feststellungen ausgingen, daß Metabasite, die in magmatisches Infiltrationsgebiet hineinstreichen, makroskopisch und mikroskopisch zu tonalitähnlichen Gesteinen werden können.

Solche Fälle gibt es offenbar im Tauernostende öfter als im Venedigergebiet. Andererseits sind Bereiche wie im Venediger mit homogenen tonalitischen Massen im Hochalmspitzgebiet relativ selten. Man muß also vorerst festhalten, daß ein Großteil der tonalitischen Gesteinstypen dieses Raumes Grobmengungsprodukte sind, vergleichbar den Tonalitischen Gneisen mit Metabasitlinsen des Großvenedigergebietes. In welchem Ausmaße auch homogene Tonalite bzw. Tonalitgranite als immigrierte Massen existieren, scheint mir prüfenswert. Es besteht somit ein gewisser quantitativer Unterschied zum Venedigerraum.

In der unfreiwilligen Gedrängtheit der neuesten ANGELschen Darstellung (1952) blieb leider wenig Platz für petrographische Dünnschliffbeschreibungen, so daß ich mich in den Vergleichen beschränken muß. Die wesentlichen Mineralum- und Neubildungen sind aber doch klar erkennbar.

Die Plagioklase sind An_{28-20} mit wechselnd starker Mikrolithenfüllung und sauren Rändern. Die Mikrolithenbildung wird als sekundäre, mineralfacielle Umlagerung einer ehemals basischeren Plagioklassubstanz verstanden. Umrechnungen der Mikrolithenfülle auf die primäre Feldspat-

zusammensetzung, die speziell von F. ANGEL (1930) entwickelt wurden, ergaben Plagioklase mit einer Zusammensetzung von An_{35} , An_{35-45} und An_{50-58} , also ehemalige Andesine bis Labradorite.

Im Sinne der vorhin erwähnten Entstehung von tonalitischen Gesteinen sieht F. ANGEL in den jetzigen Plagioklasen tauernkristalline Umlagerungsprodukte ehemaliger Metabasitplagioklase, also Plagioklase der paläosomatischen Amphibolite. Die Plagioklase des sauren magmatischen Neosoms sind nach A. WEBER (1942) gefüllte Albite, die nach Umrechnung Oligoklas ergaben.

Uns ist aus dem Venedigergebiet bekannt, daß die immigrierenden magmatischen Massen gleich basische Plagioklase enthielten, wie sie von Amphiboliten beziehbar sind. Diese magmatischen Massen müssen nach Feldebunden im Venediger überwiegend als ehemalige Tonalite aufgefaßt werden, wenngleich mikroskopisch keine Unterscheidung zwischen gefüllten Plagioklasen aus Amphiboliten oder gefüllten Plagioklasen aus ehemaligen Tonaliten möglich ist. Es gibt aber auch dort — insbesondere im Kontaktbereich — die von ANGEL beschriebene Tonalitbildung, so daß die ehemals basischen Plagioklase tonalitischer Gesteine sowohl durch immigrierendes tonalitisches Magma als auch durch Migmatisierung früherer Metabasite, also demigrativ, gegeben sein können. Eine rein thermische Ausschmelzung tonalitischer Magmen in heute erschlossenen Tiefen kommt auch im Hochalmbereich sicher nicht in Betracht¹⁾.

F. ANGEL (1952) stellt die magmatische Immigration in den Höhepunkt der alpidischen Tauernkristallisation und versteht alle ehemals basischen Plagioklase in tonalitischen Gesteinen als Metabasit-Abkömmlinge, die — wenn ich richtig verstanden habe — durch die Tauernkristallisation umgelagert, gefüllt und durch magmatische Durchdringung schließlich aus dem starren Gefügeverband gelöst wurden.

Aus den Erfahrungen vom Großvenedigerbereich und anderen Gebieten mit Altkristallin und eingelagerten Metabasiten ergeben sich aber nun die Fragen: Wo sind die altkristallinen Biotit-Plagioklasgneise bzw. deren vor-tauernkristalline Oligoklase zu finden? Oder bestand das Altkristallin im Hochalmbereich ausschließlich aus Amphiboliten und der relativ geringen Menge von Glimmerschiefern des Woiskentypus?

Ungefüllter Oligoklas (An_{20-15}) wird bei A. WEBER (1942) innerhalb der Granitplagioklase genannt und scheint mit dem Oligoklas_n im Venediger-Tonalitgranit vergleichbar zu sein. Inverszonarbau erwähnten F. ANGEL und R. STABER (1937) bei den „Migmatitischen-Intrusiva“ und den „Metabasiten“. CH. EXNER beschreibt (1957, S. 104 und 106) inverszonare Oligoklase (An_{15-18}) als junge Kristallisationen, zusammen mit xenomorphen K-Na-Feldspaten, die in allem dem Oligoklas_n des Venediger-Zentralbereiches entsprechen.

Die Armut der Tonalitgesteine an Kalifeldspat wird hervorgehoben und entspricht den Verhältnissen im Großvenediger. In den granitischen Gesteinen wird Na-reicher Kalifeldspat angegeben; F. ANGEL hält es für

¹⁾ Inwieweit letztlich das tonalitische Magma ein palingenes Aufschmelzungsprodukt von Metabasiten und den begleitenden Biotit-Plagioklasgneisen in größeren Tiefen ist, entzieht sich der Sichtbarkeit, wäre aber nicht auszuschließen, auch wenn man die periadriatischen Tonalite zum Vergleich heranzieht.

möglich, daß teilweise Anorthoklase vorliegen und stellt sie in die Tauern-facies (vgl. jungen Aor/Mikr im Venediger). Auch auf die Beschreibung der Kalifeldspate bei A. WEBER (1942) sei hingewiesen, der monokline Kalifeldspate bestimmte ($2V \times 54-64^\circ$) und sie mit gewissen Einschränkungen den Kalifeldspaten der tonalitischen Gesteine des Bachergebirges (!) gegenüberstellt.

Interessant und genetisch bedeutungsvoll ist auch der Vergleich der Ergebnisse über die Bildung von Biotit, Hornblende, Epidot und Titanit.

Aufbauend auf TSCHERMAKS (1862) Feststellung von Biotit-Epidot-Titanit-Pseudomorphosen nach ehemaligen Hornblenden im Tauernostende und nach stöchiometrischen Berechnungen dieser Umsetzung betrachtet ANGEL (1940) anscheinend alle sogenannten Großkornepidote frei im Gefüge und die undeformierten Biotite als Umlagerungsprodukte ehemaliger Hornblenden.

Im Venedigerraum glaube ich aber zeigen zu können, daß es neben Hornblende-Pseudomorphosen der genannten Art auch Pseudomorphosen von Biotit_{neu} nach Biotit_{alt} gibt, in deren Gefolge Sagenit-, Titanit- und Epidotbildung auftritt. In Vergleichsschliffen aus dem Hochalm-Ankogelgebiet begegneten mir ebensolche Umlagerungen. Es dürfte interessant sein, deren Häufigkeit zu prüfen, zumal auch CH. EXNER (1957, S. 107/108) Titanitentmischungen aus Biotit festgestellt und ebenso die enge Verknüpfung von Fe-armen Pistazit mit Biotit erwähnt hat.

Umlagerung von FeTi-reicherem Biotit zu FeTi-ärmerem Biotit, Titanit und Epidot erfordern eine Ca-Zufuhr, was aber wohl ohne Schwierigkeiten angenommen werden kann, wenn junger Oligoklas sich zur selben Zeit im Gefüge neu bildet. Sollte es sich erweisen, daß ein ebenso großer Anteil der heutigen Biotite im Hochalm-Ankogelgebiet von alten FeTi-reicheren Biotiten abstammt, so ist man der regionalgeologischen Schwierigkeit entbunden, als Paläosom der tonalitischen Gesteine nur Amphibolite annehmen zu müssen. Es können dann die weit verbreiteten Biotit-Plagioklasgneise des Altkristallins mit einbezogen werden. Durch die Verringerung der als Paläosom angenommenen Amphibolite vergrößert sich außerdem die Wahrscheinlichkeit, daß die granitischen Massen, die „sich intrusiv bewegt haben“ (ANGEL, 1952, S. 52), zumindest teilweise Intrusionen eines primären Tonalitmagmas sein können.

Es bleibt schließlich noch die nachtektonische Neubildung von barroitischer Hornblende zu erwähnen, die bei F. ANGEL (1940) besonders im Zusammenhang mit den Metabasiten klargestellt und von P. PAULITSCH (1948) eingehend untersucht wurde¹⁾.

Auch CH. EXNER (1957) erwähnt sie bei der Beschreibung des Granodioritgneises der Romatedecke und der Flugkopfdecke.

Wir entnehmen also aus der neuesten Literatur über tonalitische und verwandte Gesteine dieses Raumes, daß es während der alpidischen Tauernkristallisation folgende Mineralisation gibt: Umlagerung ehemals basischer Plagioklase zu Oligoklas mit Klinozoisit und Serizit-Mikrolithen, Oligoklas-

¹⁾ Diese Hornblenden entsprechen in Optik und Aussehen jenen der Tonalitgranite und unterscheiden sich nur wenig von denen der periadriatischen Tonalite.

Neubildung, Pistazit/Klinozoisit-Neubildung (Großkornepidote), Kalifeldspat-Neubildung (vermutlich als Aor/Mikr), Biotit-, Hornblende- (barroisitisch) und Titanit-Neubildung.

Hinsichtlich eines vor-tauernkristallinen Mineralbestandes weisen F. ANGELS Schlußfolgerungen auf ehemalige Amphibolite hin. Vergleichsmöglichkeiten mit Ergebnissen aus dem Großvenediger- und Zillertaler Gebiet zeigen die Möglichkeit, daß dafür außerdem auch Biotit-Plagioklasgneise des Altkristallins und tonalitisches Magma in Frage kommen sollten.

Ich glaube nach all dem, insbesondere aber nach Vergleichen mit anderen Tonalitgranitvorkommen in den Hohen Tauern annehmen zu dürfen, daß auch im Hochalmgebiet neben den migmatischen „sekundären“ Tonaliten in vielleicht geringerem Umfange immigrative „primäre“ Tonalite zu finden sind. Bei dieser Voraussetzung, der auch die neue Meinung CH. EXNERS (1957, S. 155), wonach in der Tiefe Tonalite stecken sollen, nicht widerspricht, könnte man das saure Neosom der Migmatite durchaus als Differentiat eines tonalitisches Magmas verstehen.

Das es solche Differenzierungen gibt, wird in den klassischen Tonalitgebieten des periadriatischen Intrusivbogens demonstriert.

Um einen noch besseren Einblick, insbesondere in die Mineralabfolge und das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation zu erhalten, wurden bei Vergleichsbegehungen im Raume der Villacher Hütte (Hochalmspitz-Gebiet) nach den Erfahrungen aus dem Venedigerraum typische Tonalitgranite und Tonalitische Gneise gesammelt und untersucht. Die Ergebnisse daraus seien zur Ergänzung und zum Vergleich angeführt.

Tonalitgranite.

Gesteinscharakteristik

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Oligoklas (An_{34-21})	Biotit _a , Hornblende _a	} $Kr_1 \rightarrow$ Fm (Kristallisation wird von mechanischer Formung überdauert)
Biotit		
Quarz	Plagioklas _a , Kalifeldspat _a , (?) Quarz _a	} Kr_2 (nur nachtektonische Kristallisation)
Klinozoisit (als Mikrolithen)	Biotit _n , Chlorit, Pistazit/ Klinozoisit, Titanit	
Aor/Mikr		
Pistazit (frei im Gefüge)		
Titanit	Plagioklas, Pistazit/Klinozoisit, Kalifeldspat _n	
Akzessorien: Apatit, sulfidisches und oxydisches Fe-Erz, Orthit, Zirkon, Karbonat	Quarz	

Die Korngefüge zeigen bei unterschiedlich schwacher Deformation ehemals hypidiomorphe Plagioklase mit Kalifeldspat und Quarz in Zwickeln.

Plagioklas.

In gleicher Weise wie im Venediger-Tonalitgranit unterscheiden sich ältere hypidiomorphe Plagioklase mit Füllung (Plagioklas_a) von jungen xenomorphen Plagioklasen (Plagioklas_n), die als Anwachsrande und Rupturverheilungen auftreten. U-Tischmessungen für Plagioklas_a ergaben Werte zwischen An₂₈ und An₃₄, für Plagioklas_n zwischen An₂₇ und An₂₁.

Deutlicher noch als im Venedigerbereich kommt hier im Gebiet zum Ausdruck, daß die Plagioklase in den Tonalitgraniten normalzonare Basizitätsabfolge zeigen.

Die Mikrolithenverteilung deutet häufig auf früheren Zonarbau. Plagioklas_n bildet meist unverzwilligte saure Anwachsrande am stark verzwilligten Plagioklas_a, aber auch fleckige, in das Korninnere vordringende Versauerungen des Kornaltbereiches. Wo Plagioklas_n selbständige Körner bildet, ist gelegentlich schwacher Inversbau oder Rekurrenz in der normalen Basizitätsabfolge zu beobachten. Letzteres ist auffallend oft gegeben, wenn Biotit durch Plagioklas_n verdrängt wird. Gegen Kalifeldspat_a zeigen die jungen ungefüllten Oligoklase auch hier myrmekitische Reaktionsgefüge. Junger Kalifeldspat und Quarz verdrängen ungefüllten Oligoklas, wobei entlang solcher Verdrängungsgrenzen feinste Durchstäubung im Oligoklas feststellbar ist, die in günstigen Beispielen noch als Klinozoisit- und Serizitbildung erkennbar war. Ähnliches wurde auch bei den Venediger-Tonalitgraniten gesehen und als jüngste diaphthoritische Mikrolithenreaktion von der vorangegangenen Plagioklasfüllung unterschieden.

Biotit, Pistazit und Titanit.

Diese drei Mineralarten treten fast immer zusammen auf. Solche Kornkomplexe können als ehemalige Hornblenden, aber auch — wie die Ergebnisse bei den Venedigergesteinen zeigen — zumindest teilweise als ehemalige FeTi-reichere Biotite angesehen werden. Sie können von Plagioklas_n, aber auch von Plagioklas_a umschlossen sein. Setzt man voraus, daß Plagioklas_a vor-tauernkristallin als ungefüllter basischer Plagioklas existierte, so beweisen derartige Umschließungen die Existenz von Biotit_a oder — bzw. und — Hornblende_a. Junge, tauernkristalline Biotitbildung ist hinlänglich bekannt. Wir unterscheiden also wiederum zwischen erschlossenem Biotit_a bzw. Hornblende_a, die vor-tauernkristallin in magmatisch teilbeweglichem Medium kristallisierten und den heute sichtbaren Biotit_n — als tauernkristalline Umlagerung davon ¹⁾.

Für Pistazite wurden Werte zwischen 12 und 20% Fe-Epidot gemessen, wobei in einigen Beispielen Zonarbau mit Fe-armen Rändern meßbar war. Die sonstigen Eigenschaften im einzelnen decken sich vollkommen mit denen aus dem Venedigergebiet. Selbst die seltenen, mir bisher unbekannt intensiv gelb gefärbten Epidotminerale wurden auch hier beobachtet. Das gleiche gilt für die Titanite und deren Entstehung aus Biotit bzw. Hornblende.

¹⁾ Die Umlagerungen sind häufig mit geringfügigen Ortsveränderungen verbunden, weshalb Pseudomorphosen seltener sind als unregelmäßig begrenzte Kornaggregate; außerdem ist selbständige Biotit_n-Bildung oft zu beobachten. Ursache der Ortsveränderung bei der Umlagerung in Mikrobereichen können unmittelbare wie mittelbare Teilbewegungen (B. SANDER, 1948) während der Gesteinsdurchbewegung oder der Metamorphose sein.

Kalifeldspat.

Große perthitführende und durchstäubte Kalifeldspate ohne Gitterung wurden in einem Dünnschliff in den Zwickeln zwischen Plagioklas_a angetroffen. Die Messungen ergaben (mit geringer Unsicherheit) Na-Orthoklas. Sie können vorerst nur mit Wahrscheinlichkeit als Kalifeldspate des primär-magmatischen Gefüges (= Kalifeldspat_a) bezeichnet werden.

Viel häufiger sind intergranulare, ungegitterte und undurchstäubte Kalifeldspate. Sie verdrängen teilweise Plagioklas_n. Ihre Meßwerte für 2 V x liegen zwischen 60 und 61°. Die Einmessung der Indikatrix und Spaltbarkeit ergab nach dem Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) Anorthoklas mit schwacher Verschiebung des (001) Poles gegen die Signatur für Mikroklin. Damit kann ich die Vermutung von F. ANGEL, daß Anorthoklase existieren, bestätigen. Diese jungen Kalifeldspate sind ebenso wie in den übrigen Tonalitgraniten der Tauern tatsächlich tauernkristalline, alpidische Neubildungen, wie dies auch EXNERS (1957) Annahme entspricht¹⁾.

Eine genaue Beschreibung der übrigen Mineralien ist für unsere Fragestellung unnötig. Ich darf mich diesbezüglich auf die ausführlichen Arbeiten von F. ANGEL (l. c.) und Schülern, sowie auf EXNER (l. c.) beziehen.

Betrachten wir schließlich noch die Mineralsukzession und das Verhältnis zwischen Kristallisation und mechanischer Gesteinsdurchbewegung (vgl. Tabelle S. 117), so liefern diese Beziehungen die letzten, noch notwendigen Ergänzungen für die Vergleichbarkeit mit den übrigen Tauern-tonalitgraniten: Vor der letzten sichtbaren Gefügedeformation ist ein Mineralaltbestand mit tonalitischer Zusammensetzung ableitbar, welcher nachtektonisch durch Tauernkristallisation regeneriert bzw. umgelagert wurde. Diese Ergebnisse sprechen mit den Befunden im Großvenediger-Gebiet auch hier für eine magmatische Immigration vor der letzten Gesteinsdurchbewegung.

Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß vordeformativ nicht gleich voralpidisch zu setzen ist. Im untersuchten Schliffmaterial von Tonalitgraniten sind die vor-tauernkristallinen Deformationserscheinungen — statistisch beurteilt — deutlich geringer als beispielsweise im Altkristallin der zentralen Schieferhülle und in den Augen- und Flasergranitgneisen („Typozentralgneis“ nach EXNER). Somit scheint mir auch für das Hochalmgebiet die Ansicht naheliegend, daß die prätektonische Kristallisation homogener Tonalitgranite zumindest teilweise alpidisch-synorogenen Intrusionen zuzuordnen wäre.

Die weit verbreiteten „Tonalitischen Gneise“ sind nach Feld- und mikroskopischen Befunden genetisch mit jenen von Venedigergebiet (siehe ausführliche Beschreibung S. 66—82) zu identifizieren.

Abschließend werden von Tonalitgranitproben aus der Umgebung der Villacher Hütte 1 chemische Vollanalyse und 5 Modalanalysen veröffentlicht. Alle Analysen sind auf Ein-Kation-Oxydprozentage verrechnet.

¹⁾ Aor/Mikr als tauernkristalline Neubildung tritt auch in anderen Gesteinen des Tauernzentrums auf und es scheint mir prüfenswert, ob die von Ch. Exner (1957) als Adulare bezeichneten, perthitfreien Kalifeldspate des Marmorbandes im Siglitzgneis (Siglitz-Unterbaustollen) nicht ebenso Aor/Mikr sind. Es sei aber bemerkt, daß statt Aor/Mikr vielleicht auch Or/Mikr geschrieben werden könnte, weil die Distanz der Signaturen für Aor und Or im Stereogramm knapp an der Meßfehlergrenze liegt.

Chemische Analyse Nr. 4 (C 4)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 145),

Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,

Analytiker: Institut für Steine und Erden der Bergakademie Clausthal.

1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
SiO ₂	60,61	10.091	56,16	112,32	si _K = 131	si = 200
AlO _{3/2}	17,50	3.433	19,11	28,66	al _K = 45	al = 34
TiO ₂	0,44	55	0,31	0,62		
FeO _{3/2}	2,15	269	1,50	2,25		
FeO	3,05	424	2,36	2,36	} fm _K = 19	fm = 29
MnO	0,24	34	0,19	0,19		
MgO	2,90	719	4,00	4,00		
CaO	4,44	792	4,41	4,41	} c _K = 10	c = 17
BaO	0,13	8	0,04	0,04		
NaO _{1/2}	4,42	1.426	7,94	3,97	} alk _K = 26	alk = 20
KO _{1/2}	2,79	592	3,29	1,64		
ZrO ₂	—	—	—	—		
PO _{5/2}	0,88	124	0,69	1,72		
CO ₂	—	—	—	—		
S	0,09	(28)	(0,15)	—		
H ₂ O+	0,64	(355)	(1,97)	—		
H ₂ O—	0,01	—	—	—		
Summe	100,29	17.967	100,00	162,18		
				—O für (OH)	1,97	
				O	160,21	
				(OH)	3,94	
				S ²⁻	0,30	
				Anionen für 100% Kationen	164,45	

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 12 (M 12)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 145, Schliff II),

Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	17,98	SiO ₂	61,35	10.214	56,83	113,66	si _K 134	si 208
Plagioklaskern An ₂₅ ..	37,43	AlO _{3/2}	18,29	3.588	19,96	29,94	al _K 47	al 36
Plagioklasrand An ₂₂ ..	8,25	TiO ₂	0,62	77	0,43	0,86		
Kalifeldspat Ab ₂₅	5,58	FeO _{3/2}	1,42	178	0,99	1,49		
Biotit (s. S. 60).....	19,70	FeO	3,13	436	2,43	2,43	} fm _K 17	fm 27
Pistazit 20% Fe Ep. .	3,30	MnO	0,14	20	0,11	0,11		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,26	MgO	2,66	660	3,68	3,68		
Serizit	1,88	CaO	4,88	870	4,84	4,84	c _K 11	c 18
Titanit.....	1,39	NaO _{1/2}	4,28	1.380	7,68	3,84	} alk _K 25	alk 19
Apatit	1,01	KO _{1/2}	2,29	486	2,71	1,36		
Erz (oxyd. Fe-Erz) ..	0,22	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,43	61	0,34	0,51		
		H ₂ O+	0,51	(283)	(1,57)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.970	100,00	162,72		
					—O für (OH)	1,57		
					O	161,15		
					(OH)	3,14		
					Anionen für 100% Kationen	164,29		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,771.								
Aus Handstück bestimmt: 2,768.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 13 (M 13)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 145, Schliff I),

Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationenzahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	19,45	SiO ₂	62,34	10,380	57,77	115,54	sig 139	si 219
Plagioklaskern An ₂₇ ..	35,99	AlO _{3/2}	18,41	3,612	20,10	30,15	alk 48	al 38
Plagioklasrand An ₂₀ ..	8,56	TiO ₂	0,43	54	0,30	0,60		
Kalifeldspat Ab ₂₅	5,76	FeO _{3/2}	1,16	145	0,81	1,22	} fmK 15	fm 24
Biotit (s. S. 60).....	17,70	FeO	2,81	391	2,18	2,18		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,35	MnO	0,13	18	0,10	0,10		
Pistazit 15% Fe-Ep. .	3,55	MgO	2,40	595	3,31	3,31		
Serizit	2,78	CaO	4,93	879	4,89	4,89	cK 12	c 19
Apatit	0,90	NaO _{1/2}	4,23	1,364	7,59	3,79	} alkK 25	alk 19
Titanit.....	0,96	KO _{1/2}	2,25	478	2,66	1,33		
		ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,38	53	0,29	0,73		
		H ₂ O+	0,53	(294)	(1,64)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17,969	100,00	163,84		
					—O für (OH)	1,64		
						O 161,22		
						(OH) 3,28		
						Anionen für 100% Kationen		164,50
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,766.								
Aus Handstück bestimmt: 2,768.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 14 (M 14)

Gestein: Kleinkörniger Tonalitgranit (Handstück Nr. 162),

Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	19,67	SiO ₂	61,59	10.238	57,02	114,04	siK 134	si 211
Plagioklaskern An ₂₅ .	30,22	AlO _{3/2}	19,09	3.745	20,86	31,29	alK 49	al 38
Plagioklasrand An ₂₃ .	15,99	TiO ₂	0,29	36	0,20	0,40		
Biotit (s. S. 60).....	20,66	FeO _{3/2}	1,12	140	0,78	1,17	} fmK 17	fm 27
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,54	FeO	3,28	456	2,54	2,54		
Pistazit 20% Fe-Ep..	1,75	MnO	0,16	22	0,12	0,12		
Serizit und Muskowit.	6,78	MgO	2,79	692	3,85	3,85		
Apatit	0,78	CaO	4,25	758	4,22	4,22	eK 10	c 16
Titanit.....	0,61	NaO _{1/2}	4,21	1.358	7,56	3,78	} alkK 24	alk 19
		KO _{1/2}	2,19	465	2,59	1,29		
		ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,33	46	0,26	0,65		
		CO ₂	—	—	—	—		
		H ₂ O+	0,70	(388)	(2,16)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.956	100,00	162,06		
					—O für (OH)	2,16		
					O	159,90		
					(OH)	4,32		
					Anionen für 100% Kationen	164,22		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,770.								
Aus Handstück bestimmt: 2,758.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 15 (M 15)

Gestein: Tonalitgranit (Handstück Nr. 148, Schliff I),

Ort: Hochalmspitz-Bereich, Umgebung Villacher Hütte,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	21,23	SiO ₂	57,27	9.535	53,98	107,96	si _K 119	si 170
Plagioklaskern An ₂₈ .	18,53	AlO _{3/2}	17,86	3.504	19,84	29,76	al _K 43	al 31
Plagioklasrand An ₂₅ ..	8,00	TiO ₂	0,40	50	0,28	0,56		
Biotit (s. S. 60).....	32,13	FeO _{3/2}	2,62	328	1,86	2,79	} fm _K 27	fm 38
Pistazit 20% Fe-Ep. .	13,39	FeO	5,10	710	4,02	4,02		
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,24	MnO	0,22	31	0,17	0,17		
Serizit	1,93	MgO	4,33	1.074	6,08	6,08		
Apatit	0,77	CaO	6,14	1.094	6,19	6,19	c _K 14	c 20
Titanit.....	0,78	NaO _{1/2}	2,44	787	4,46	2,23	} alk _K 16	alk 11
		KO _{1/2}	2,38	505	2,86	1,43		
		ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		CO ₂	—	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,33	46	0,26	0,65		
		H ₂ O+	0,91	(505)	(2,86)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.664	100,00	161,84		
						—O für (OH)		2,86
						O		158,98
						(OH)		5,72
								Anionen für 100% Kationen 164,70

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 16 (M 16)

Gestein: Tonalitgranit mit aplitischer Schliere (Handstück Nr. 148, Schliff II),

Ort: Hochalmspitz-Bereich,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	36,36	SiO ₂	70,96	11.815	66,57	133,14	siK 200	si 319
Plagioklaskern An ₂₂ ..	34,20	AlO _{3/2}	15,13	2.968	16,72	25,08	alK 50	al 40
Plagioklasrand An ₂₅ ..	7,68	TiO ₂	0,09	11	0,06	0,12		
Biotit (s. S. 60).....	10,59	FeO _{3/2}	0,94	117	0,66	0,99		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	4,50	FeO	1,68	234	1,32	1,32	} fmK 12	fm 19
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	4,72	MnO	0,08	11	0,06	0,06		
Serizit	1,48	MgO	1,43	355	2,00	2,00		
Apatit	0,29	CaO	4,43	790	4,45	4,45	cK 14	c 22
Titanit.....	0,18	NaO _{1/2}	3,85	1.242	7,00	3,50	} alkK 24	alk 19
		KO _{1/2}	0,89	189	1,06	0,53		
		ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,12	17	0,10	0,25		
		CO ₂	—	—	—	—		
		H ₂ O+	0,40	(222)	(1,25)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.749	100,00	171,44		
					—O für (OH)	1,25		
					O	170,19		
					(OH)	2,50		
					Anionen für 100% Kationen	172,69		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,741.								
Aus Handstück bestimmt: 2,747.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

III. Zusammenfassung und geologische Auswertung der Ergebnisse über die Tonalitgranite in den Hohen Tauern

Es genügt, die Tabellen für die Gesteinscharakteristik der einzelnen Vorkommen zu vergleichen, um festzustellen, daß die drei Tonalitgranitmassen petrographisch und petrogenetisch miteinander vergleichbar sind. Ein weiterer Beweis dafür ist der Vergleich des Pauschalehemismus am Schluß dieses Abschnittes. Es läßt sich für die Tonalitgranite in den Hohen Tauern eine gemeinsame Gesteinscharakteristik aufstellen.

Gesteinscharakteristik der Tauern-Tonalitgranite: ¹⁾

Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)
Biotit _a , Hornblende _a Plagioklas _a , Kalifeldspat _a Quarz Biotit _n , Hornblende _n , Titanit (Granat) Pistazit/Klinozoisit, Klinozoisit, Zoisit, Oligoklas _n , (Granat), Kalifeldspat _n , Horn- blende _n Quarz, Kalifeldspat _n ↓ Karbonat	$Kr_1 \rightarrow Fm$ (Kristallisa- tion Kr ₁ wird von me- chanischer Formung überdauert) $Fm \rightarrow Kr_2$ (mechanische Formung wird von Kri- stallisation Kr ₂ über- dauert) $Kr_1 \rightarrow Fm \rightarrow Kr_2$ (Gesamtformel)

Die statistische Beachtung des Verhältnisses zwischen Kristallisation und Deformation für jede Mineralkornart, wie dies B. SANDER (1911, S. 221 ff.) erstmalig durchführte, ergab zwei relativ altersverschiedene Mineralparagenesen; eine, die vor der letzten mechanischen Gefügebeanspruchung existierte und eine zweite, die im wesentlichen nachtektonisch kristallisierte ²⁾. Diese jüngere Mineralparagenese gehört zur alpidischen Regionalmetamorphose bzw. zur Tauernkristallisation nach B. SANDER (l. c. S. 286) und wird von F. ANGEL (1940, S. 274/275) der I. Streßzonenstufe und dabei der Epidot-Amphibolitfacies (Prasinit-Unterfacies IV/1), sowie der beginnenden II. Streßzonenstufe zugeordnet. Sie entspricht der Höchsttemperaturfacies innerhalb der Tauernkristallisation. Ihre kritischen

¹⁾ Die Kolumne „Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)“ ist weggelassen. Sie würde wegen der stofflichen Variationsbreite der einzelnen Vorkommen und mangelnder quantitativer Fundierung zu schematisch sein.

²⁾ Nicht berücksichtigt ist der Fall spurenloser tektonoblastischer Verformung. Sie könnte zu Beginn von Kr₂ verschiedentlich vermutet werden, ist aber für unsere Fragestellung von untergeordneter Bedeutung.

Mineralarten sind Oligoklas, K-Na-Feldspat, der in seinen optischen Daten zwischen Anorthoklas und Mikroklin liegt, und barroisitische Hornblende. Typisch sind Pistazit/Klinozoisit sowie ein FeTi-ärmerer grünbrauner Biotit. Die Kristallisationen sind teils Umlagerungen am Platz, teils Neubildungen nach meist kleinräumigen Stoffwanderungen. Als wichtigste Umlagerung ist Oligoklas- und Mikrolithenbildung (hauptsächlich Klinozoisit, Serizit) aus ehemals basischen Plagioklasen zu nennen. Für letztere war nach Verrechnung der Mikrolithen ein durchschnittlicher An-Gehalt von An_{46} bis An_{74} zu rekonstruieren. Genetisch vergleichbare Umlagerungen bei Kalifeldspaten wurden erstmalig wahrscheinlich gemacht. Gleichfalls genetisch wichtig war die Erkenntnis, daß Biotit neben pseudomorpher Bildung nach ehemaligen Hornblenden auch ein Entmischungsprodukt aus ehemals FeTi-reicheren Biotiten sein kann. Als Sekundärprodukte dieser Umsetzung entstehen Titanit und Pistazit/Klinozoisit (Ca-Zufuhr!). Bildung von barroitischer Hornblende nach ehemals basischer Hornblende ist bereits länger bekannt (F. ANGEL, 1940).

Unter Zugrundelegung der Ansichten von H. P. CORNELIUS (1940, 1945) über das laramische und savische Alter der Hauptbewegungsereignisse im Raume unserer Tonalitgranite und Auswertung sedimentpetrographischer Ergebnisse von H. FÜCHTBAUER (1958), die besagen, daß in der bayrischen Molasse frühestens im Rupel tauernkristalline Schwerminerale auftreten, ließ sich das Alter der Tauernkristallisation im Raume der Hohen Tauern zwischen Alttertiär und unterem Oligozän einengen und die laramische Bewegungsphase als die letzte entscheidende Gesteinsdurchbewegung feststellen.

Der vor-tauernkristalline und vordeformative Mineral-Altbestand spricht nach Gefüge und Chemismus für ein Kristallisationsprodukt aus tonalitischer Schmelze. Neben den Tonalitgraniten existieren Gesteine, die makroskopisch sehr ähnlich aussehen und die als Produkte von „Tonalitisierung“ erkannt wurden. Es waren ehemals Biotitplagioklasgneise und Amphibolite des Altkristallins, die während der Platznahme tonalitischer Massen von deren restmagmatischem Ichor durchdrungen und anschließend tauernkristallin verändert wurden. Sie sind als „Tonalitische Gneise“ mit Am-Platzgefüge (B. SANDER, 1948) von den Tonaliten mit Einströmungsgefüge genetisch abzutrennen.

Die weitverbreiteten basischen Putzen und Schollen sind gleichfalls altkristalline Bestände, die früher oder später in magmatisches Milieu aufgenommen und in wechselnder Intensität verändert wurden.

E. WEINSCHENK (1894, 1903), E. CHRISTA (1931) und F. ANGEL und R. STABER (1937, 1952) kamen nach petrographischen Arbeiten in den besprochenen Gesteinsbereichen zum Ergebnis synorogen-alpidischer Granitplatznahme. Der Verfasser kommt zur gleichen Schlußfolgerung, glaubt aber, diese Ansicht auf Grund seiner petrographischen Ergebnisse für die Gesamtheit der Tauerntonalitgranite dahingehend detaillieren zu können, daß die Tonalitintrusion zwar synorogen-alpidisch erfolgt ist, aber innerhalb dieses weiten und ereignisreichen Zeitraumes vor die laramische Phase zu stellen ist. Ob sie die laramische Phase einleitet oder den vor-gosauischen Bewegungen nachfolgt, läßt sich nach den bisherigen Befunden nicht entscheiden.

In Abb. 32 sind die Analysenergebnisse (verrechnet nach P. ESKOLA, 1954) aus den drei Hauptvorkommen von Tonalitgraniten der Hohen Tauern als Ein-Kation-Oxydprozentgruppen (analog den Niggli-Werten) im $c+fm_K$, alk_K , alk_K -Dreieck dargestellt. Sie überdecken sich im großen und ganzen, zeigen aber eine gemeinsame charakteristische Streuung in Richtung $c+fm_K$ und eine geringere gegen alk_K . Es können demnach die einzelnen Tonalitgranit-Vorkommen auch nach ihrem Pauschalchemismus nicht voneinander unterschieden werden.

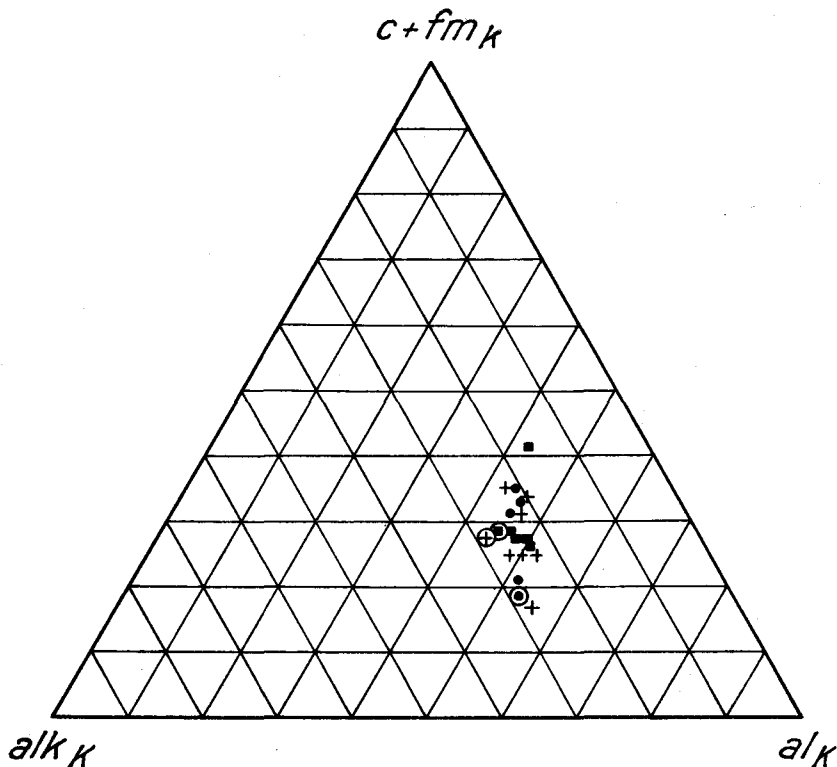


Abb. 32 3 chemische und 16 Modalanalysen aus den Tonalitgraniten der Hohen Tauern. Die Analysen sind auf Ein-Kation-Oxyd-Prozente (P. ESKOLA 1954) verrechnet und analog den Niggliwerten zu Gruppen zusammengefaßt.
Erläuterung:

- | | |
|-------------------------|--------------------------------|
| ● Modal-
○ chemische | } Analyse Venediger |
| + Modal-
⊕ chemische | |
| ■ Modal-
⊗ chemische | } Analyse Hochalmspitz-Bereich |
| ⊙ chemische | |
- tiefgestelltes K = Kation-Oxyd-Prozente

Für die regionale Geologie und Petrographie ergibt sich aus der stofflichen, zeitlichen und genetischen Vergleichbarkeit der Tonalitgranite in den Hohen Tauern das Resultat, daß der alpidischen

Orogenese in diesem Raume ein überwiegend tonalitisches bis granodioritisches Magmatismus eigentümlich ist. Es sollen daher diese Gesteine nomenklatorisch zur „Ordnung der Tauern-Tonalitgranite“ zusammengefaßt werden.

Berücksichtigt man weiter, daß die im nachfolgenden Abschnitt besprochenen kretazischen oder alttertiären Tonalite, Granodiorite und Granitite der „Ordnung Periadriatica“ genetisch mit den Tauerntonalitgraniten vergleichbar sind, so ergibt sich für die Gesamtheit dieser alpidischen Tonalite bis Granitite der Ostalpen die Benennung als „Tonalit-Granit-Stamm“.

Inwieweit auch in anderen alpinen Bereichen anschließbare Tonalite und Granitite existieren, scheint mir sehr prüfenswert, um schließlich zu der Frage Stellung zu nehmen, ob derartige Gesteine Zeugnis für die kretazisch-tertiäre, alpidische Orogenese geben können.

Bevor wir in den nächsten Abschnitt der Untersuchungen eintreten, möge noch die wichtigste Literatur besprochen werden, die sich mit alpidischem Alter der „Zentralgneise und -granite“ bzw. mit der Existenz junger Granite in den Hohen Tauern befaßt. Sie war mir Anregung und Grundlage für meine Untersuchung, welche nur in der Gesamtheit aller dieser Arbeiten richtig zu bewerten ist.

An erster Stelle ist ein Satz von W. SALOMON (1899, S. 41) zu zitieren: „Handelt es sich aber nun um die Frage, welche der beiden Faltungsperioden (karbonisch und tertiär) mit größerer Wahrscheinlichkeit als die Intrusionsperiode der meisten Centralmassen anzusehen ist, so ist hervorzuheben, daß das Beispiel der periadriatischen Massen mehr für die tertiäre Zeit sprechen, daß es aber sehr wohl möglich ist, daß in beiden Perioden Centralmassen gebildet worden sind“ Der allgemeinen Ansicht der damaligen Zeit, daß die zentralalpinen Massen nicht tertiär sein könnten, weil sie durch die tertiäre Faltung dynamisch umgewandelt wurden, tritt SALOMON wie folgt entgegen (l. c. S. 40): „. daß die tertiäre Faltung der Alpen einen gewaltigen Zeitraum innerhalb der Tertiärperiode umfaßte. Es ist daher sehr wohl möglich, daß eine erste Bewegungsphase die Granite zur Intrusion brachte, eine spätere sie nach ihrer Erstarrung dynamisch umwandelte.“

E. WEINSCHENK (1903, S. 330) hat folgerichtig zu seiner Hypothese der Piezokristallisation die „Centralgranitmassen“ erstmalig mit allem Nachdruck als tertiär bezeichnet.

Die mit Einzelbeschreibungen ausführlicher belegten Ansichten von F. BECKE (1902—1909) verknüpften die Altersfrage des „Zentralgneises“ mit dem Alter der Marmore im Melnikkar (Tauernostende), welche von Apliten des Zentralgneises beeinflußt sind. F. BECKE (1909, S. 1050) läßt daher offen, ob der „Zentralgneis“ nachmesozoisch oder älter ist. BECKE (1906, S. 1717/1718) vertritt die metamorphe Natur des Zentralgneises und nimmt an, daß die Kontaktzone und das Intrusivgestein ihre metamorphe Ausprägung im unmittelbaren Anschluß an die Intrusion erhalten haben. Einige Detailergebnisse, die dafür sprechen und für unsere Untersuchungen von besonderem Interesse sind, seien kurz angeführt:

Die Mikrolithenbildung in den Plagioklasen ist eine sekundäre Umlagerung (F. BECKE, 1902/1903). E. WEINSCHENK (1903) lehnt diese Ansicht

ab, weil ihm die Beibehaltung der Kristallstruktur beim Übergang von basischem zu saurem Plagioklas undenkbar erscheint.

Frei im Gefüge kristallisierter Epidot, Umwandlung von Hornblende zu Biotit und Umlagerung von basischem zu saurem Plagioklas sind Neubildungen bzw. sekundäre Umwandlungen im Zusammenhang mit der Metamorphose (F. BECKE, 1902).

Inverser Zonarbau bei Plagioklasen wird erstmalig als typische Erscheinung für metamorphe Gesteinsveränderung erkannt und in die Übergangszone zwischen 1. und 2. Tiefenstufe (entspricht etwa der oberen Mesozone) verlegt (F. BECKE, 1903, S. 123). Auch bei Epidot wird Zonarbau beschrieben als bedingt durch abwechselnd eisenreichere und eisenärmere Partien.

Schichtweise Anordnung von Klinozoisitnadeln in Plagioklasen werden gelegentlich beobachtet und als Abbildung einer ehemaligen Zonarstruktur gedeutet (F. BECKE, 1912, S. 550).

Auch bezüglich der Vergleichbarkeit von Tonalitgneisen des Hochalmspitzgebietes und des Zillertales mit dem Rieserferner-Tonalit ist in der letztgenannten Arbeit (S. 553) ein Hinweis zu finden.

An hervorragender Stelle, betreffend die Existenz verschieden alter granitischer Gesteine im Tauernhauptkamm, ist B. SANDER (1921) zu nennen. Er schlägt zur Koordinierung der Ergebnisse über das Alter der Tauernkristallisation und der Tauernschieferhülltektonik folgende Annahme vor (l. c. S. 179/180): „Es gibt unter den Tauerngneisen ältere, welche ihre Äquivalente in den Orthogneisen (z. B. Augengneis) der alten Gneise (= Altkristallin; vom Verfasser eingefügt) haben und jüngere (z. B. Tonalite und Aplite), welche übrigens wohl ebenfalls Äquivalente innerhalb der „alten Gneise“ haben. In den Tauern hätten auch die periadriatischen granitisch-tonalitischen Massen (Ordnung Brixner Granit—Rieserferner Tonalit) und vielleicht auch gewisse Ötztaler Tonalite ihre eventuell anderem tektonischem Schicksal entsprechenden metamorphen Vertreter. Es verbirgt sich in den Tauern bei dieser Annahme sozusagen ein periadriatischer Intrusivbogen mit ganz anderem tektonischem Schicksal.“

Damit hat B. SANDER meines Wissens erstmalig die Wahrscheinlichkeit einer ungleichalten Entstehung der „Zentralgneise“ ausgesprochen und eine genetische Beziehung des jungen granitisch-tonalitischen Anteiles mit den periadriatischen Massen für möglich gehalten.

F. R. KOSSMAT (1924, S. 269) hält aus allgemeinen Überlegungen und einer Vergleichbarkeit der „Zentralgneise“ mit den Periadriatica die „Zentralgneise“ wiederum insgesamt für alpidisch.

H. WINKLER (1926) stellt die „Zentralgneisintrusion“ in den östlichen Hohen Tauern in die Mittelkreide und unterscheidet innerhalb dieses Zeitraumes verschieden alte Intrusionen. Die Altersgliederung im Profil des Naßfeldertales bei Bockstein führte zum Ergebnis, daß die Syenitgneise älter, die Granitgneise jünger und die sauren Forellengneise die jüngsten Nachschübe wären.

F. ANGEL und F. HERITSCH (1931) resümieren aus eigenen Erfahrungen und der damals vorliegenden Literatur eine programmatische Stellung zur Altersfrage des sogenannten Zentralgneises. Danach existieren alte Intrusivmassen schon voroberkarbon und junge im Alttertiär. Zu letzteren werden die Periadriatica, die Granodiorite bis Tonalite des Ötztals und

die „zentralen Intrusivgesteine in den Hohen Tauern“ in ihrer Gesamtheit gestellt. Die voroberkarbonen „alten Intrusivmassen“ werden entstehungsmäßig mit den Alten Gneisen (B-Gneise nach SANDER) vereinigt.

H. P. CORNELIUS (1949) entscheidet sich auf Grund der Ergebnisse von H. KÖLBL (1932) für ein alpidisches Alter des „Zentralgneises“ im nordöstlichen Venedigermassiv. Diese Altersgebung soll möglicherweise auch für das gesamte Granitgebiet des Venedigers gelten. Der Granatspitz-, Sonnblick- und Hochalmkern scheinen ihm nicht mit den Venedigergranitmassen vergleichbar. Zeitlich parallelisiert er die Venedigermasse mit den Periadriatica (l. c., S. 558). Andere daran anschließende Überlegungen (S. 559) sind für unsere Untersuchungen wichtig. H. P. CORNELIUS schreibt wörtlich: „Sollten sich weitere penninische Gneise im Westen wie im Osten als alpidisch erweisen, so könnte man darin STILLES hochorogene Plutone zu sehen versucht sein. Mir läge es allerdings näher, ihr Auftreten nicht in eine orogene Phase, sondern zwischen zwei solche zu verlegen; das heißt zwischen die erste (vorgosauische) alpidische Hauptphase und die laramische.“ Seiner Altersfolgerung liegt die Annahme der Existenz eines Tauernfenster-Nordrahmens im oberen Salzachtal zugrunde, wofür sich nach meinen derzeitigen feldgeologischen Ergebnissen noch keine überzeugenden Beweise zeigten. Der Vermutung, daß alle Venediger-Intrusiva alpidischen Alters wären, kann ich mich nicht anschließen. Wohl aber paßt die zeitliche Einstufung einer vorlaramischen Intrusion gut zu meinen Befunden.

H. LEITMEIER (1940) vergleicht die „Zentralgneise“ insgesamt mit den Periadriatica und hält sie für alpidisch. Auch 1942 und 1950 wird diese Alterseinstufung vertreten, aber zunehmend mehr Nachdruck auf alpidische Granitisation und Ichorese gelegt. 1955, insbesondere 1956 kommt klar zum Ausdruck, daß junge Tonalite und Granite neben voralpidischen Graniten in den Tauern existieren sollten, deren Abgrenzung aber zurzeit nicht möglich wäre. Nach LEITMEIERS Meinung seien die „Granitodiorite“ im Venedigerbereich keine Differentiate basischer Magmatite, sondern „durch Granitisation im weitesten Sinne des Wortes“ (1956, S. 313) als „Aufschmelzungen nach Art der Periadriatica“ (S. 316) entstanden. Bemerkenswert sind Hinweise, daß zu variskischer Zeit die gleichen Bildungsprozesse angenommen werden können (1956, S. 318), wie wir sie für die alpidische Orogenese annehmen.

Insgesamt geben LEITMEIERS Veröffentlichungen über die Zentralmassen der Hohen Tauern einen sehr guten Einblick in die Entwicklung des „Zentralgneisproblems“ im Hinblick auf alpidische Alterseinstufung.

Nach Abschluß meiner Untersuchungen erschien ein Referat von G. FRASL (1958) über den heutigen Stand der Zentralgneisforschung. Der Verfasser setzt sich darin in erster Linie mit EXNERS (1957) Frontwechsel in der Zentralgneisgenese von ichoretischer Granitisation zu primärmagmatischer Granitentstehung im Tauernostende auseinander. Besonderen Wert legt G. FRASL auf die von ihm erkannte Bedeutung kristallographisch geregelter Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspaten als Beweis für die Existenz hochteilbeweglicher magmatischer Massen und als Gegenbeweis gegen EXNERS frühere Ansichten einer ichoretischen Granitisation. Bezüglich der Altersfrage schließt er sich aber der Ansicht EXNERS (l. c.) an, daß alle Granite im Tauernostende voralpidisch sind und zu alpidischer Zeit nur

eine stärkere Metamorphose erlebt haben. Für den Venedigerraum wird das variskische Alter von Granitgneisen der Sulzbach- und Habachzunge betont, welches nach meinen Ergebnissen (vor- oder frühalpines Alter der Augen- und Flasergranitgneise im Norden des Venediger-Hauptkammes) nicht so genau zeitlich festzulegen, aber doch wahrscheinlich ist.

C. Einige periadriatische Intrusivvorkommen und deren petrogenetische Vergleichbarkeit mit den Tauern-Tonalitgraniten

Die folgenden petrographischen Untersuchungen erstrecken sich auf Material vom Rieserferner-Massiv (Hinterstes Antholztal), vom Granit bei Lana (Meran) und vom Adamello-Massiv (Campo Carlo Magno und Nambronetal).

Der Zweck dieser Untersuchung ist letzten Endes ein geologischer. Es soll durch eine möglichst genaue Rekonstruktion der Kristallisationsgeschichte und deren Verhältnis zur sichtbaren Verformung ein brauchbares Indiz für einen Altersvergleich zwischen periadriatischen Intrusiva und Tauerntonalitgraniten auf lithologischer Basis gegeben werden, um die Schlußfolgerungen aus dem Tauernhauptkamm-Gebiet zu bestätigen.

Eingedenk der Problematik lithologischer Vergleiche scheint mir eine derartige Argumentation doch beweiskräftig; zumindest im gleichen Maße wie es Serienvergleiche fossilerer Sedimente in der Stratigraphie sind. Hinzu kommt noch die benachbarte räumliche Lage der Periadriatica (insbesondere Brixner- und Rieserferner-Tonalit) und des Tauern-Tonalitgranits.

Es wird im weiteren besonderes Augenmerk einer gering vertretenen Mineralparagenese geschenkt, die mineralfacielle Verwandtschaft mit der Tauernkristallisation zeigt. Schließlich werden noch zwei neue chemische Gesteinsanalysen und fünf verrechnete Modalanalysen veröffentlicht.

Zum übersichtlichen Vergleich sind den Einzelbeschreibungen in gleicher Weise wie bei den Tauern-Tonalitgraniten Tabellen zur Gesteinscharakteristik vorangestellt.

I. Rieserferner-Tonalit

In Anbetracht der über den Rieserferner-Tonalit vorliegenden petrographischen Bearbeitung von F. BECKE (1892), die in ihren Ergebnissen und Einzelbeobachtungen auch den heutigen Ansprüchen gerecht wird und in manchem noch geradezu vorbildlich sein kann, beschränkte ich meine Untersuchungen auf 9 charakteristische Proben von Tonaliten und basischen Putzen (eigener Aufsammlung). Das Hauptgewicht legte ich dabei auf die Feldspatbeschreibung.

Abb. 33: Typischer Tonalitplagioklas mit „Kerngerüst“ (Becke). Andesin/Labradorit korrodiert idiomorphen Bytownitkernbereich zu gerüst- bis ringförmigen Relikten (Konturen nachgezeichnet). Die Mikrolithenverteilung in den Plagioklasen der Tauerntonalitgranite bildet gleiche Gerüstformen ab (vgl. Abb. 16). Gekreuzte Nicols, etwa 40fache Vergrößerung.

Abb. 34: Gerüstplagioklas mit Bytownit-Ringgerüst (schraffiert und nachgezeichnet) im Kern (vgl. dazu Abb. 16 und 31 aus Tauerntonalitgraniten). Man beachte auch, daß Albit-Zwillingslamellen am Kerngerüst enden. Gekreuzte Nicols, etwa 140fache Vergrößerung.



Abb. 33

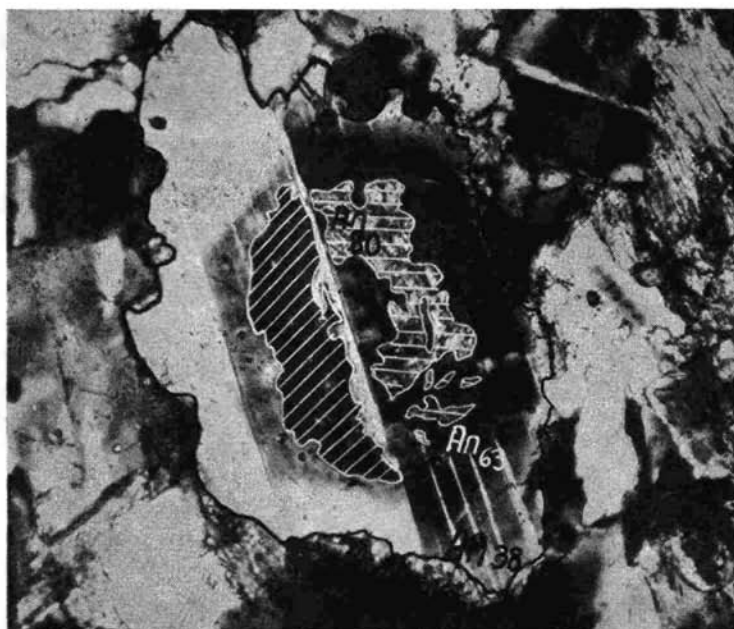


Abb. 34



Abb. 35: Gerüstplagioklas mit feinkörniger Mikrolithenfüllung im Bytownitbereich. Kerngerüst (bzw. Kernring) wird durch beginnende Mikrolithenbildung nachgezeichnet und erzeugt gleiche Gefügebilder in Anfängen, wie sie in den Plagioklasen der Tauern-Tonalite vollendet sind (vgl. Abb. 16).
// Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

Tabelle zur Gesteinscharakteristik:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechan. Formung (Fm)
Plagioklas (An ₈₀₋₂₄)	Plagioklas (An ₈₀₋₆₅), Biotit _a	Kr ₁ = Fm (magmat. Kristallisation mit gleichzeitiger Formung)
Quarz	Hornblende, Plagioklas (An ₆₀₋₃₅)	
Mikroclin und Aor/Mikr	Plagioklas (An ₃₇₋₂₄), Aor/Mikr	Fm → (Kr ₂) (Formung wird von einer schwachen Kristallisation überdauert)
Biotit	Aor/Mikr	
Hornblende	Mikroclin, Quarz	Gesamtformel: Kr ₁ = = Fm → (Kr ₂) (magmat. Kristallisation mit gleichzeitiger Deformation und schwacher anschließender kristalliner Regeneration)
Chlorit	Oligoklas, Quarz, Chlorit, Pistazit, Titanit, Muskowit, Biotit _n , Hornblende _n	
Akzessorien: oxyd. Fe-Erz, Granat, Titanit, Apatit, Karbonat, Oligoklas, Serizit, Pistazit, Orthit, Zirkon, Muskowit, (?) Zeolithe	Karbonat, (?) Zeolithe	

Plagioklas. Als hervorstechendes physiographisches Merkmal ist stark ausgeprägter Zonarbau zu nennen. Ein Hiatus zwischen schwach zoniertem Kern und vielfach feinrhythmisch zoniertem Hüllplagioklas unterteilt die Körner in zwei Bereiche. Die Kernbereiche sind meist durch den Hüllplagioklas zu schwammartigen „Kerngerüsten“ (F. BECKE, 1892) oder zu Kernringen korrodiert (vgl. Abb. 33 und 34) und zeigen oft scharfe Grenzen gegen die aggressive Hülle. Die Hülle besitzt normalen Zonarbau mit unstetiger Abnahme der Basizität von innen nach außen durch periodisch eingeschaltete Rekurrenzen. Die sauerste Außenzone löscht häufig einheitlich aus und ist gegen die Nachbarkörner unregelmäßig begrenzt. Oft ist es erst der Plagioklas dieser Außenzone, welcher die zentralen basischen Kerne zu den oben genannten Gerüsten oder Kernringen korrodiert. Auf diese Weise entstehen nicht selten Inversionen in der Basizitätsabfolge, die mit Inversbau im Sinne einer Temperaturerhöhung während der Plagioklaskristallisation nichts zu tun haben. Die saueren Randplagioklase lassen in geringem Maße noch eine nachtektonische Kristallisation erkennen, die zur später erläuterten „Rekristallisation“ zu stellen ist.

20 Plagioklase wurden bestimmt. Sie zeigen folgende An-Gehalte:

Korrodierte Kerne An₈₀₋₆₅ (Mittelwert An₇₃). In Fällen merklicher Mikrolithendurchstäubung erniedrigt sich typischerweise der An-Gehalt um mehrere Prozente.

Hüllplagioklas ohne äußeren Randbereich An₆₀₋₃₅ (Mittelwert An₄₈).

Rand An₃₇₋₂₄ (Mittelwert An₃₀).

Für unsere Betrachtung ist die Existenz sehr basischer Kerne und Kernringe wichtig. Wir glauben, diese in den Tonalitgraniten der Hohen-Tauern durch die Anordnung der Mikrolithenfüllung abgebildet zu sehen. Erste Anzeichen einer Mikrolithenbildung zeigen auch hier bereits viele basische Kerne und Kernringe. Die Mikrolithen sind typischerweise meist noch staubähnlich feinstkörnig. Wahrscheinlich handelt es sich um Karbonat, Serizit und Klinozoisit; nur gelegentlich existieren auch größere Muskowitschuppen. Abbildung 35 zeigt ein derartig gefülltes Kerngerüst bzw. einen Kernring. Diese Abbildung soll außer der Vergleichbarkeit mit gefüllten Plagioklasen der Tauern-Tonalitgranite die authigene Mikrolithenbildung als Umlagerung ehemals basischer Plagioklasbereiche erhärten. Die Erniedrigung der Basizität in solchen durchstäubten Kernen beträgt mehrere Prozent An-Gehalt. Neben der Mikrolithenbildung ist häufig feine Durchädung mit (wahrscheinlich) Zeolithmineralien gegeben¹⁾. Die basischen Kerne müssen auf Grund ihrer typisierenden korrodierten Begrenzung in den meisten Fällen schon als Festkörper im intrudierenden Magma vorhanden gewesen sein. (BECKE vermutet wegen der korrosiven Kerne eine Zweiteilung innerhalb der Tonaliterstarrung.)

Außer den Normaltonaliten, wie sie auch bei F. Becke (1894) bezeichnet sind, gibt es makroskopisch hellere Typen mit höherem Kalifeldspat- und Quarzgehalt. Es ist bezeichnend, daß solche Tonalite weniger basische Kerngerüste oder Kernringe besitzen. Die basischsten Plagioklasbereiche erreichen dann maximal An_{60} (Durchschnitt An_{48}). Sie entsprechen nach Basizität und Ausbildung dem Hüllplagioklas der Normaltonalite. Innerhalb der Tauerntonalitplagioklase könnten sie mit jener Gruppe von Plagioklasen verglichen werden, die auf Grund geringerer Mikrolithenfüllung bei der Zurückrechnung Andesine ergeben.

Für das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation sind häufige Protoklasen kennzeichnend. Abbildung 36 und 37 zeigen demonstrative Beispiele dafür. Plagioklaszerbrechungen werden durch Randplagioklas, durch Quarz und in kalifeldspatreichen Gefügen auch durch Kalifeldspat verheilt. Ebenso finden sich Rupturen, die von Mineralien der jüngsten Gesteinsumlagerung verheilt sind. Die Tatsache, daß verschieden alte Mineralbildungen die Plagioklasrupturen verheilen, beweist eine länger wirksame mechanische Formung während der magmatischen Kristallisation und darf geologisch wohl als Hinweis für syntektonische Tonalitplatznahme verstanden werden.

Verdrängung von Biotit oder randliche Umschließung desselben stellen den Hüllplagioklas in der Kristallisationsabfolge nach Biotit, während Hornblende und basischerer Hüllplagioklas sich gegenseitig umschließen und als gleich alt gedeutet werden.

¹⁾ Die gleichen Sekundärbildungen sind auch im Adamellomaterial vorhanden und dort mit einiger Wahrscheinlichkeit als Zeolithe bestimmt worden.

Abb. 36: Ausschnitt aus einem Tonalitplagioklas mit Kerngerüst (An_{60-65}). Der den Kern umhüllende Andesin (An_{45-53}) ist protoklastisch und durch An_{35} verheilt. Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

Abb. 37: Protoklastischer Andesin (An_{40-50}) ohne Kerngerüst mit verschiedenen alten Protoklasen. Im Bilde oben: Ruptur von An_{35} verheilt; unten: Ruptur von Quarz verheilt. Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

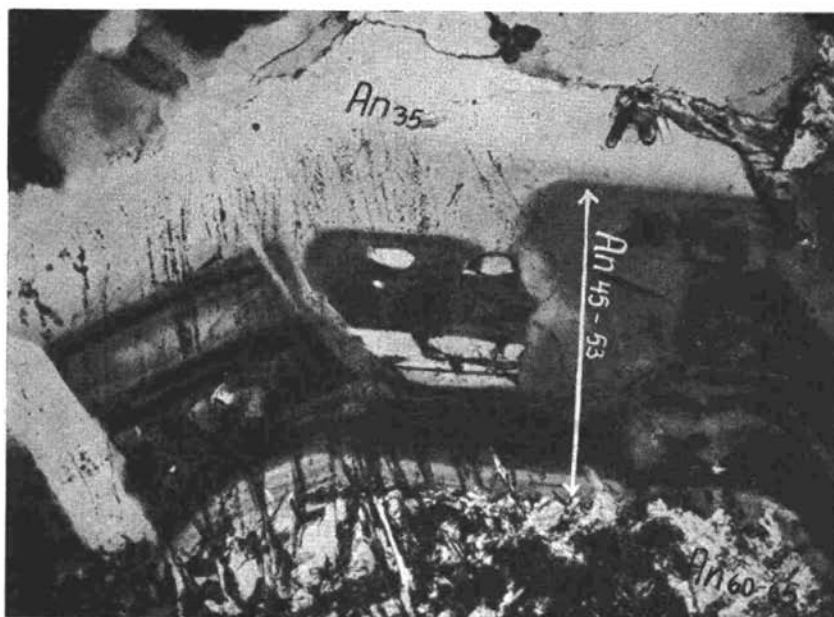


Abb. 36

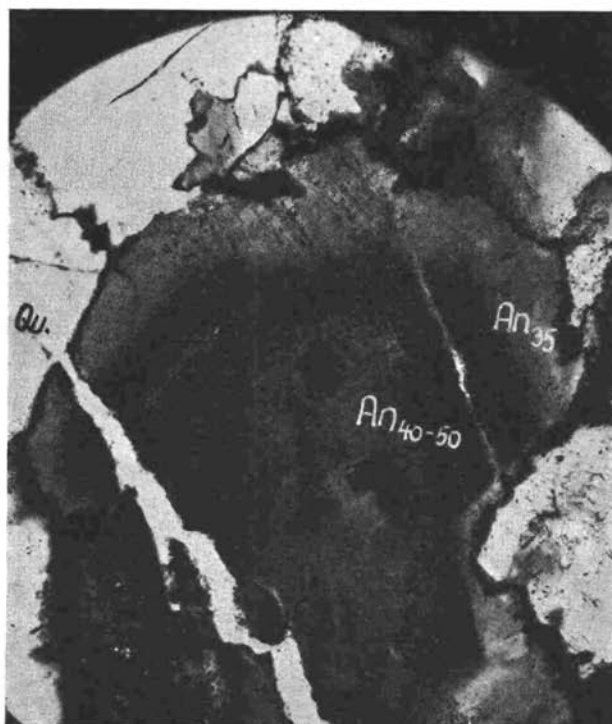


Abb. 37

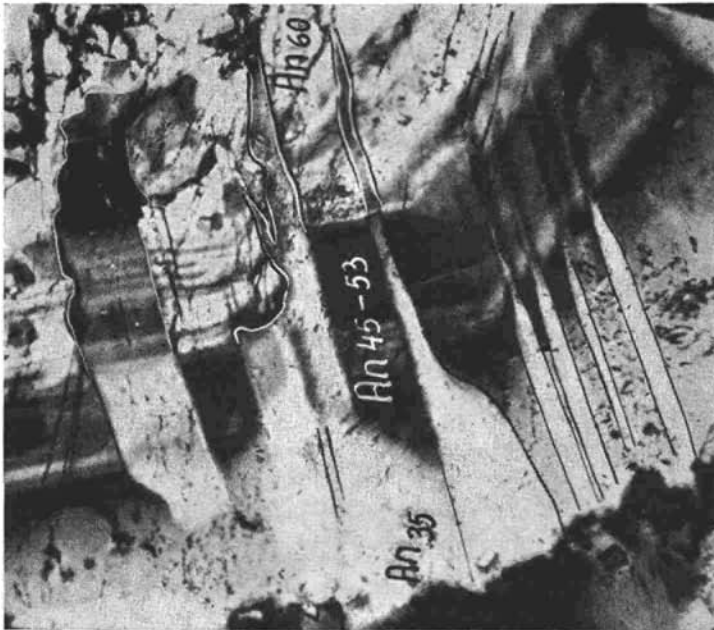


Abb. 38: Ausschnitt aus einem Tonalitplagioklas mit Kerngerüst (An_{60}) und Hüllplagioklas (An_{35-53}). Albitzwillingslamellen (Konturen nachgezeichnet) verändern sich bei Eintritt in basischere Zonen und verlieren sich schließlich ganz im Gerüstkern. Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

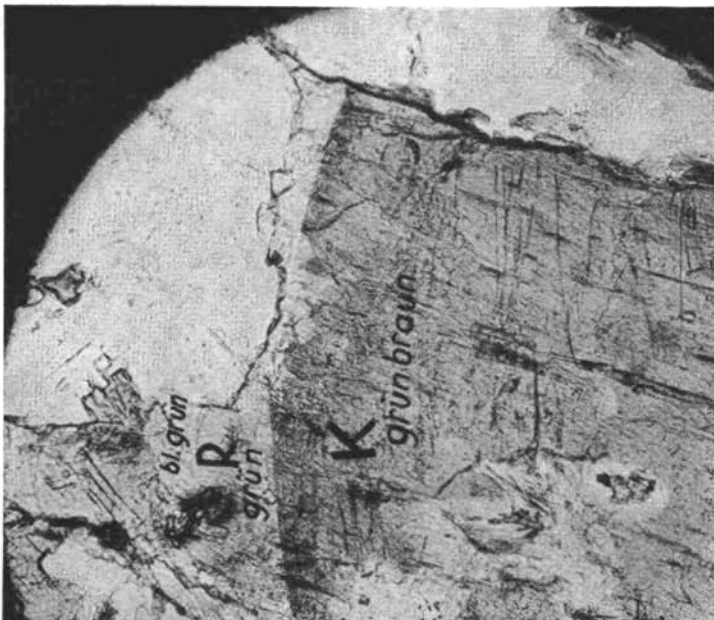


Abb. 39: Gemeine Hornblende mit // Z grünbraunem Kern (K) und grünem bis blaugrünem Rand (R). // Nicols, etwa 90fache Vergrößerung.

Im Kalifeldspat eingeschlossene Plagioklase sind in ihren äußersten Zonen basischer als die Randbereiche freikristallisierender Plagioklase. Daraus ist zu erschließen, daß die Kalifeldspatkristallisation bereits einsetzte, ehe die Plagioklaskristallisation zu Ende war. Die von F. BECKE (1894, S. 392) erwähnte netzartige jüngste Durchwucherung mit Albit konnte ich allerdings nicht beobachten.

Allgemein interessant sind Beobachtungen über Beziehungen zwischen Zwillingsbildung und Basizitätsunterschieden. Abbildung 38 und auch Abbildung 34 zeigen, wie sich die Albitlamellen an Basizitätsgrenzen ändern und schließlich im basischen Kern zungenartig enden. Andere Beispiele lassen erkennen, daß Lamellen des Hüllplagioklases bei Eintritt in rekurrente basischere Bereiche „wackelig“ werden oder, daß größere Basizitätssprünge durch besonders gut ausgebildete (001)- und (010)-Lamellen nachgezeichnet sind. Zweifellos demonstrieren diese Beobachtungen, daß der Zonarbau älter als die Zwillingsbildung ist. Sehr wahrscheinlich sprechen sie aber auch für eine Abhängigkeit der Zwillingsbildung vom Chemismus und der Bildungstemperatur. In die gleiche Richtung weisen Beobachtungen, wonach Karlsbader Zwillinge früher entstehen als Albitzwillinge (vgl. Abb. 34).

Der ausgeprägte Zonarbau mit häufigen Rekurrenzen wird als Folgeerscheinung relativ schneller Abkühlung verstanden, was als Hinweis für Erstarrungsbedingungen und Druckwechsel in geringer Rindentiefe gewertet werden kann¹⁾.

Wir erfahren also von den Plagioklasen zur Geschichte des Gesteins, daß es sich um syntektonische Intrusionen in hohes Krustenniveau handelt.

Quarz

Quarze füllen die Zwickel zwischen Plagioklas, Biotit und Hornblende und sind häufig durch mechanische Beanspruchung in Überindividuen (vgl. B. SANDER, 1950, S. 63) zerlegt. Meist zeigen sie Undulation, in Gesteinstypen mit erkennbarem s auch linsige Zerlegung. Der Großteil der Quarze ist offenbar primärmagmatischen Ursprunges, wie aus dem Korngefüge und aus protoklastischen Rupturverheilungen, insbesondere bei Feldspaten, erschlossen werden kann. Nur geringe Anteile gehören einer sekundären Kristallisation an.

¹⁾ Diese Überlegungen sind bereits bei F. BECKE (1894, S. 416/417) angedeutet. Sie wurden mir in ihrer genetischen Auswertung als Hinweis für subvulkanische oder hochplutonische Erstarrungsbedingungen durch Diskussionen mit Prof. H. BORCHERT besonders deutlich, welcher im oszillierenden Wechsel von Anreicherung und Abfuhr der flüchtigen Substanzen die wesentliche Ursache des Zonarbaues mit Rekurrenzen sieht. In einfachen Fällen können \pm plötzliche Druckwechsel durch Öffnung von Vulkan-schloten bewirkt werden. Erstarrung des Schlotmagmas bedingt Druckanstieg im subvulkanischen Herd und damit allmählich zunehmende Albitgehalte in den Plagioklas-hüllen. Druckentlastung erzeugt mit meist schärferem Hiatus eine An-reiche Rekurrenz. In diesem Sinne sind die Plagioklase empfindliche Manometer der Erstarrungs-geschichte von magmatischen Herden.

Für Vergleichszwecke mit den Tauerntonaliten ist die primäre Natur des Quarzes, seine paratektonische Kristallisation und die Existenz von Überindividuen wesentlich.

Kalifeldspat

F. BECKE (1894) bestimmte in einigen Fällen Mikrokline. 13 U-Tischbestimmungen ergaben nach dem Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1) Mikrokline mit $2 V x$ zwischen 71 und 85° ; in 8 Beispielen Aor/Mikr mit $2 V x$ zwischen 59 und 67° . Beide Kalifeldspatarten sind überwiegend unegittert. Sie besitzen aber oft schattenhaftes Auslöschen mit einzelnen Flecken feinsten Gitterung. Altersmäßig sind sie vorläufig nur unsicher unterscheidbar. Die Mikroklinkörner führen stets Perthit und sind größer als die Aor/Mikr-Körner. Allgemein zeigen große Kalifeldspatkörner fleckigen Wechsel wahrscheinlich zwischen Aor/Mikr- und Mikroklinbereichen, was auf Umlagerung eines ursprünglichen Kalifeldspates hinweisen könnte.

Für Aor/Mikr liest man mit Hilfe der $2 V x$ -Kurven (TRÖGER, l. c., S. 96) eine chemische Zusammensetzung zwischen $Ab_{30} Or_{70}$ und $Ab_{47} Or_{53}$ ab¹⁾; für Mikroclin auf der Adular + Mikroclin-Kurve $Ab_{13} Or_{87}$ bis $Ab_{30} Or_{70}$. Setzt man die Verwendbarkeit der Kurven auch für die von mir gemessenen Kalifeldspate voraus, so wäre hier eine Na-Quelle für eventuelle spätere Stoffverlagerungen während einer Regionalmetamorphose (z. B. die Tauernkristallisation) zu suchen.

Kalifeldspat als Gefügekomponente ist stets durch allotriomorphe Kornbegrenzung gekennzeichnet; er füllt Zwickel zwischen Plagioklas und den femischen Mineralien aus, zusammen mit Quarz. Verdrängung von Plagioklas und häufige Myrmekitbildung stellen ihn zeitlich zum größeren Teil nach Plagioklas, zum geringeren Teil neben diesen, der dann als Oligoklas die Plagioklaskristallisation beschließt. Man beachte also, daß auch hier wie in den Tauern-Tonalitgraniten zur Zeit der Oligoklasbildung wahrscheinlich Aor/Mikr entsteht. Diese „Symbiose“ ist aber in den periadriatischen Tonaliten der primärmagmatischen Kristallisation anzuschließen, in den Tauern hingegen der nachfolgenden Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation).

Biotit

Sofort auffallend gegenüber den grünbraunen Biotiten der Tauern-Tonalitgranite ist die intensivere Färbung (x = hellgelbbraun, y und z = dunkelrotbraun). Es wird daraus geschlossen, daß sie FeTi-reicher als erstere sind. Titaniteier- und Klinozoisit/Pistazitbildung tritt stark zurück.

¹⁾ Es kommt zweifellos nur die Kurve für Orthoklas in Betracht, was aber voraussetzt, daß die abgelesenen Werte für triklone „Orthoklase“ gelten. Vielleicht wäre es richtiger, an Stelle von Aor/Mikr doch Or/Mikr zu schreiben; da aber die (001)-Pole dieser Kalinatronfeldspate im Stereogramm immer zwischen der Signatur für Anorthoklas und Mikroclin liegen, soll aus beschreibenden Gründen diese Bezeichnungsweise vorläufig beibehalten werden.

Es gibt aber genügend Beispiele, wo diese Neubildung zusammen mit schwacher, sekundärer Biotitumlagerung oder Chloritisierung am Kornrand zu beobachten ist. Dort zeigt dann der Biotit die gleiche Eigenfarbe wie die Tauernbiotite (hellgelb zu grünlichbraun). Wir erschließen daraus den Beginn eines gleichen Umsetzungsvorganges, wie er in den Tauern-Tonalitgraniten durchgreifend vollendet ist. Überwiegt Chloritisierung, so ist Leukoxen und Karbonat häufiger als Pistazit zu finden. Insgesamt könnte diese sekundäre Umlagerung als kurzfristige Metamorphose im Temperaturmilieu einer Epidot-Amphibolitfacies betrachtet werden.

In der Mineralabfolge ist Biotit vor Hornblende zu stellen, was auch den Beobachtungen von F. BECKE (1894) entspricht. Seine Feststellung, daß in Biotitaußenbereichen basische Plagioklaskerngerüste ohne Hüllplagioklas eingeschlossen sind, stellt die Biotitkristallisation zeitlich zumindest neben die erste Plagioklaskristallisation. Möglicherweise sind die basischen Plagioklaskerne sogar noch älter als die Biotite.

Hornblende

4 eigene Messungen ergaben nach den Achsenwinkeln und der Auslöschungsschiefe ($z \setminus c$) gemeine Hornblende mit teilweise barroisitischer Ausbildung am Rand. Die Fe''MnTi-Gehalte liegen zwischen 26 und 46%. 2 V x-Messungen von BECKE lassen für braungefärbte Kernbereiche 52%, für grüne Ränder 43% Fe''MnTi in den TRÖGERSchen Kurven (1956, S. 77) ablesen.

Meine Beobachtungen sind der Beschreibung bei F. BECKE (1894, S. 398/399) anzuschließen, wo zwischen dunkelgrünen bis blaugrünlichen Außenbereichen und braunen Kernen (vgl. Abb. 39) unterschieden wird. BECKE deutet den Unterschied als nachträgliche Veränderung. Ebenso erwähnt er blaßblaugrüne bis farblose, faserige oder stengelige Hornblende-neubildungen.

Wiederum findet sich zu solchen sekundären Umlagerungen und Neubildungen eine Parallele in der höchsttemperierten Tauernkristallisation. Ein Unterschied würde nur im verschieden starken Durchgreifen der Umlagerung liegen.

Akzessorien

Außer oxydischem Eisenerz, Granat, Apatit und Zirkon müssen hier wegen ihrer geringen Menge auch Mineralbildungen der sekundären Kristallisation (Kr_2) aufgeführt werden. Es sind dies Serizit, Pistazit, Orthit, Titanit, Biotit_n, Hornblenden_n, Karbonat und Zeolithe (?).

Auf Grund der engen Verknüpfung von Orthit und Pistazit neige ich eher zur Auffassung einer sekundären Orthitbildung im Sinne von G. REIN (1952) als zur Frühausscheidung während der magmatischen Hauptkristallisation, wie dies BECKE annimmt.

Die Gehalte an oxydischen Eisenerzen sind geringfügig höher als in den Tauern-Tonalitgraniten.

Basische Einschlüsse

Die Rieserferner-Tonalite sind ebenso wie die Tauern-Tonalitgranite durch häufige dunkle Einschlüsse charakterisiert. Nach F. BECKE (1894, S. 424) handelt es sich um „biotitreiche Contactgneisse“ der Schieferhülle, um „hornblendereiche Schieferereinschlüsse“ und um „lichte Gneiseinschlüsse“. Letztere sollen möglicherweise aus der unbekanntem Unterlage des Tonalitkernes stammen.

Eigene Untersuchungen von drei basischen Putzen schlierenartiger Ausbildung ergaben in zwei Fällen feinkörnige, hornblendereiche und kalifeldspatarme Tonalite. Die dritte Putze war vortonalitisch ein Amphibolit.

Im Vergleich mit den Einschlüssen in den Tauerntonaliten können die von dort bekannten Biotit-Plagioklaseinschlüsse mit den „biotitreichen Contactgneissen“, die Amphibolite mit den „hornblendereichen Schieferereinschlüssen“ parallelisiert werden. Basische Tonalitschollen sind in den Tauerntonaliten durch die stärkere metamorphe Umlagerung nicht mehr von ehemaligen Metabasiten unterscheidbar. Für die „lichten Gneisse“ sind in den Tauerntonalitgraniten bisher keine äquivalenten Einschlüsse bekannt.

Fassen wir abschließend die Ergebnisse an Hand der Tabelle zur Gesteinscharakteristik zusammen, so zeigt das Verhältnis Kristallisation zu mechanischer Formung eine paratektonische magmatische Hauptkristallisation und eine schwache nachtektonische Umkristallisation. Zwischen beiden Kristallisationen fehlt eine scharfe Grenze, wie sie in den Tauern-Tonalitgraniten angenommen wird ¹⁾. Die Frage, ob die jüngere Kristallisation Kr_2 die Tauernkristallisation in diesem Raume darstellt oder etwa eine Autometamorphose ist, kann noch nicht endgültig beantwortet werden.

Für unsere vergleichenden Betrachtungen ist jedoch wichtig, daß aus den Rieserferner-Tonaliten durch beginnende sekundäre Umlagerungen in Anfängen tatsächlich die gleiche Mineralparagenese entsteht, wie sie in den Tauern-Tonalitgraniten vollendet vorliegt.

Bezeichnenderweise zeigt auch die Mikrolithenbildung in den Plagioklassen dort eine deutliche Zunahme, wo mehr sekundäre Mineralumlagerungen feststellbar sind. Sie zeichnet dann einwandfrei die Kerngerüste und Kernringe der Plagioklase nach und erzeugt die gleiche Verteilung, wie sie in den Plagioklassen der Tauerntonalit-Granite zu sehen ist.

Abschließend wird eine neue chemische Analyse einer Tonalitprobe vom Rieserferner veröffentlicht.

¹⁾ Es sei aber bemerkt, daß auch in den Tauerntonaliten eine protoklastische Formung nicht auszuschließen ist.

Chemische Analyse Nr. 5 (C 5)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 513),

Ort: Rieserferner, Umgebung Antholzersee,

Analytiker: Dr. H. Werner.

Ein-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
SiO ₂	65,67	10.934	62,50	125,00	si _K = 170	si = 266
AlO _{3/2}	15,92	3.123	17,85	26,77	al _K = 49	al = 38
TiO ₂	0,67	84	0,48	0,96		
FeO _{3/2}	0,61	76	0,43	0,64		
FeO	3,57	497	2,84	2,84	} fm _K = 15	fm = 23
MnO	0,07	10	0,06	0,06		
MgO	1,45	360	2,06	2,06		
CaO	4,77	851	4,86	4,86	c _K = 13	c = 21
NaO _{1/2}	3,03	977	5,59	2,79	} alk _K = 23	alk = 18
KO _{1/2}	2,46	522	2,98	1,49		
ZrO ₂	0,02	1	0,01	0,02		
PO _{5/2}	0,19	27	0,15	0,37		
CO ₂	0,14	32	0,18	0,36		
S	0,01	(3)	(0,02)	—		
H ₂ O+	1,28	(710)	(4,06)	—		
H ₂ O—	0,06	—	—	—		
Summe	99,92	17.494	99,99	168,22		
			—O für (OH)	4,06		
			O	164,16		
			(OH)	8,12		
			S ²⁻	0,04		
			Anionen für 100% Kationen	172,32		

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

II. Tonalite und Granite von Lana bei Meran

Es wurden nur wenige Normaltonalite untersucht, da sich deren Vergleichbarkeit mit den Rieserferner-Tonaliten sofort zeigte. Interessanter waren die im gleichen Vorkommen vertretenen kalifeldspatreichen Tonalite und Granite. Sie werden etwas ausführlicher beschrieben. In Fällen,

wo gleiche Beobachtungen wie im Rieserferner-Tonalit vorlagen, sind diese, um Wiederholungen zu vermeiden, nur aus der nachfolgenden Gesteinscharakteristik zu entnehmen.

Normal-Tonalit:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)
Plagioklas (An ₇₀₋₄₃) Quarz Hornblende Biotit Chlorit Pistazit Klinozoisit Akzessorien: Apatit, oxyd. Fe-Erz, Titanit, Zirkon, Orthit, (?) Zeolithe	Apatit Plagioklas (An ₇₀), Biotit _a Plagioklas (An ₆₅₋₄₃), Hornblende, Erz Hornblende, Quarz, Erz Quarz, Biotit _n , Chlorit, Klino- zoisit, Pistazit, Titanit ↓ Quarz, (?) Zeolithe	Kr ₁ → Fm (Kri- stallisation wird von mechani- scher Formung überdauert) Gesamtformel: Kr ₁ → Fm → → (Kr ₂) (Kr ₂) (schwache Kristallisation)

Kalifeldspatreicher Tonalit (Adamellit):

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)
Plagioklas (An ₆₃₋₂₀) Quarz Na-Orthoklas- perthit Biotit Chlorit Akzessorien: Apatit, Horn- blende, oxyd. Fe-Erz, Orthit, Granat, Titanit, Muskowit, Klinozoisit, Pistazit, Zirkon	Apatit, Zirkon Plagioklas (An ₆₃₋₅₉), Biotit _a Plagioklas (An ₅₀₋₂₀), Hornblende, Erz Plagioklas (An ₃₀₋₂₀), Quarz, Na- Orthoklasperthit Oligoklas, Quarz, Chlorit, Biotit _n , Serizit, Klino- zoisit/Pistazit, Titanit, Granat ↓ Quarz	Kr ₁ = (Fm) (Kri- stallisation mit gleichzeitiger schwacher For- mung) Gesamtformel: Kr ₁ = = (Fm) → Kr ₂ Kr ₂

Granit:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr_1, Kr_2) zu mechanischer Formung (Fm)
Quarz Orthoklasperthit Plagioklas (An_{26-5}) Karbonat Biotit Serizit Chlorit Akzessorien: Pista- zit, Titanit, Apatit, Zirkon, oxyd. Fe-Erz	Apatit, Zirkon Biotit _a Plagioklas (An_{26-5}) Orthoklasperthit, Quarz Albit, Quarz, Seri- zit, Karbonat, Biotit _n , Pistazit, Titanit, oxyd. Erz, Chlorit ↓ Karbonat	$Kr_1 = (Fm)$ Kr_2 Gesamtformel: $Kr_1 =$ $= (Fm) \rightarrow Kr_2$

Plagioklas

Die Basizitätsstregrenzen sind charakteristisch nach der Gesteinsbasizität abgestuft, soweit es sich um die Kristallisationsprodukte der Hauptkristallisation handelt.

Physiographisch liegen typische Zonarplagioklase vor mit unterschiedlich starker Mikrolithenbildung (Serizit, Klinozoisit/Pistazit, Karbonat). Die Füllung ist am stärksten in den sauersten Gesteinstypen, den Graniten, und am schwächsten in den Tonaliten. Das muß als Hinweis gelten, daß die Mikrolithenbildung in diesem Falle Ausdruck einer magmatischen Restkristallisation ist. Sie ist also endometasomatisch (ERDMANNSDÖRFFER) und nicht etwa die Folge einer alpidischen Regionalmetamorphose, was im Rieserferner-Tonalit noch nicht auszuschließen war. In allen beobachteten Fällen bilden die Mikrolithenanhäufungen wieder ehemaligen Zonarbau bzw. „Gerüstkerne“ und Kernringe ab. Ein Beispiel dafür zeigt Abbildung 40.

Man beobachtet, daß in den granitischen Gesteinstypen basische Gerüstkerne fehlen und die basischsten Zonen ursprünglich höchstens An_{40} gewesen sein können (geschätzt nach der Klinozoisit/Pistazit- und Karbonatmenge der Fülle). Bei dem engen Nebeneinander von Granit und Tonalit ergibt sich als naheliegende Schlußfolgerung, daß solche Plagioklase die selbständig kristallisierte Feldspatsubstanz der Hüllplagioklase von Normaltonaliten darstellen und daher die Granite dieses Raumes als Differentiationsprodukte zu verstehen sind.

Die Albitbildung sowohl als Anwachsringen an Oligoklasen wie auch als Schachbrettalbit wird der granitischen Restkristallisation zugestellt.

Demgegenüber besitzen die kalifeldspatreichen Tonalite (Adamellite A. CATHEIN, 1890) und die Tonalite vom Normaltypus die charakteri-

stischen Plagioklase mit Gerüstern und Hülle, wie sie schon aus dem Rieserferner-Gebiet beschrieben wurden. Die gemessenen Basizitäten liegen für die Kerne oder Kernringe zwischen An_{70} und An_{60} , für die Hüllplagioklase zwischen An_{60} und An_{20} .

Die Plagioklase stehen in der Mineralabfolge ungefähr am gleichen Platz wie im Rieserferner-Tonalit.

Kalifeldspat

Kalifeldspate wurden sowohl in tonalitischen als auch in granitischen Gesteinstypen gemessen. Wie bisher, tritt der Kalifeldspat zwickelfüllend zwischen Plagioklas und femischen Mineralkomponenten zusammen mit Quarz auf. Er unterscheidet sich in den Meßwerten innerhalb der verschiedenen saueren Gesteine von Lana nicht, wohl aber von jenem im Rieserferner. Es wurden vorwiegend Orthoklase bestimmt. Die Pole für (001) und ($\bar{1}5\ 0\ 2$) fallen auf die Signatur für Orthoklas oder liegen zwischen Orthoklas und Na-Orthoklas im Stereogramm bei E. TRÖGER (1956, Beil. 1). Ihre $2V_x$ liegen zwischen 50 und 66° (Mittelwert 58°) und ergeben eine durchschnittliche Zusammensetzung von $Or_{70}Ab_{30}$. Nur drei Messungen zeigten eine Mittellage zwischen Anorthoklas und Mikroklin — also Aor/Mikr — wie sie in den Rieserferner-Tonaliten vorliegen.

In vielen Orthoklaskörnern löschen Rand und Kern unterschiedlich aus. In einem Beispiel war dies zu messen und ergab für den Kern Orthoklas, für den Rand Aor/Mikr. Das entspricht der Vorstellung, daß Aor/Mikr eine Umlagerung von Orthoklas darstellt und als Übergangslage zwischen Orthoklas und Mikroklin aufzufassen sein dürfte (vgl. S. 52).

Oft sind Perthite nach ($\bar{1}5\ 0\ 2$) zu beobachten, die in strenger Parallelorientierung nahezu wie Plagioklaslamellen aussehen. Am Kornrand gehen sie allmählich in die geläufigeren unregelmäßigen Perthitschnüre über.

Makroskopisch rötlich gefärbte Granite lassen Zusammenhänge zwischen Perthitentmischung und rötlicher Durchstäubung der Orthoklase erkennen. Je mehr Perthite existieren, umso intensiver ist die rötliche Bestäubung. Wir nehmen an, daß der rötliche Staub entmischtetes oxydisches Eisen ist und schließen daher, daß die Eisenausscheidung analog auch zur Perthitentmischung eine Folge stärkerer Autometamorphose ist. In den gleichen Schliffen sind bezeichnenderweise die Plagioklase stärker serizitisiert und karbonatisiert.

In dieselbe Richtung weisen auch verschiedene Feldbeobachtungen: Zum Beispiel finden sich im Adamello-Gebiet (Nambronetal) Fallblöcke, die nur beiderseits junger Gänge mit Epidot, Feldspat und Quarz rot gefärbte Kalifeldspate besitzen. Im Brockengranit (Königskrug) werden Drusen Hohlräume von Bereichen mit rot gefärbtem Kalifeldspat umhüllt. Ebenso dürften rötliche Granitzonen als äußerste Gesteinsveränderungen beiderseits von Zinnerzgängen (Cornwall) zu erklären sein und schließlich wohl auch die Rotfärbung ganzer Granitmassive.

In einem kalifeldspatreichen Tonalit war als Perthitplagioklas An_{20-23} zu messen. Dieses Ergebnis ist mineralfaciell wichtig, weil es zeigt, daß der gleiche Plagioklas aus Kalifeldspat entmischt wird, wie er jeweils als sauerster Außensaum an den zonaren Gesteinsplagioklasen kristallisierte. In granitischen Gesteinen mit Albit als letzter Plagioklashülle führen auch die

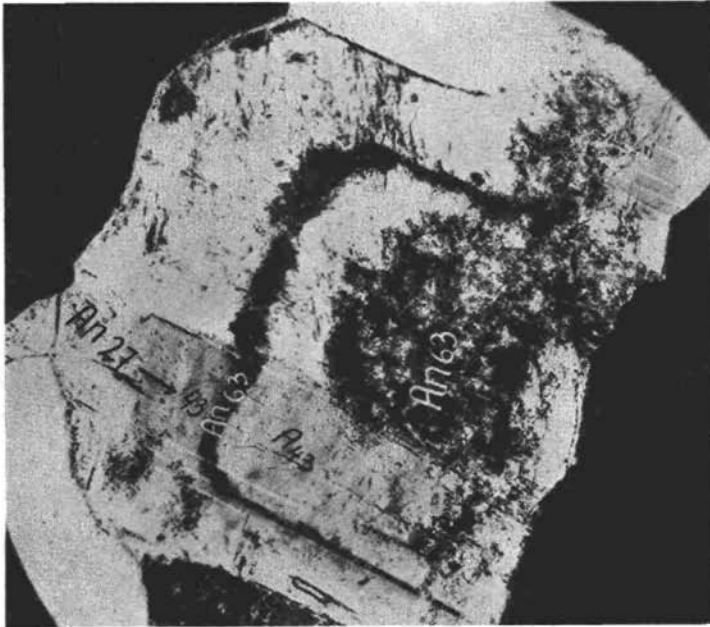


Abb. 40: Plagioklas aus Adamellit mit gefülltem basischen Kern- und Ringbereich (An_{63}). Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

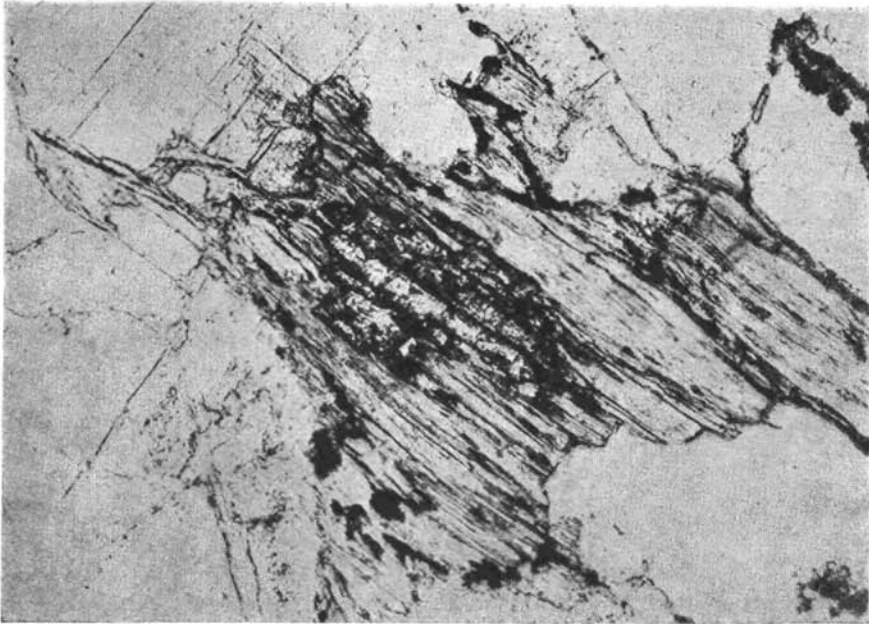


Abb. 41: Beginnende Pistazitpseudomorphose nach Biotit. Ein überzeugendes Beispiel für Pistazitbildung aus Biotit. // Nicols, etwa 120fache Vergrößerung.



Kalifeldspate albitische Perthite. Es ist somit kein Zufall, wenn in perthitischen Kalifeldspaten von Graniten neben den Albitspindeln meist winzige Karbonatkörnchen zu sehen sind. Ich betrachte sie als letzte, nieder temperierte Entmischung ursprünglich basischerer Perthitausscheidungen.

Wir müssen nach all diesen Beobachtungen annehmen, daß der Kalifeldspat der magmatischen Hauptkristallisation außer Na auch etwas Ca und Fe eingebaut hat. Es ist bezeichnend, daß seine Kristallisation — aus Verdrängungs- und Umschließungsgefügen zu erkennen — in dieselbe Zeit fällt, in der Andesin- bis Oligoklaszonen an den Plagioklasen kristallisieren, womit eine heuristische Aussage über den Temperaturbildungsbereich gegeben ist. Es ist daher wahrscheinlich, wenn wir die Beobachtungen an den umgelagerten Kalifeldspaten der Tauern-Tonalitgranite mit einbeziehen, daß die höhere Bildungstemperatur und das steilere Temperaturgefälle, wie es die Periadriatica kennzeichnet, die Entwicklung der Orthoklasoptik und einen stärkeren Einbau von Na, Ca und Fe bedingen.

Versuchen wir abschließend die Beziehung zu den Tonalitgraniten der Hohen Tauern herzustellen, so können wir die Aor/Mikr in den Tauern nunmehr als vor-tauernkristalline, aber auch als tauernkristalline Umlagerungen ehemaliger Orthoklase betrachten, die im Temperaturbereich für stabilen Oligoklas vor sich gingen.

Weiter ist die Feststellung von Bedeutung, daß es tonalitische Gesteinstypen mit reichlich Kalifeldspat gibt, die Übergänge zu Biotitgraniten herstellen, aber als Tonalitabkömmlinge erkennbar sind. Es werden damit granitische Teilbereiche innerhalb der Tauern-Tonalitgranite verständlich und zu einem zusätzlichen Vergleichsmerkmal mit den Tonalit-Graniten der Periadriatica.

Biotit

Wie im Rieserferner-Tonalit existieren kräftig gefärbte Biotite ($x =$ hellgelb, $y+z =$ dunkelrotbraun). Sie zeigen gleichfalls sekundäre Umlagerungen am Kornrand oder längs der Spaltbarkeit. Die Umlagerungsbereiche besitzen den Pleochroismus der Tauernbiotite, ebenso Titanit- und Pistazitneubildungen. Statt Titanit tritt häufiger Leukoxen oder noch oxydisches FeTi-Erz auf. Chloritisierung ist Ausdruck stärkerer Ummineralisierung. Die Paragenese Biotit_n+Titanit+Pistazit+Chlorit muß hier als autometamorphe Restkristallisation verstanden werden; sie ist daher auch in den kalifeldspatreichen Tonaliten und den granitischen Gesteinstypen am stärksten ausgeprägt.

Die primären Biotite mit Apatit- und Zirkoneinschlüssen werden häufig von Hornblende umschlossen. Im Gegensatz zu den sekundären Biotiten zeigen sie Deformationserscheinungen, wenn das Gestein eine mechanische Formung erkennen läßt.

Abbildung 41 demonstriert Pistazit-Neubildung aus Biotit und zeigt eindeutig, daß nicht — wie in der Tauernliteratur öfter verlangt — Pistazit nur aus Hornblendeumlagerung entsteht.

In einigen Fällen ist Granatbildung entlang der Biotitpaltbarkeit und im Kornrand zu beobachten. In solchen Schlifften tritt dann Pistazit auffallend zurück. Granat scheint in gleicher Weise wie auch in den Tauern-tonalitgraniten den Pistazit bei höherer Temperatur zu vertreten (vgl. S. 102).

Als wesentlich für den Vergleich mit den Tauern ist hervorzuheben, daß aus den primären Biotiten der periadriatischen Intrusiva eine vergleichbare Mineralparagenese entsteht, wie sie unter homologen mineralfaciellen Bedingungen durch die Tauernkristallisation aus den Biotiten der Tauerntonalite erzeugt wird.

Hornblende

Die Hornblenden unterscheiden sich nicht von denen im Rieserferner-Tonalit. 4 U-Tischmessungen ergaben nach E. TRÖGER (1956, S. 77) 20—50% Fe''MnTi-Gehalt; davon lagen 3 Messungen zwischen 46 und 50%¹⁾. Die Messungen gelten für die grün und braun (parallel z) gefärbten Kornbereiche.

Gleichartig wie bei den Biotiten sind auch die Umlagerungen an Hornblenden mit analogen Veränderungen dieser Mineralien in den Tauern-Tonalitgraniten zu vergleichen.

Akzessorien

Hiebei interessieren die Orthite, die mit Wahrscheinlichkeit als Produkte der Restkristallisation zu betrachten sind. Oxydische Fe-Erze sind gleichfalls autometamorphe Entmischungsercheinungen aus Fe-Gehalten von Biotiten und Hornblenden. Demgegenüber sind Zirkone und Apatite hier Frühausscheidungen der Hauptkristallisation.

Eine Putze im kalifeldspatreichen Tonalit erwies sich unter dem Mikroskop als Serizit-Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis. Starke Durchtränkung mit tonalitischem Ichor erzeugt rundliche Plagioklas-Kristalloblasten im feinkörnigen Gneisgefüge; durch Aufblätterung parallel s und Imbibition entstehen Tonalitlagen parallel s. Die Plagioklas-Kristalloblasten besitzen die Basizität der Hüllplagioklase (An_{50-20}), während in Tonalitlagen parallel s auch Plagioklase mit basischen Kerngerüsten existieren. Als vortonalitisches Gestein dürfte nach Abzug der Infiltration ein Fe-haltiger Tonschiefer oder Serizitphyllit vorgelegen haben.

Fassen wir die Ergebnisse aus den Tonalit-Graniten von Lana zusammen, so zeigen sie als wichtigstes, daß es granitische Gesteinstypen als Differentiate des tonalitischen Gesteins-Stammes gibt und demnach deren Zusammenvorkommen mit Normaltonaliten als charakteristisch anzusehen ist. Vergleichen wir mit den Hohen Tauern, so vermittelt uns die geologisch-petrographische Karte des Oberen Zemmgrundes von E. CHRISTA (1931) analoge Verhältnisse. Intrusivmassen des Hauptkammes sind abwechselnd als „dioritische Gesteine (einschließlich Quarzdiorite, vorwiegend Tonalite)“ und „granitische Gesteine (Granite, Granodiorite u. dgl.)“ kartiert.

Weitere Erkenntnisse waren, daß die sekundären Kristallisationen als magmatische Restkristallisationen bzw. Produkte der Autometamorphose aufzufassen sind und daß ihre Mineralneubildungen qualitativ gleichartig sind wie die sekundären Kristallisationen der alpidischen Metamorphose in den Tonalitgraniten der Hohen Tauern. Diese Feststellung spricht wiederum dafür, daß die heutigen Tauern-Tonalitgranite vor der alpidischen Metamorphose Gesteine eines Tonalit-Granit-Stammes waren.

¹⁾ Der flache Kurvenverlauf für $z \wedge c$ und $2 V x$ sowie schwierige Einmeßbedingungen verursachen einen großen Streubereich.

Modalanalyse Nr. 17 (M 17)

Gestein: heller Tonalit (Handstück Nr. 558, Schliff II),

Ort: Lana bei Meran,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	21,00	SiO ₂	62,49	10.404	58,47	116,94	si _K 143	si 216
Plagioklaskern und Mittelzone An ₄₂ ...	35,74	AlO _{3/2}	18,86	3.700	20,79	31,18	al _K 51	al 41
Plagioklasrand und Perthit-Plagioklas An ₂₂	10,44	TiO ₂	0,55	69	0,39	0,78		
Kalifeldspat Ab ₂₅	7,69	FeO _{3/2}	2,62	328	1,84	2,76		
Biotit (s. S. 156)	14,75	FeO	1,85	257	1,45	1,45	} fm _K 12	fm 20
Klinozoisit 5% Fe-Ep.	3,17	MnO	0,03	4	0,02	0,02		
Pistazit 15% Fe-Ep.	0,39	MgO	1,30	322	1,81	1,81		
Serizit	5,11	CaO	4,95	883	4,96	4,96	c _K 12	c 19
Hornblende (s. S. 60)	0,33	NaO _{1/2}	3,74	1.206	6,78	3,39	} alk _K 25	alk 20
Granat (Almandin) ..	0,60	KO _{1/2}	2,82	599	3,37	1,68		
Apatit	0,41	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
Titanit	0,08	PO _{5/2}	0,16	22	0,12	0,30		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,29	CO ₂	—	—	—	—		
		H ₂ O+	0,63	(350)	(1,97)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.794	100,00	165,27		
				— O für (OH)		1,97		
						O 163,30		
						(OH) 3,94		
								Anionen für 100% Kationen 167,26
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,749.								
Aus Handstück bestimmt: 2,699.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Die Vergleichbarkeit der Tonalit-Granite von Lana mit jenen vom Rieserferner ist so weitgehend, daß über ihre genetische Zusammengehörigkeit kein Zweifel mehr bestehen kann. Es gelten daher auch alle dort erwähnten Parallelisierungen mit den Tauern-Tonalitgraniten, die hier nicht mehr wiederholt werden sollen.

Abschließend wird eine Modalanalyse eines Tonalites veröffentlicht (siehe S. 155), die auf Kation-Oxyd-Prozente umgerechnet ist. Zur Verrechnung des Biotites wurde die bei C. DOELTER (1917, S. 689, Nr. 78) angegebene und nachstehend aufgeführte Analyse eines Biotites aus dem Tonalit von Lana verwendet.

Biotit aus Tonalit von Lana bei Meran:

Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	H ₂ O
0,93	8,22	8,44	0,96	0,09	9,14	14,37	16,37	34,98	3,48	2,10

Für die Hornblende-Verrechnung wurde dieselbe Hornblende-Analyse wie in den Tauern-Tonalitgraniten verwendet (vgl. S. 60), weil mir keine Hornblende-Analyse aus diesem Raume bekannt war und die optischen Meßergebnisse tatsächlich für sehr nahe Verwandtschaft sprechen.

III. Adamello-Tonalite

Im Gegensatz zu dem Vorkommen bei Lana begegneten hier keine granitischen Typen. Auch Kalifeldspat-führende Tonalite (Adamellite) sind anscheinend selten. Nur eine Probe zeigt solche Zusammensetzung, alle übrigen waren Kalifeldspat-freie Tonalite.

Die Gesteinscharakteristik kann in folgendem Überblick zusammengefaßt werden:

Mineralbestand (nach Häufigkeit gereiht)	Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)
Plagioklas (An ₈₆₋₂₀)	Plagioklas (An ₈₆₋₆₀), Biotit _a	Kr ₁ = Fm (während magmat. Hauptkristallisation setzt mechanische Formung ein)
Quarz		
Hornblende	Plagioklas (An ₅₈₋₃₇), Hornblende _a	}
Biotit		
Pistazit	Hornblende _a , Plagioklas (An ₃₇₋₂₀), Quarz	}
Chlorit		
Kalifeldspat	Oligoklas, Quarz, Biotit _n , Muskovit, Pistazit, Chlorit, Titanit, Erz, Hornblende _n	Fm → (Kr ₂) (mechanische Formung wird von schwacher Restkristallisation überdauert)
Akzessorien: Titanit, Apatit, Ilmenit, Magnetkies, Hämatit, Karbonat, Zirkon, Orthit, Muskowit		
	Quarz, Karbonat, Zeolithe, Kalifeldspat	

Gesamtformel:
 $Kr_1 =$
 $= Fm \rightarrow (Kr_2)$
 (paratektonische Hauptkristallisation mit überdauernder schwacher Restkristallisation)

Es dominieren deformierte Korngefüge. Die Durchbewegung führt häufig zu parallellflächigen Gefügen, die im Handstück und im Aufschluß Gneisstruktur ergeben.

Die Vergleichbarkeit mit den vorangehend beschriebenen periadriatischen Intrusiva ist in diesem Falle von anderen Autoren (F. BECKE, 1892, F. LÖWL, 1893, W. SALOMON, 1897, G. DAL PIAZ, 1931, R. v. KLEBELSBERG, 1935) wiederholt hervorgehoben worden, so daß die folgenden Beschreibungen sich wieder hauptsächlich auf die Vergleichsmöglichkeiten mit den Tauern-Tonalitgraniten und auf neue mineralogische und petrographische Einzelergebnisse beschränken.

Plagioklas

Sie unterscheiden sich nicht von den Plagioklasen der bisher besprochenen Tonalitvorkommen. Es sind typische Plagioklase mit Kerngerüsten oder Kernringen, die von normalzonaren, zum Teil rekurrent zonierten Hüllplagioklasen umschlossen und korrodiert sind (vgl. Abb. 42 und 43).

26 U-Tischmessungen ergaben folgende Grenz- und Mittelwerte für: Kerngerüst An_{86-60} (Mittelwert An_{72}), Hüllplagioklas ohne äußersten Rand An_{58-37} (Mittelwert An_{49}), Hüllplagioklas äußerster Rand An_{37-20} (Mittelwert An_{27}).

In den meisten Schliffen ist in den basischen Gerüstkernen schwache staubförmige Mikrolithenbildung und unterschiedlich starke Zeolithisierung beobachtbar. Günstige Fälle lassen erkennen, daß Serizit, Karbonat und Epidotminerale an der Durchstäubung beteiligt sind. Nicht selten sind auch dichte Serizitballen und daraus rekristallisierende Muskowite zu sehen (Abb. 43). Die Zeolithisierung verästelt sich baumförmig im Kerngerüst und zeigt in einigen Beispielen in ihrer Häufigkeit Beziehung zu jungen Mylonitisierungszonen. Sichere mineralogische Bestimmung, ob es sich um Zeolithe handelt und um welche, war nicht möglich. Nach Lichtbrechung (niederer als Canadabalsam) und $2 V x = 34^\circ$ scheint mir aber ein Zeolithmineral naheliegend.

Eindeutige Protoklasen an Kerngerüsten und Hüllplagioklasen, von unterschiedlich alten Mineralien verheilt, weisen auf mechanische Beanspruchung während der tonalitischen Hauptkristallisation hin. Als Beispiele seien angeführt zerbrochene Kerngerüste, die vom Hüllplagioklas verheilt sind, zerbrochene Hüllplagioklase mit Kerngerüsten, die von Kalifeldspat oder Pistazit, Biotit_n, Muskowit oder sehr häufig von Quarz ver kittet sind.

Die Stellung der Plagioklase in der Mineralabfolge ist auf Grund der Basizitätsunterschiede und der langen Zeit, während der Plagioklassubstanz kristallisiert, sehr aufschlußreich. So sind z. B. in Hornblende_a meist nur Kerngerüste und die basischsten Bereiche von Hüllplagioklasen eingeschlossen. Die gleichen Hornblendene werden aber von saurem Hüllplagioklas ihrerseits wieder umschlossen, während schließlich Zerbrechungen an diesem von Mineralien der jungen Restkristallisation verheilt werden.

Diese Beobachtungen verlangen zumindest eine sehr frühe Kristallisation für die basischen Kerne — etwa gleichalt wie die primären Biotite — wenn nicht sogar angenommen werden darf, daß sie bereits als vorimmigrative Festkörper im tonalitischen Magma vorlagen. Sie lassen außerdem erschließen, daß die

Hauptkristallisation des heutigen Gesteines in einer Zeitspanne und einem PT-Milieu stattfand, während dem Plagioklase zwischen An_{58} und An_{20} kristallisierten.

Der scharfe Zonenbau mit Rekurrenzen kennzeichnet unruhige Erstarrungsbedingungen, die geologisch für seichtes Erstarrungsniveau sprechen und mit den Begriffen hochplutonisch, vielleicht sogar subvulkanisch, zu kennzeichnen wären.

Quarz

Übliche primäre Zwickelfüllungen als Einzelkörner oder Grobkornaggregate sowie sekundäre Korrosionen an Plagioklas, Biotit und Hornblende lassen wieder zwei verschieden alte Generationen erkennen. Durch das Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation wird die Alterstrennung bestätigt.

Von festigkeitsmechanischem Interesse sind ausgezeichnete Deformationsgefüge.

Bemerkenswert sind außerdem öfter Einschlüsse feinsten Rutilnadeln, die auf Grund ihrer Deformationserscheinungen primären Quarz kennzeichnen.

Hornblende

In der Mineralsukzession sind die Hornblenden eindeutig jünger als dunkelrotbraune Biotite und gleichalt bis jünger als die Hüllplagioklase.

Jüngste Hornblendebildung (Hornblenden_n) ist als Umlagerung an Kornrändern, seltener als schmaler Anwachssaum feststellbar. Wie im Rieserferner- und Lana-Tonalit sind diese jungen Hornblenden durch ihren blaugrünen Pleochroismus parallel z gekennzeichnet. Für die Annahme, daß alle Hornblenden wie in den letztbeschriebenen Vorkommen gemeine Hornblenden mit barroisitischen Rändern sind, spräche wohl der Pleochroismus: x = hellgelbbraun, y = olivgrün, z = braungrün (Kern), blaugrün (Rand). Die 2 V x-Messungen führten aber meist zu anderen Ergebnissen¹⁾. 9 Messungen (meist 2 Achsenaustritte) am Material vom Nambrotal ergaben für die braungrünen Kerne 62—74° für 2 V x (Mittelwert 68°), für die grünen bis blaugrünen Ränder 52—63° (Mittelwert 59°);

¹⁾ Messungen von Auslöschungsschiefen z \wedge c zeigten auf Grund der flachen Kurven (E. TRÖGER, 1956, S. 75 und 77) trotz genauester Messungen so große Streuwerte, daß sie für die Bestimmung nicht verwendbar waren.

Abb. 42: Tonalitplagioklas mit schwammartigem Kerngerüst (An_{69}). Solche Kerngerüste werden als Ursache für fleckige Mikrolithenverteilung im Kernbereich von Plagioklasen der Tauerntonalitgranite angesehen (vgl. Abb. 18). Gekreuzte Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

Abb. 43: Tonalitplagioklas mit ringartigem Kerngerüst (An_{74}). Letzteres ist durch Restkristallisation teilweise zeolithisiert und serizitisiert (vgl. Abb. 16 und 31). Gekreuzte Nicols, etwa 100fache Vergrößerung.

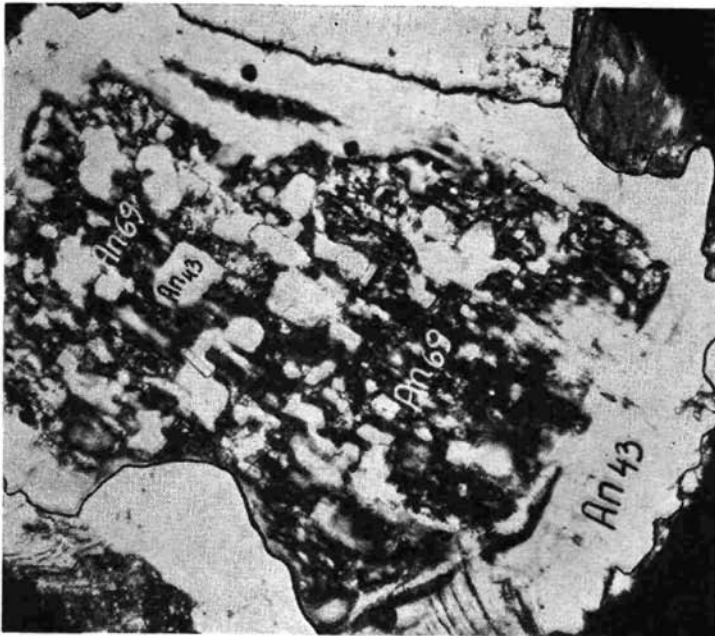


Abb. 42

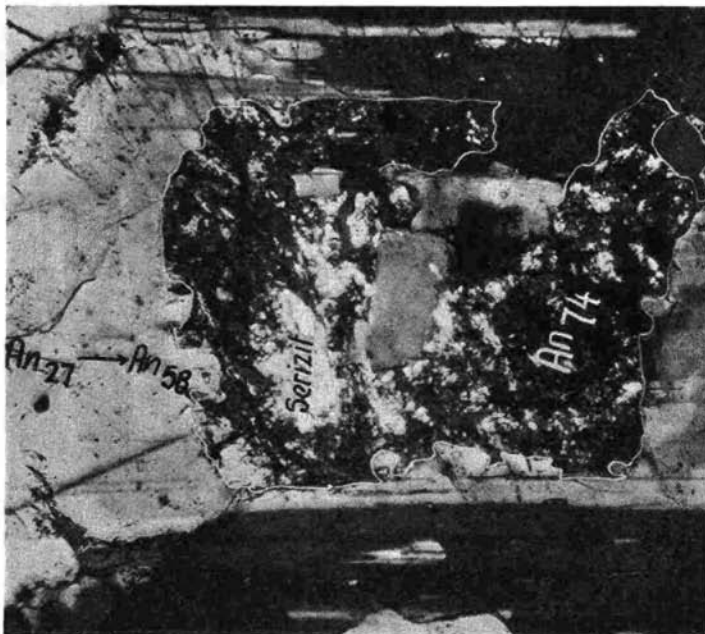


Abb. 43

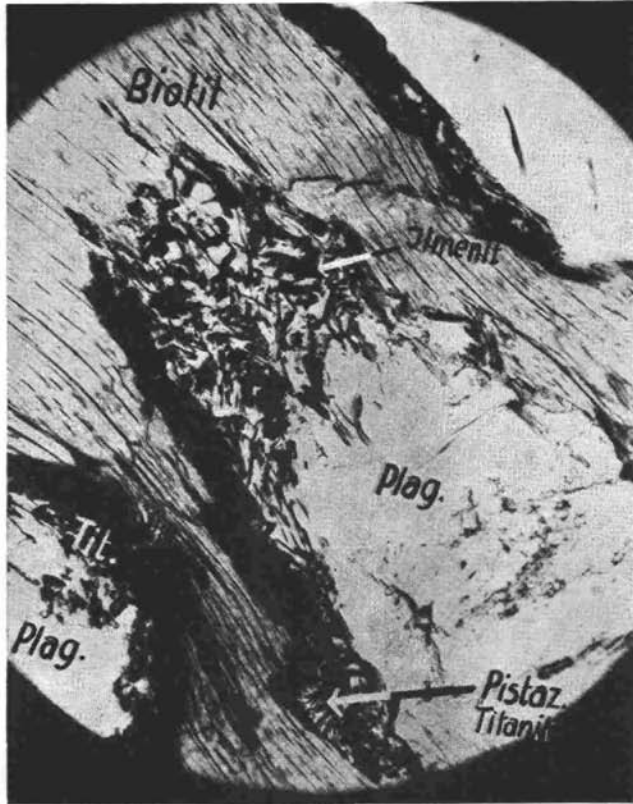


Abb. 44: Plagioklas verdrängt Biotit. Als Reaktionsneubildungen entstehen Pistazit, Titanit und Ilmenit. // Nicols, etwa 80fache Vergrößerung.

14 Hornblenden vom Campo Carlo Magno Pass zeigten für die braungrünen Kerne 57—61° (Mittelwert 58°), die grünen bis blaugrünen Randbereiche 66—68° (Mittelwert 67°). Diese vorläufigen Meßergebnisse sprechen am ehesten für Magnesiohastingsite, wobei die mittleren Fe''Fe'''-Gehalte der Hornblenden vom Campo Carlo Magno im Kern etwa 40% und im Rand ca. 20% betragen, in den Hornblenden des Nambronetales umgekehrt die Kerne 15% Fe''Fe''' und die Ränder 38% Fe''Fe''' enthalten sollten.

Eine mineralgenetische Deutung dafür ist noch nicht möglich, wohl aber scheint mir aus mineralfaciellen Vergleichen mit den Verhältnissen im Rieserferner- und Lana-Tonalit eine engere Verwandtschaft der Magnesiohastingsite mit den alkalireicheren gemeinen Hornblenden nahelegend.

Mit den Hornblenden der Tauern-Tonalitgranite wäre z. B. eine Vergleichbarkeit gegeben, wenn die Annahme zu Recht bestünde, daß aus gleichem tonalitischem Magma bei stärkerem Temperaturgefälle — bzw. geringerer Differentiation — an Stelle von alkalireicheren barroisitischen Hornblenden Magnesiohastingsite entstehen. Das würde heißen, daß mit abnehmender Abkühlungsgeschwindigkeit eine kontinuierliche Hornblende-reihe von Magnesiohastingsit über gemeine braungrüne Hornblende zu barroitischer blaugrüner Hornblende existieren könnte¹⁾.

Bemerkenswert ist noch die Beobachtung, daß an Stellen, wo Hornblende von Plagioklas verdrängt wird, Pistazite entstehen, womit die in den Tauern-Tonalitgraniten bekannte Pistazitbildung aus Hornblende auch hier ihre Bestätigung findet.

Biotit, Chlorit, Pistazit

Der hypidiomorphe, meist deutlich deformierte Biotit_a ist älter als Quarz, Hüllplagioklas und Hornblende_a. Es sind die gleichen Biotite, wie sie im Lana- und Rieserferner-Gebiet beschrieben wurden. Ebenso wie dort, finden sich auch schwache randliche Umlagerungen und Neubildungen von einem nachdeformativen grünlichbraunen Biotit_a. Solche Umlagerungen sind häufiger von Titaneisenerzentmischungen begleitet als in den oben genannten Vorkommen. Bei Verdrängungen durch Plagioklas tritt sehr oft Titanit und Pistazit in symplektitischen Reaktionsrinden auf (vgl. Abb. 44).

Die Adamello-Biotite zeigen einwandfrei, daß durch Fe- und Ti-Ausscheidung die gleichen Biotite wie in den Tauern-Tonalitgraniten entstehen; weiterhin, daß bei Gegenwart von Ca (z. B. bei Verdrängung von Biotit durch Hüllplagioklas) Titanit und Pistazit entsteht, wie dies gleichfalls in Tauern-Tonalitgraniten erschlossen wurde.

¹⁾ Anhaltspunkte für eine derartige Vermutung wären in den Lana- und Rieserferner-Intrusiva zu sehen, wo alkalreichere Feldspate für stärkere Differentiation sprechen und dementsprechend nur gemeine Hornblenden mit barroisitischen Rändern zu finden sind.

Als merkwürdige Besonderheit seien kerzenflammenartige Muskowitteinlagerungen im Biotit genannt.

Chloritisierung von Biotit tritt entsprechend der allgemein geringeren Autometamorphose stark zurück. Gelegentlich sind undeformierte Chlorit-, „Geldröhlchen“ zu beobachten und belegen nachdeformatives Alter. Häufig sind anomale violettbraune und entenblaue Interferenzfarben sichtbar.

Pistazitbildung ist gleichfalls der Restkristallisation zuordenbar und bei Verdrängung von Biotit oder Hornblende durch Plagioklas festzustellen. Junges Alter belegen Rupturverheilungen an Plagioklas. Zu bemerken ist noch, daß innerhalb von Pistazitaggregaten vereinzelt wieder die intensiv gelb gefärbten unbekanntes Epidotmineralien (vgl. S. 78 und 118) und Orthit festgestellt wurden.

Kalifeldspat

Nur in 2 Schliffen war Kalifeldspat (ungegittert) vorhanden und davon nur in einem Schriff in ausreichender Menge, um das Gestein als Adamellit bezeichnen zu können.

Die U-Tisch-Messungen zeigten interessante Ergebnisse: Die genaue Einmessung von 2 Körnern mit unterschiedlich auslöschendem Rand und Kernbereich, die allmählich ineinander übergehen, ergab, daß die Kornmitte aus Anorthoklas oder Orthoklas besteht ($2 V \times 62^\circ$, (001)-Pol bei Signatur für Aor; vgl. Stereogramm bei E. TRÖGER, 1956, Beil. 1), der Randbereich aus Mikroklin ($2 V \times 74^\circ$, (001)-Pol auf der Verbindungslinie zwischen Aor und Mikr nahe der Signatur für Mikroklin).

Damit war in einem Korn meßbar nachzuweisen, daß Anorthoklas — oder Orthoklas — sich gegen den Kornrand allmählich in Mikroklin umwandelt¹⁾.

Diese Umkristallisation kann auf Grund der bekannten Genese des Gesteines als Folge von Temperaturabnahme analog der Basizitätsabnahme bei den Plagioklasen erklärt werden. In Verbindung mit Beobachtungen aus den Tonalitischen Gneisen der Hohen Tauern, wo während der Entstehung von invers-zonaren Plagioklasen umgekehrt Aor/Mikr zu Aor verändert werden (vgl. S. 76), erlaubt dies den Schluß, daß bei Temperaturzunahme die Umsetzung umgekehrt verläuft.

Vergleichen wir mit den Tauern-Tonalitgraniten, so verstehen wir deren Kalifeldspate (Aor/Mikr) als Übergangsglieder einer kontinuierlichen Reihe von Anorthoklas (oder Orthoklas) zu Mikroklin, die sowohl durch langsamere Abkühlung während der Hauptkristallisation als auch durch tauernkristalline Wiedererwärmung aus Anorthoklasen bzw. Orthoklasen entstanden sein können.

¹⁾ Eine röntgenographische Bestätigung der optischen Messungen kann der während der Drucklegung erschienenen Arbeit von J. V. SMITH und I. D. MUIR (vgl. Fußnote S. 52) entnommen werden.

Basische Einschlüsse

Zwei dunkle Einschlüsse wurden zu Vergleichszwecken untersucht. Sie erwiesen sich als Kalifeldspat-freie und quarzarme Hornblende-Biotit-Plagioklasgesteine. Nach dem Vergleich von Stoffbestand und Gefüge mit dem umgebenden Tonalit dürfte es sich um ehemalige parallelstruierte basische Gesteine (Amphibolite) handeln.

Fassen wir die wichtigsten Ergebnisse aus den Adamello-Tonaliten zusammen, so ist syntektonische Tonalitimmigration mit schwach überdauernder Autometamorphose kennzeichnend. Zahlreiche Protoklasen sprechen wiederum dafür, daß die basischen Kerngerüste zu den ältesten Kristallisaten gehören bzw. vielleicht sogar magmatisch aufgenommene Ultrabazitplagioklase sein könnten.

Die magmatische Hauptkristallisation erfolgte in einem un stetig periodisch absinkenden Temperaturbereich, während welchem sich saure Labradorite bis Oligoklase bildeten. Die Plagioklasausbildung mit Zonarbau und Rekurrenzen spricht für seichtes Erstarrungsniveau.

Die Vergleichbarkeit mit den Tauern-Tonalitgraniten ist also in gleicher Weise wie bei den Rieserferner- und Lana-Tonaliten durch den Gesamtstoffbestand, die Mineralausbildung und Umwandlung gegeben. Ebenso besteht eine Vergleichbarkeit in bezug auf Tonalitimmigration und die großtektonische Eingliederung.

Die Tonalitplatznahme ist in beiden Räumen als synorogen zu betrachten. Inwieweit in den Tauerntonalitgraniten auch protoklastische Tektonik existierte, ist nicht mehr nachweisbar, aber bei Berücksichtigung der durchgreifenden alpidischen Metamorphose und Kenntnis der Verhältnisse im Adamellotonalit nicht auszuschließen.

Abschließend werden 1 chemische Analyse und 4 Modalanalysen, die auf Ein-Kation-Oxydprozente umgerechnet wurden, veröffentlicht.

Zur Verrechnung des Biotites wurde die bei TRÖGER (1935, S. 344, C. Nr. 32) angegebene und nachstehend aufgeführte Analyse verwendet.

Biotit in Diorit und Tonalit:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
36,41	1,19	15,39	10,29	11,93	1,92	1,00	6,29	3,88

Für die Hornblende-verrechnung wurde die auf S. 60 angeführte Analyse aus den Hohen Tauern verwendet. Die optischen Bestimmungen erlauben dies vorläufig, bis verwendbare Hornblendeanalysen angefertigt werden.

Chemische Analyse Nr. 6 (C 6)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 584),

Ort: Adamellogebiet, Campo Carlo Magno,

Analytiker: Institut für Steine und Erden, Bergakademie Clausthal.

Ein-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Prozente	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
SiO ₂	60,92	10.143	57,39	114,78	si _K = 137	si = 199
AlO _{3/2}	16,15	3.168	17,93	26,89	al _K = 43	al = 31
TiO ₂	0,38	47	0,27	0,54		
FeO _{3/2}	2,87	359	2,03	3,04	} fm _K = 22	fm = 32
FeO	3,73	519	2,94	2,94		
MnO	0,32	45	0,25	0,25		
MgO	2,88	714	4,04	4,04		
CaO	6,70	1.195	6,76	6,76	c _K = 16	c = 23
BaO	—	—	—	—		
NaO _{1/2}	3,12	1.007	5,70	2,85	} alk _K = 19	alk = 14
KO _{1/2}	1,82	386	2,18	1,09		
ZrO ₂	—	—	—	—		
PO _{5/2}	0,64	90	0,51	1,27		
CO ₂	—	—	—	—		
S	0,10	(31)	(0,17)	—		
H ₂ O+	0,87	(483)	(2,73)	—		
H ₂ O—	0,01	—	—	—		
Summe	100,51	17.673	100,00	164,45		
			—O für (OH)	<u>2,73</u>		
			O	161,72		
			(OH)	5,46		
			S ²⁻	<u>0,34</u>		
			Anionen für 100% Kationen	167,52		

¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.

Modalanalyse Nr. 18 (M 18)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 584),

Ort: Adamellogebiet, Campo Carlo Magno,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	18,76	SiO ₂	57,54	9.580	54,22	108,44	si _K 120	si 174
Plagioklasrand und Mittelzone An ₄₅ ...	35,84	AlO _{3/2}	18,73	3.675	20,80	31,20	al _K 46	al 33
Plagioklaskern An ₆₅ ...	11,85	TiO ₂	0,52	65	0,37	0,74		
Biotit (s. S. 165)	23,73	FeO _{3/2}	3,33	417	2,36	3,54	} fm _K 21	fm 31
Pistazit 36% Fe-Ep.	5,42	FeO	3,35	466	2,64	2,64		
Hornblende (s. S. 60)	2,92	MgO	3,18	789	4,46	4,46	} c _K 16	c 24
Apatit	0,52	CaO	7,36	1.312	7,42	7,42		
Titanit	0,47	NaO _{1/2}	3,08	994	5,63	2,62		
Erz (sulf. Fe-Erz; S nicht berechnet) ...	0,36	KO _{1/2}	1,60	340	1,92	0,91	} alk _K 17	alk 12
Serizit	0,13	PO _{5/2}	0,22	31	0,18	0,45		
Zirkon	Sp	CO ₂ ZrO ₂ H ₂ O+	— Sp 1,09	— — (605)	— — (2,19)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.669	100,00	162,42		
						—O für (OH) 2,19		
						O 160,23		
						(OH) 4,38		
						Anionen für 100% Kationen 164,61		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,812.								
Aus Handstück bestimmt: 2,801.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 19 (M 19)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 585, Schliff II),

Ort: Adamellogebiet, Campo Carlo Magno,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	28,67	SiO ₂	63,39	10.554	59,86	119,72	si _K 151	si 218
Plagioklasrand An ₃₂ .	9,63	AlO _{3/2}	16,15	3.168	17,97	26,95	al _K 45	al 33
Plagioklas-Mittelzone An ₅₀ ...	23,26	TiO ₂	0,36	45	0,25	0,50		
Plagioklaskern An ₇₅ ..	7,09	FeO _{3/2}	2,08	260	1,47	2,20		
Biotit (s. S. 165)	14,02	FeO	3,06	426	2,42	2,42	} fm _K 21	fm 31
Hornblende (s. S. 60)	12,46	MnO	—	—	—	—		
Serizit	0,77	MgO	3,17	786	4,46	4,46		
Pistazit 28% Fe-Ep. .	3,22	CaO	6,59	1.175	6,66	6,66	c _K 17	c 24
Apatit	0,43	NaO _{1/2}	3,00	966	5,48	2,74	} alk _K 17	alk 12
Titanit	0,13	KO _{1/2}	1,07	227	1,29	0,65		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,32	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,18	25	0,14	0,35		
		H ₂ O+	0,95	(527)	(2,99)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.632	100,00	166,65		
						—O für (OH)	2,99	
						O	163,66	
						(OH)	5,98	
						Anionen für 100% Kationen	169,64	
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,798.								
Aus Handstück bestimmt: 2,785.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 20 (M 20)

Gestein: Kleinkörniger Tonalit (Handstück Nr. 593),

Ort: Adamellogebiet, Nambronetal,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	19,09	SiO ₂	57,41	9.559	53,96	107,92	si _K 118	si 169
Plagioklasrand und Mittelzone An ₄₃	28,03	AlO _{3/2}	17,32	3.398	19,18	28,77	al _K 42	al 31
Plagioklaskern An ₆₇ ..	7,38	TiO ₂	0,55	69	0,39	0,78		
Biotit (s. S. 165)	14,82	FeO _{3/2}	1,96	245	1,38	2,07	} fm _K 25	fm 33
Hornblende (s. S. 60)	21,74	FeO	4,88	679	3,84	3,84		
Pistazit 20% Fe-Ep. .	7,90	MgO	4,38	1.086	6,13	6,13		
Apatit	0,18	CaO	7,98	1.423	8,03	8,03	ck 18	c 25
Titanit	0,18	NaO _{1/2}	3,17	1.023	5,78	2,89	} alk _K 15	alk 11
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,68	KO _{1/2}	1,04	221	1,25	0,63		
		ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{3/2}	0,08	11	0,06	0,15		
		CO ₂	—	—	—	—		
		H ₂ O+	1,23	(682)	(3,85)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.714	100,00	161,21		
					—O für (OH)	3,85		
					O	157,36		
					(OH)	7,70		
					Anionen für 100% Kationen	165,06		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,876.								
Aus Handstück bestimmt: 2,824.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

Modalanalyse Nr. 21 (M 21)

Gestein: Tonalit (Handstück Nr. 600),

Ort: Adamellogebiet, Nambronetal,

Analytiker: N. Weißenbach.

Modalbestand	Gew.-%	1-Kation-Oxyde	Gew.-%	Kationen-zahl	1-Kation-Oxyd-Proz.	O in Oxyden	Eskola-Niggli-Werte ¹⁾	Niggli-Werte
Quarz	24,71	SiO ₂	62,82	10.459	58,93	117,86	si _K 145	si 217
Plagioklasrand und Mittelzone An ₄₃	33,75	AlO _{3/2}	17,94	3.520	19,83	29,74	al _K 49	al 36
Plagioklaskern An ₆₅ ..	12,43	TiO ₂	0,32	40	0,23	0,46		
Kalifeldspat Ab ₃₀	3,49	FeO _{3/2}	1,79	224	1,26	1,89	} fm _K 16	fm 24
Biotit (s. S. 165)	12,16	FeO	2,30	320	1,80	1,80		
Pistazit 15% Fe-Ep..	5,04	MgO	2,40	595	3,35	3,35	} alk _K 18	alk 14
Hornblende (s. S. 60)	7,93	CaO	7,08	1.262	7,11	7,11		
Apatit	0,22	NaO _{1/2}	3,27	1.055	5,95	2,97		
Titanit	0,14	KO _{1/2}	1,23	261	1,47	0,74		
Erz (sulf. u. oxyd. Fe-Erz)	0,13	ZrO ₂	Sp	—	—	—		
		PO _{5/2}	0,09	13	0,07	0,17		
		CO ₂	—	—	—	—		
		H ₂ O+	0,76	(422)	(2,38)	—		
Summe ...	100,00		100,00	17.749	100,00	166,09		
						—O für (OH) 2,38		
						O 163,71		
						(OH) 4,76		
						Anionen für 100% Kationen 168,47		
Spezifisches Gewicht:								
Aus Dünnschliff errechnet: 2,777.								
Aus Handstück bestimmt: 2,747.								
¹⁾ Kation-Oxyd-Prozente analog den Niggli-Werten zu Gruppen zusammengefaßt. Durch tiefgestelltes K als Kation-Prozente gekennzeichnet.								

IV. Zusammenfassung der Ergebnisse aus den periadriatischen Tonaliten und Graniten

Aus den Untersuchungen der drei Vorkommen periadriatischer Granite und Tonalite (Rieserferner, Lana, Adamello) erwies sich deren petrogenetische Zusammengehörigkeit zu einem Gesteinsstamm tonalitischer und granitischer Gesteine. Ein gemeinsames Schema der Mineralsukzession und des Verhältnisses zwischen Kristallisation und mechanischer Formung läßt sich aufstellen:

Mineralabfolge (älter → jünger)	Verhältnis von Kristallisationen (Kr ₁ , Kr ₂) zu mechanischer Formung (Fm)
Plagioklas (An ₅₅₋₆₀), (?) Biotit _a (dunkelrot- braun)	Kr ₁ (→) Fm (prä- und paratektonische Haupt- kristallisation)
Plagioklas (An ₆₀₋₃₅), Bio- tit _a (dunkelrotbraun), Hornblende _a (braun- grün)	
Plagioklas (An ₅₅₋₂₀), Kalifeldspat _a (Aor oder Or und Aor/Mikr), Quarz	Gesamtformel Kr ₁ = = Fm → (Kr ₂) (pro- toklastische Haupt- kristallisation mit schwacher Restkristal- lisation)
Oligoklas, Pistazit, Tita- nit, Chlorit, Biotit (grünbraun), Horn- blende (blaugrün)	
Albit, Kalifeldspat _n (Mikroklin und Aor/ Mikr), Quarz _n	
↓ Karbonat, Zeolithe (?)	(Kr ₂) (schwache nach- tektonische Restkristal- lisation)

Wir erkennen eine magmatische Hauptkristallisation (Kr₁) und eine nachtektonische Sekundärkristallisation (Kr₂).

Die Hauptkristallisation ist vorwiegend protoklastisch und spricht für syntektonische Platznahme der Intrusivmassen. Es existieren nur untergeordnet jüngere mechanische Gefügeverformungen merklicher Intensität. Die Kristallisationsbedingungen während der Hauptkristallisation sind durch hohes Erstarrungsniveau als hochplutonisch bzw. sogar subvulkanisch zu kennzeichnen. Sie ereigneten sich in einem Bildungsmilieu, wo Labrador bis Oligoklas entstehen kann. Nach allen Beobachtungen scheint es möglich, daß die heute erkennbaren basischen Plagioklaskerne bereits als Festkörper im intrudierenden (aufsteigenden) Magma vorlagen.

Zusammenvorkommen von Tonaliten, Adamelliten und Biotitgraniten charakterisiert die periadriatische Intrusivprovinz und erklärt sich nach Dünnschliffbefunden als Folge vorintrusiver

stofflicher Unterschiede im Magma, die sowohl auf magmatische Differentiation in der Tiefe als auch auf vorpaligen unterschiedliche Gesteinszusammensetzung zurückgeführt werden kann.

Als physiographische Charakteristika sind für tonalitische Gesteinstypen resorbierte Plagioklaskerne zu nennen, die durch den umhüllenden Plagioklas zu schwammigen Gerüsten oder Ringen korrodiert wurden. In den saureren (!) granitischen Gesteinstypen fehlen derartige Kerne; es existieren dort nur mehr Plagioklase von der Basizität und Ausbildung der Hüllplagioklase in den Normaltonaliten.

Die Biotite der Hauptkristallisation sind durch Fe- und Ti-Gehalt dunkelrotbraun, die Hornblenden braun- bis blaugrün. Letztere wurden als gemeine Hornblenden und als Magnesiohastingsite gemessen. Zwischen beiden scheinen durch unterschiedliche Erstarrungsbedingungen genetische Beziehungen zu bestehen.

Quarze sind als zwickelfüllende Großkörner oder Großkornaggregate vertreten.

Kalifeldspate sind für Normaltonalite nicht typisch, jedoch in Adamelliten und Biotitgraniten reichlich vertreten und je nach Differentiationsmöglichkeiten als Or- oder Aor/Mikr primär kristallisiert.

Die Sekundärkristallisation ist mit wenigen Ausnahmen nächtektonisch als beginnende Umlagerung und Regeneration der protoklastischen bis kataklastischen Hauptkristallisationsparagenese feststellbar. Sie wird als Restkristallisation durch Autometamorphose gedeutet, wofür die Beobachtung spricht, daß sie in den sauren Gesteinstypen am stärksten ist. Ihre mineralogischen Umsetzungen sind folgende: Dunkelrotbraune Biotite werden randlich und in Rupturen zu grünbraunen Biotiten — bei Neubildung von Ilmenit, Titanit und Pistazit. Braungüne Hornblende bildet dieselbe Paragenese aus Ilmenit, Titanit und Pistazit, wenn sie von jungem Oligoklas verdrängt wird; andernfalls zeigt sie blaugüne Anwachsäume von barroitischer Hornblende. Orthoklase werden zu Aor/Mikr, primäre Aor/Mikr zu Mikroklin umgewandelt. Die letztgenannten Umwandlungen sind prinzipiell mit Basizitätsunterschieden bei Plagioklasen im fallenden Temperaturbereich zu vergleichen.

Die Rotfärbung der Kalifeldspate in den granitischen Gesteinstypen wird ebenfalls auf autometamorphe Einflüsse zurückgeführt. Oligoklas-Remobilisation ist nur für tonalitische Typen zu nennen, Albitneubildung für Granite. Pistazit, Titanit, Chlorit, Quarz, Karbonat und Zeolithbildung ist mehr oder weniger in allen Gesteinsarten zu finden.

Die Restkristallisation erzeugt in den Plagioklaskernen feinste Mikrolithen (Serizit, Klinozoisit, Karbonat) und teilweise Zeolithisierung (?) unter strenger Abbildung der basischen Plagioklasbereiche. Es entstehen dadurch gefüllte Kerngerüste (im Sinne von F. Becke, 1894) und Kernringe, die einmal beweisen, daß hier inhomogene Mikrolithenanordnung die Abbildung ehemaliger basischer Bereiche oder Zonen ist und die zum anderen die gewünschte genetische Verbindung zu gleichartig gefüllten Plagioklasen aus den Tonalitgraniten der Hohen Tauern herstellen.

Als Fremdeinschlüsse der Gesteine sind Amphibolite, Biotitgneise, lichte Gneise und basische Tonalite bestimmt worden.

D. Petrogenetischer Vergleich der periadriatischen Intrusiva mit den Tauern-Tonalitgraniten und dessen geologische Auswertung

Stellen wird die Ergebnisse aus den periadriatischen Intrusiva den Ergebnissen aus den Tonalitgraniten der Hohen Tauern gegenüber, so läßt sich die Verwandtschaft der beiden Tonalit-Granit-Provinzen wiederum übersichtlich durch schematische Darstellungen erkennen. Die beiden Schemata von Abb. 45 zeigen die zeitliche Beziehung zwischen Mineralisationsfolge und Tektonik.

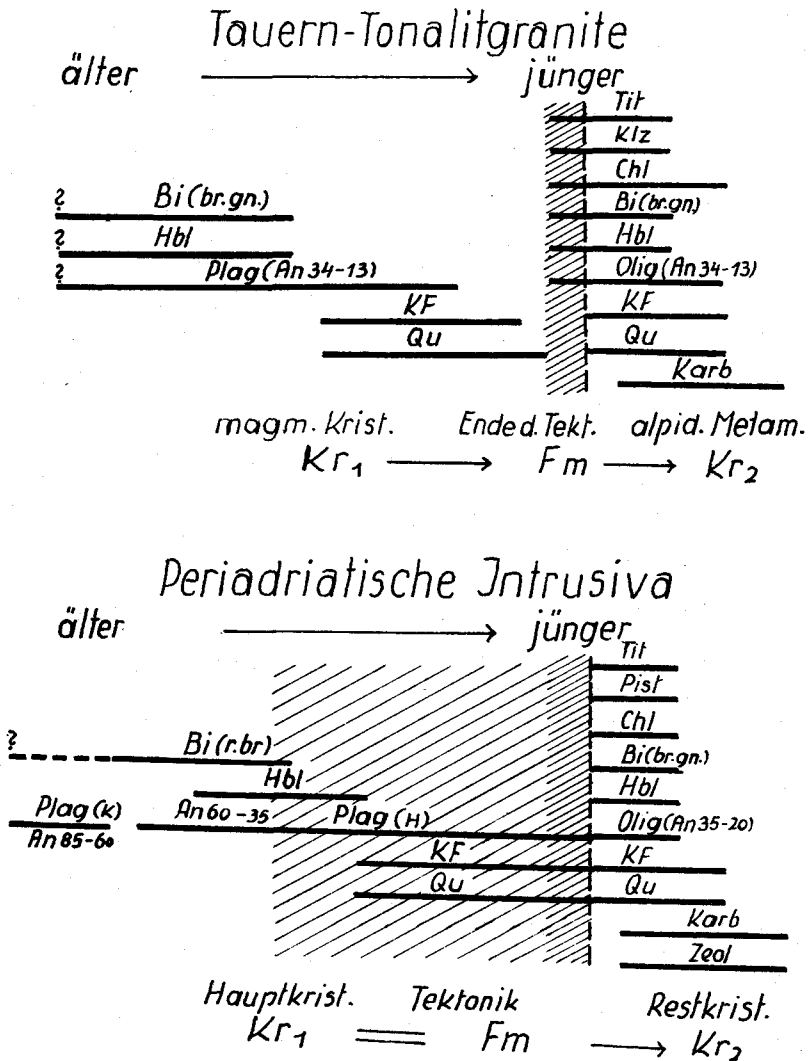


Abb. 45.

Man erkennt aus dieser Darstellung, daß nicht nur Ähnlichkeiten in groben Zügen, sondern Vergleichbarkeit bis in die Details vorliegt. Um Wiederholungen zu vermeiden, beschränke ich mich auf die Besprechung der Ungleichheiten, wie sie im Diagramm erscheinen.

Die auffallendste Ungleichheit liegt in der Deutung der sekundären Kristallisation (Kr_2). Trotz qualitativer mineralogischer Übereinstimmung und der gleichen Stellung zur Tektonik ist diese in den Periadriatica als Restkristallisation zu verstehen, in den Tauern hingegen als Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation). So wünschgemäß es für unser Konzept wäre, die Restkristallisation der Periadriatica als schwache Tauernkristallisation zu bezeichnen, so widerspricht dem aber hauptsächlich die Tatsache, daß eine zweitstufige mineralfacielle Umlagerung in so geringfügigem Ausmaße nicht durch Regionalmetamorphose vorstellbar ist. Außerdem ist eine Abhängigkeit zwischen der Intensität der Restkristallisation und dem Grade magmatischer Differentiation des Gesteines erkennbar, u. zw. derart, daß in sauren Gesteinstypen die sekundäre Umlagerung wesentlich stärker ausgeprägt ist als in Normaltonaliten.

Eine Vergleichbarkeit der beiden Sekundärkristallisationen wäre eher konstruierbar, wenn man die Tauernkristallisation als Summierung von früherer, anfänglicher Restkristallisation mit gleichstufiger nachfolgender Regionalmetamorphose betrachtet. Für unsere Fragestellung ist aber bereits das Ergebnis ausreichend, daß die sekundären Umlagerungen in den Tauern-Tonalitgraniten die gleichen sind, wie sie sich aus dem primären Stoffbestand der periadriatischen Tonalite durch die Restkristallisation bilden.

Betrachten wir die magmatischen Kristallisationen (Kr_1) in beiden Gesteinsbereichen, so ergeben sich, abgesehen von einer längeren Hornblendekristallisation in den periadriatischen Intrusiva, anscheinend größere Unterschiede in der Plagioklasausbildung. Die Plagioklase in den Tauern-Tonalitgraniten haben eine Zusammensetzung von An_{34-13} , zeigen schwachen Zonarbau und starke Mikrolithenbildung; jene der Periadriatica $An_{85}-An_{20}$ mit starkem Zonarbau und schwacher Mikrolithenbildung.

Der Schlüssel zur Lösung dieser Unkonformität liegt im Mikrolithenproblem. Es ergab sich aus zahlreichen Beispielen, daß

1. die Mikrolithenbildung eine sekundäre Umlagerung durch Metamorphose ist;
2. die Mikrolithenanordnung in den untersuchten Gesteinen ehemalige Basizitätsinhomogenitäten abbildet und
3. daß die Mikrolithen auf den ursprünglichen Plagioklas zurückrechenbar sind.

Die vielen daraufhin beurteilten Mikrolithen-Anordnungen in den Tonalitgraniten der Hohen Tauern weisen auf basische Inhomogenitäten in Form von Kernen oder Ringen hin, wie sie die periadriatischen Tonalit-Plagioklase heute noch besitzen. Die Zurückrechnung der Füllung ergab Basizitätswerte, die ebenfalls jenen der periadriatischen Tonalitplagioklase entsprechen. Schließlich liegen zahlreiche Beobachtungen vor, die zeigen, daß in den Kerngerüsten und Kernringen der periadriatischen Intrusiva bei stärkerer Autometamorphose vergleichbare Mikrolithenfüllungen entstehen, wie sie die Tauern-Tonalitgranite überall aufweisen.

Diese Argumente führten zu der Schlußfolgerung, daß die heute vorliegenden gefüllten und versauerten Plagioklase der Tauern-Tonalitgranite ehemals Tonalitplagioklase gleicher Ausbildung und Basizität waren, wie sie heute in den periadriatischen Tonaliten existieren.

Die entscheidende Ursache der Plagioklas-Umineralisierung in den Tauerntonaliten war die alpidische Metamorphose, deren Mineralumlagerung und -neubildung außerhalb der Plagioklase in genauer mineralfacieller Übereinstimmung mit der Mikrolithenart und dem entmischten Plagioklas steht. Wir erhalten somit gerade durch die Unterschiede in der heutigen Plagioklasausbildung beider Intrusivregionen die besten Beweise für deren genetische Zusammengehörigkeit.

Eine ähnliche Ungleichheit zeigt sich bei den Biotiten, die in den Periadriatica dunkelrotbraun, in den Tauern-Tonalitgraniten grünlichbraun sind. Letztere sind aber stets von reichlich Titanit und Pistazit begleitet. Sie sind wiederum als metamorphe Umlagerungen bzw. Entmischungsbildungen ehemals FeTi-reicherer Biotite zu erklären. Ursprünglich ionarsilikatisch gebundenes Eisen und Titan wird bei der Metamorphose (der Tauernkristallisation) in Gegenwart von Calcium zum Teil als Pistazit und Titanit fixiert. Gleichartige Umlagerungen sind in Anfängen auch an den periadriatischen Biotiten feststellbar. Diese Umineralisierungen fügen sich also gut zu den Ergebnissen bei den Plagioklasen, wenn angenommen wird, daß vor-tauernkristallin in den Tauerntonaliten gleiche Biotite vorlagen, wie sie heute noch in den Periadriatica zu finden sind, wo entsprechende Umwandlungen meist nur in ersten Ansätzen erkennbar sind.

Schließlich ist noch eine Unstimmigkeit in der Stellung der Tektonik (Fm) zu den Kristallisationen (Kr_1 , Kr_2) zu vermerken. Im Schema für die Tauern-Tonalitgranite ist nur das Ende der tektonischen Beanspruchung gezeichnet und dieses übergreift zum Teil die Paragenese der Tauernkristallisation. In den Periadriatica hingegen ist die mechanische Formung überwiegend parakristallin zu Kr_1 und präkristallin zu Kr_2 .

Der Unterschied ist aus den sichtbaren Merkmalen bedingt. In den Tauern-Tonalitgraniten greift die alpidische Metamorphose so stark durch, daß nicht mehr unterscheidbar ist, ob neben den kristalloblastischen Regenerationen des Mineralaltbestandes auch Protoklasen existieren. Letzteres ist durchaus denkbar und könnte in der teilweisen Überlagerung von Formung und Kristallisation unterzubringen sein. Dann wäre an der Tauernkristallisation eine tonalitische Restkristallisation beteiligt und die Vergleichbarkeit wäre eine vollständige. Derartige Überlegungen bleiben aber Spekulationen, die vorerst nicht erweisbar sind. Für unsere Fragestellung genügt die Feststellung, daß die petrographischen Befunde für die Tauerntonalite zumindest eine (alpidische) magmatische Platznahme unmittelbar vor den letzten Großbewegungsvorgängen erschließen lassen.

Nach den petrographischen Befunden ist schließlich noch die petrochemische Seite durch Gegenüberstellung der Analysenergebnisse aus den Hohen Tauern und den periadriatischen Massen zu diskutieren. Die

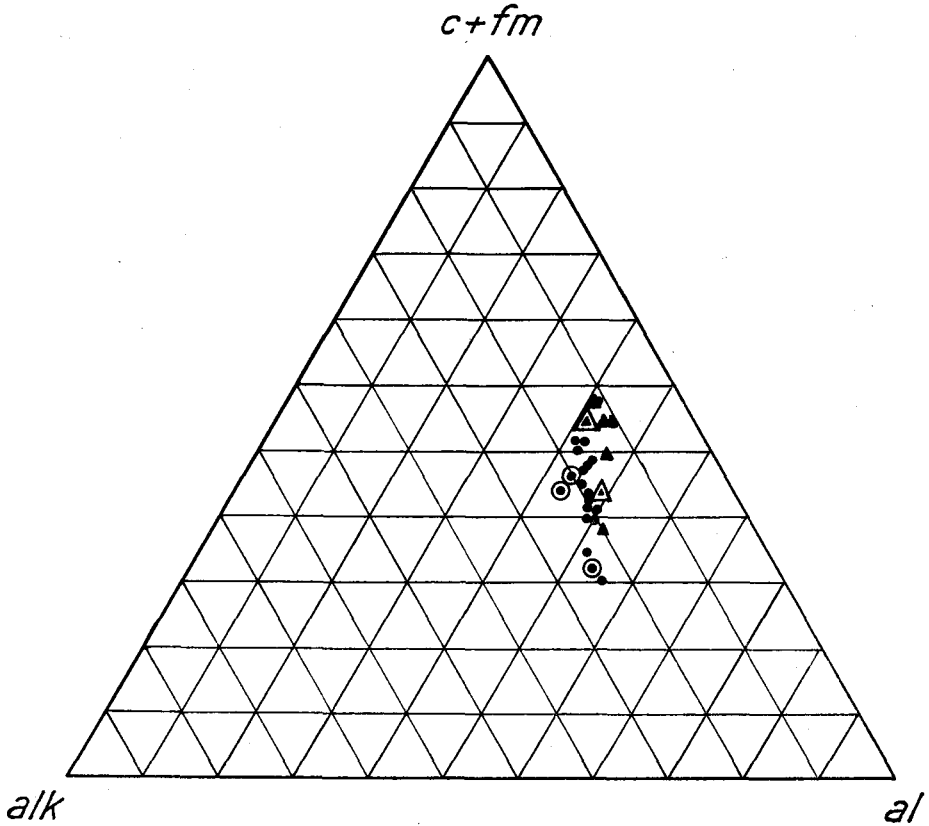


Abb. 46: 5 chemische und 21 Modalanalysen aus den Hohen Tauern und den periadriatischen Intrusiva als Niggli-Werte im $c+fm$ -, alk -, al -Dreieck dargestellt.

Erläuterung:

- | | | |
|---|-----------|------------------------------------------------|
| ● | Modal- | } Analysen aus den Tauern-Tonalitgraniten. |
| ⊙ | chemische | |
| ▲ | Modal- | } Analysen aus den Periadriatischen Intrusiva. |
| △ | chemische | |

Abb. 46 und 47 zeigen diese Gegenüberstellung im $c+fm$, al und alk -Dreieck für Niggli-Werte und für eine analoge Gruppierung der Ein-Kation-Prozente (nach P. ESKOLA). Beide Dreiecke lassen zwischen den zwei Intrusivprovinzen eine enge stoffliche Verwandtschaft ablesen.

Setzt man voraus, daß die analysierten Proben einen repräsentativen chemischen Durchschnitt für Tauern-Tonalitgranite und periadriatische Tonalite vermitteln, so zeigt sich ein Unterschied darin, daß die periadriatischen Tonalite öfter mehr $c+fm$ und etwas weniger alk als die Tauern-Tonalitgranite besitzen. Dieser Unterschied kommt in den Darstellungen bezeichnenderweise so zum Ausdruck, daß eine charakteristische Streuung in den Tauerntonaliten gleichsinnig in den Periadriatica fortgesetzt wird. Man kann daraus zunächst gleichartige stoffliche Differenzierung in den

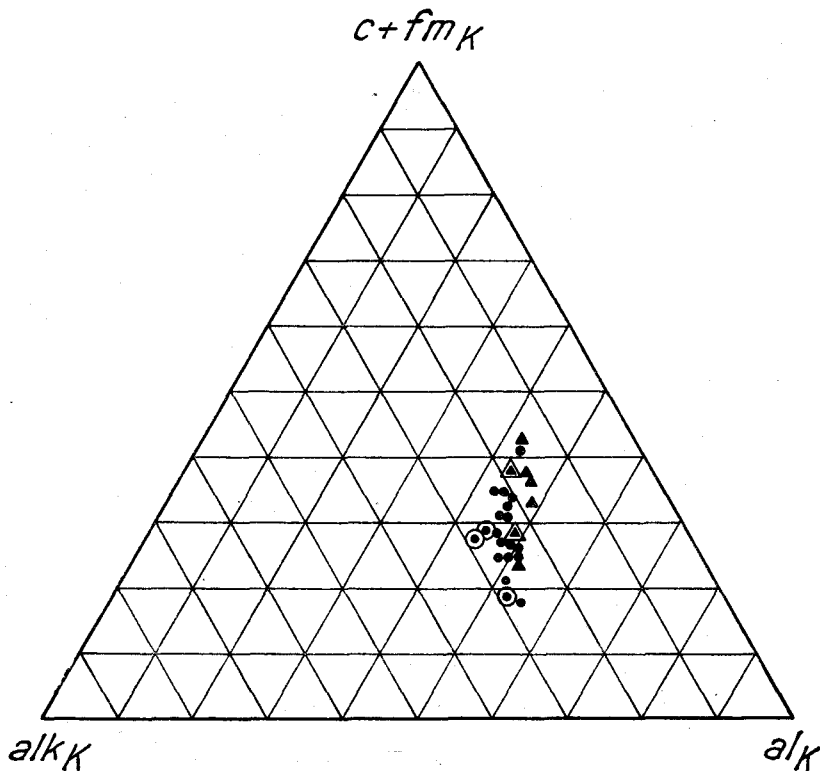


Abb. 47: 5 chemische und 21 Modalanalysen aus den Hohen Tauern und den periadriatischen Intrusiva als Ein-Kation-Oxyd-Prozente (Eskola) verrechnet und analog den Niggli-Werten gruppiert (das tiefgestellte K kennzeichnet sie als Kation-Oxyd-Prozente).

Erläuterung:

- Modal-chemische } Analysen aus den Tauern-Tonalitgraniten.
- chemische }
- ▲ Modal-chemische } Analysen aus den Periadriatischen Intrusiva.
- △ chemische }

beiden Provinzen erkennen, im weiteren aber stärkere Differentiationsvorgänge in den Tauern erschließen.

In Abb. 48 sind die einzelnen Analysen nach ihren Herkunftsbereichen geordnet. Es wurden wieder Ein-Kation-Oxyd-Prozente in Gruppen analog den Niggli-Werten zusammengefaßt, was durch ein tiefgestelltes K nach der Signatur gekennzeichnet ist. (Die Verbindungslinien der Analysenpunkte sind nur der besseren Übersicht wegen gezogen; sie gelten nicht etwa als Kennkurven.)

Diese Aufstellung von Abb. 48 demonstriert in erster Linie die stoffliche Vergleichbarkeit der Tauern-Tonalitgranite untereinander, im weiteren aber auch deren enge stoffliche Beziehung zu den periadriatischen Tonaliten. Es kommt dabei besonders deutlich die Konstanz des Aluminiums zum

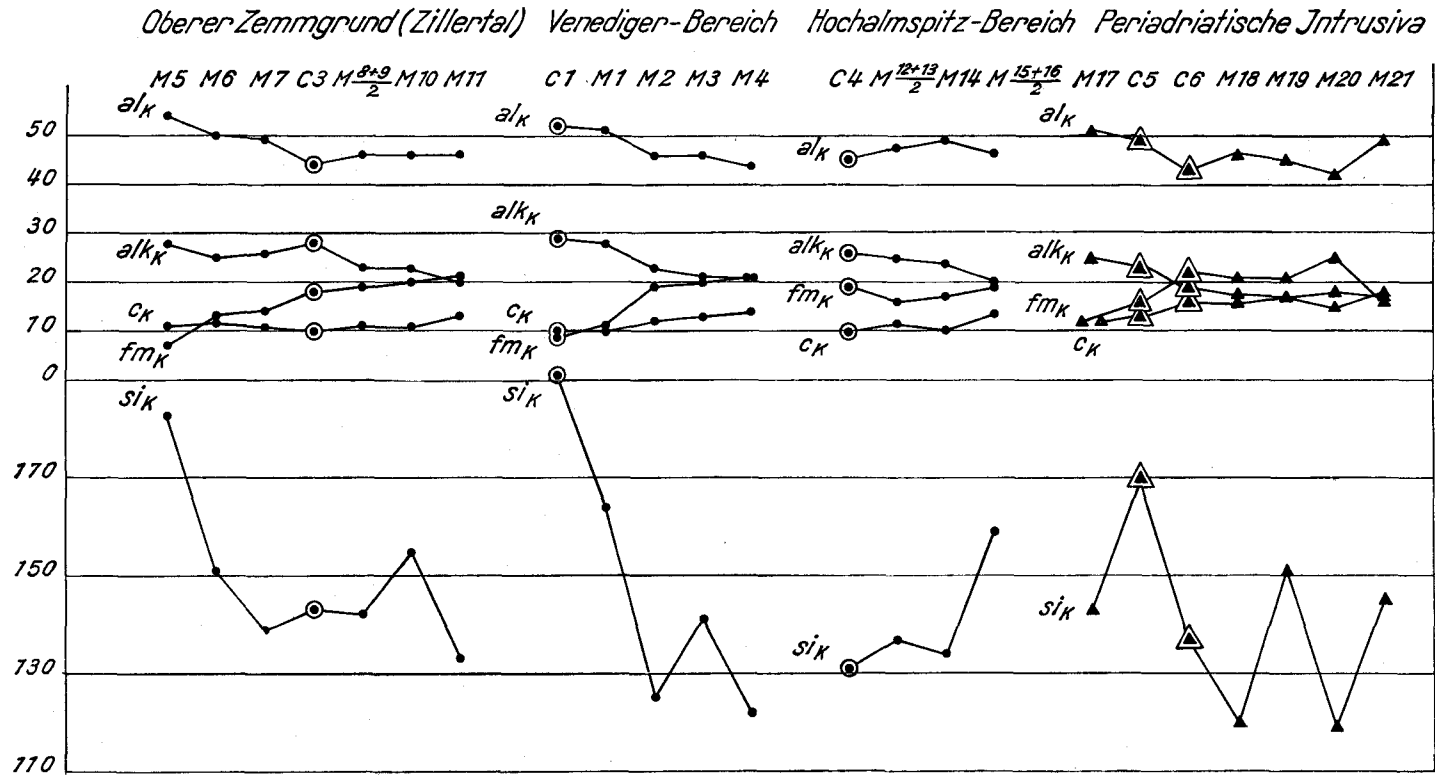


Abb. 48: 5 chemische und 21 Modalanalysen als Ein-Kation-Oxyd-Prozente verrechnet und zu Gruppen analog den Niggli-Werten zusammengefaßt. Diese Darstellung soll u. a. die Vergleichbarkeit der einzelnen Tonalitgranit-Bereiche untereinander und mit den periadriatischen Intrusiva zeigen (Signatur-Erläuterungen s. Abb. 46).

Ausdruck, was für die auf Seite 44 durchgeführte Feldspatrückrechnung von großer Wichtigkeit ist. Die Schwankungen des si_K -Gehaltes zeigen in allen Fällen eine auffallend schlechte Abhängigkeit vom $c+fm_K$ -Gehalt.

Aus den rein chemischen Befunden ist natürlich nicht ablesbar, ob es sich um magmatische oder metamorphe Differentiation handelt. Nehmen wir aber die mikroskopischen Ergebnisse zu Hilfe, so darf als nachgewiesen gelten, daß in der periadriatischen Provinz vorwiegend magmatische, in den Tauern magmatische und metamorphe Stoffdifferenzierungen maßgeblich waren. Es ergibt sich daher die Schlußfolgerung, daß die Tonalitgranite der Tauern schon vorimmigrativ zum Teil zu Granit differenziert waren (analog den Biotitgraniten in den periadriatischen Massen) und durch die alpidische Metamorphose nochmals ärmer an Ca, Fe und Mg und reicher an Na und K wurden.

Der schwache Alkaliüberschuß der heutigen Tauern-Tonalitgranite kann somit als geringfügige Zufuhr aus der Tiefe während der Tauernkristallisation verstanden werden. Die wahrscheinliche Zweiaktigkeit der Stoffmobilisation zu alpidischer Zeit — wobei ich dem 1. Akt der magmatischen Differentiation größere Bedeutung beilegen möchte als dem 2. Akt der tauernkristallinen Mobilisation — kann für die Beurteilung der alpinen Metallogeneese noch sehr interessant werden.

Aus der Diskussion der beiden Kristallisations-Deformationsdiagramme und dem Vergleich der chemischen Stoffbestände ergibt sich eine so weitgehende Übereinstimmung der Petrogenese, daß diese bei der geringen räumlichen Entfernung der beiden Intrusivregionen für die immer noch umstrittene Altersfrage der Tauern-Tonalitgranite von entscheidender Bedeutung ist. Zusammen mit den feldgeologischen Befunden im Großvenediger-Bereich, im Oberen Zemmgrund und im Hochalmgebiet erscheint mir folgendes Endergebnis hinreichend bewiesen:

Die heutigen Tauern-Tonalitgranite sind immigrative Magmatite. Sie sind vor oder während der iaramischen Bewegungsphase eingedrungen und als Tonalite, Adamellite und Granitite in hohem Krustenniveau relativ schnell auskristallisiert. Nach Abstammung und Herkunft sind sie mit den periadriatischen Intrusiva zu identifizieren und mit diesen zu einem einheitlichen Gesteinsstamm der alpidischen Tonalite und Granite zusammenzufassen. Diese alpidischen Tonalite und Granite müssen nach Stoff und Alter von den (früh- oder wahrscheinlich präalpidischen) Augen- und Flasergranitgneisen abgetrennt werden und sind in ihrer typischen stofflichen Variationsbreite repräsentativ für den alpidischen Plutonismus in den Ostalpen und wahrscheinlich auch in anderen alpinen Bereichen.

Die Entstehung des tonalitisch-granitischen Magmas ist letzten Endes sowohl durch Palingenese aus Biotit-Plagioklas-Gneisen und Metabasiten in großen Tiefen als auch durch magmatische Differentiation hybrider gabbroider Schmelzen denkbar. Ebenso vorstellbar ist die Vermengung beider Entstehungsmöglichkeiten.

Diese Schlußfolgerungen ziehen mancherlei Konsequenzen für die Ostalpen (z. T. wahrscheinlich auch für die Westalpen), insbesondere aber für die Tauerngeologie nach sich, von denen einige aufgezählt seien:

1. Es existiert ein gesteinsmäßig definierbarer kretazisch-tertiärer Plutonismus in den Ostalpen. Die sogenannten „Zentralgranite“ oder „Zentralgneise“ sind daher aufzuteilen in alpidische und wahrscheinlich voralpidische Massengesteine.

2. Da außer der zeitlichen Trennbarkeit auch ein stofflicher und gefügemäßiger Unterschied besteht, ist die Zusammenfassung dieser Gesteine unter dem Sammelbegriff „Zentralgranit“ oder „Zentralgneis“ unzuweckmäßig und überholt. Stattdessen werden die Begriffe Tonalitgranit (bzw. Tonalitgranitgneis) für die jungen (alpidischen) intermediären bis sauren Massengesteine und Augen- und Flasergranit (bzw. Augen- und Flasergranitgneis) für die älteren (früh- oder voralpidischen) normalgranitischen Intrusiva vorgeschlagen.

3. Der immigrative alpidische Plutonismus ist zumindest im westlichen Teil der Hohen Tauern relativ autochthon, was im Gesamtbild der Tauerntektonik zu berücksichtigen wäre. Die Ausführungen von B. SANDER (1921) und die Modellvorstellung zum Ostalpenbau von E. CLAR (1952) werden dieser Tatsache am ehesten gerecht.

4. Die Existenz alpidischer Plutonite in den Hohen Tauern unterstützt die Annahme von F. ANGEL und F. HERITSCH (1931) und von K. METZ und H. HELFRICH (1953), wonach es in den Ostalpen auch außerhalb der Hohen Tauern alpidische Granite gibt (z. B. Acherkogel- und Winnebach-Granit im Ötztal und Teile der Bösenstein- und Sekkauer Granite in der westlichen Steiermark).

5. Die zeitliche Unterscheidung zweier plutonischer Großereignisse ist von Wichtigkeit für die alpine Metallogene, wie nachfolgende Ausführungen darlegen sollen.

6. Eigene Geländekenntnisse und Beobachtungen in den „zentralen Massiven“ der Westalpen machen es wahrscheinlich, daß die Ergebnisse auch für diese Bereiche interessante Vergleichsmöglichkeiten eröffnen.

E. Beziehungen dieser Untersuchungsergebnisse zur derzeitigen Beurteilung der Metallogene in den Ostalpen

Es sei mir gestattet, bezüglich der wissenschaftlichen Untersuchungsgeschichte über die ostalpine Metallogene auf die Literaturverzeichnisse der im folgenden angeführten Arbeiten zu verweisen und mich hier auf eine kurze Darstellung des derzeitigen Standes und dessen Beziehungen zu den eigenen Untersuchungsergebnissen zu beschränken.

W. PETRASCHECK sen. (1926, 1932, 1945) und W. E. PETRASCHECK jun. (1942, 1944, 1953, 1955) verstehen die alpidische Vererzung als Ausstrahlungen eines Plutonismus unter der heutigen Hauptachse der Ostalpen. Die Beziehung der Lagerstättenbildung zur Tektonik wird als para- bis posttektonisch gedeutet, wobei in diesem Zusammenhang unter Tektonik die Hauptbewegungsphase im Sinne der Deckenlehre — der Vormarsch

der ostalpinen und penninischen Decken — gemeint ist. Daraus resultiert die Altersfestlegung der Vererzung nach unten als oberoligozän. Nach oben ist die Vererzung aus dem Verhältnis zur miozänen Braunkohle mit untermiozän festgelegt. Innerhalb der gesamten alpidischen Metallisation wird außerdem zwischen einer älteren und einer jüngeren Vererzung unterschieden. Die genetische Gesamtkonzeption eines ausgedehnten Plutonbereiches unter der Achse der Zentralalpen und die Altersdatierung mit Hilfe der regionalen Tektonik machen es für die oben genannten Autoren wahrscheinlich, daß der Plutonbereich unter den Zentralalpen ursächlich mit den miozänen Andesiteruptionen am östlichen Alpensüdrand und vielleicht auch mit dem Tonalitplutonismus entlang der insubrischen Zone im Zusammenhang steht. Die Erzarmut im Bereich der periadriatischen Intrusiva wird damit zu erklären versucht, daß die Hauptmetallmengen unter der Tauernkuppel differenzierten.

In der jüngsten Arbeit von W. E. PETRASCHECK (1955) wird die Mitbeteiligung regionalmetamorpher Lösungstransporte an der altalpinen Vererzung stärker hervorgehoben und palingene Magmenbildung neben juveniler magmatischer Zufuhr aus der Tiefe im alpinen Bereich eingeräumt.

E. CLAR (1933 mit O. FRIEDRICH; 1945; 1953), F. ANGEL (1939 a und b) und zum Teil auch O. FRIEDRICH (1937, 1951, 1953, 1956) sehen in erster Linie stoffliche Umlagerung und Lösungstransport durch die alpidische Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) als Ursache der Vererzung. Die mineralfacielle Übereinstimmung zwischen Gangart der Lagerstätten und Mineralbestand der tauernkristallinen Hüllgesteine wird als wichtiges Argument dafür angeführt, ebenso Übergänge von der Vererzungsparagenese zur Paragenese der alpinen Klufftmineralisation. Die großen Abstände der Metallzonen und die hohen Teufenunterschiede werden als Ausdruck eines geringen Temperaturgradienten verstanden, welcher typisch für regionalmetamorphe Vorgänge sei.

Bezüglich der Altersfestsetzung stützt sich E. CLAR (1953) wieder auf das Verhältnis Tektonik zu Lagerstättenbildung und auf H. P. CORNELIUS (1940), wonach die laramische Bewegungsepoche als Hauptbewegungsphase in den Ostalpen anzusehen ist. E. CLAR gelangt zu einer zeitlichen Einstufung der Metallogenese in die Zeitspanne von Eozän bis zum Oligozän. Bei Besprechung des möglichen Magmatismus für die Vererzung würden sich nach E. CLAR (1953) die periadriatischen Intrusiva zeitlich, stofflich und in ihrer Stellung zur Tektonik eignen, nicht aber in der räumlichen Lage, weil sie zu exzentrisch zur metallogenetischen Zonenabfolge liegen. Bezüglich der Andesite und Dazite irritiert E. CLAR, daß die produktive Vererzung nicht in deren Ausbruchsgebiet, sondern unter der Tauernachse liegt, in diesem Gebiet aber kein derartiger Magmatismus vorliege.

Innerhalb der „Tauernzentralgneise“ vermutet CLAR (1953) vormesozoische Granite und alpidische Migmatite sowie Granitisationsprodukte, welche durch alpidische Metamorphose im Zusammenhang mit Tiefenversenkung während der alpidischen Bewegungsvorgänge im Sinne von B. SANDER (1921) in einer Zentralgneisfacies (CH. EXNER, 1949) zu vereinen wären. Dieses sich in die Tiefe erstreckende, epizonalmetamorphe bis anatektische Bildungsmilieu wird in Verbindung mit einer großtektonischen Konzeption als sialischer Tiefenwulst gekennzeichnet und soll auch die Quelle der vererzenden Lösungen sein. Auf diese Weise werden

transformative wie auch magmatische Ursachen für die Vererzung zusammengefaßt. Juveniler Magmatismus wird nicht benötigt.

O. FRIEDRICH (1956) gelangt durch die Untersuchung der Erzlagerstätten in der Kreuzeckgruppe zu dem Ergebnis, daß diese Lagerstätten — ihrer Paragenese nach — dem periadriatischen Plutonismus zuzuordnen sind; sie zeigten aber trotzdem deutlich eine gewisse chemische Blutsverwandtschaft mit den eigentlichen Tauernerzen (l. c., S. 65), die als Produkte der Tauernkristallisation angesehen werden. Wenn ich die weiteren vorsichtigen Formulierungen richtig interpretiere, leitet O. FRIEDRICH davon die Möglichkeit ab, daß zwischen „spätalpidischem Magmatismus des Rieserferner-Tonalites“ und der Tauernkristallisation ein ursächlicher Zusammenhang bestehen könnte, sofern ersterer ein palingener Magmatismus ist.

In bezug auf meine Feststellungen hinsichtlich der Vergleichbarkeit zwischen periadriatischer Restkristallisation und der regionalen Tauernkristallisation scheint hier von der Erzpetrographie eine interessante Parallele gegeben zu sein, die sich u. U. in die geologisch-petrographischen Schlußfolgerungen dieser Arbeit einordnet.

Meine Ergebnisse, die zu diesem Fragenkomplex von Interesse sind, seien nachfolgend aufgezählt:

1. Es existieren in den Hohen Tauern (Hochalm-Massiv, Großvenediger-Massiv, Zillertaler-Massiv) alpidische Intrusivmassen (laramisch oder vorlaramisch) gleichen Stammes wie die periadriatischen Tonalite und Granitite.

2. Diese Intrusivmassen umfassen aber nur etwa ein Drittel der sichtbaren granitischen Massen im Tauernzentral. Es überwiegen in den Hohen Tauern die als vor-(oder früh-)alpidisch eingestuften Augen- und Flasergranitgneise.

3. Die alpidische Metamorphose erfaßte beide Intrusivmassen durch stoffliche Umlagerung, während welcher Fe, Mg und Ca teilweise abgeführt und in beschränktem Maße Na und K aus tieferen Bereichen zugeführt wird (für andere Metalle steht eine nähere Untersuchung aus).

4. Die Feststellung, daß die magmatische Restkristallisation der periadriatischen Tonalite gleicher Art wie die Tauernkristallisation ist, kann als Hinweis für ebensolche magmatische Restkristallisation im tiefergelegenen Herd der Tauern-Tonalite angesehen werden. Diese Restlösungen müßten im aufgeschlossenen Niveau eine gleiche Mineralisation als jene der Tauernkristallisation erzeugen. Damit ergibt sich meiner Meinung nach eine Schwierigkeit in der Unterscheidung, ob die Lösungen tauernkristalliner oder magmatischer Herkunft sind. Mir scheinen aus quantitativen Überlegungen letztere eine wichtigere Quelle für die alpidische Vererzung zu sein als es die sekundären Stoffumlagerungen durch Regionalmetamorphose sind¹⁾.

5. Tauernkristalline Mineralneubildungen wurden als Schwerminerale im mittleren Oligozän (Rupel) der bayrischen Molasse nachgewiesen

¹⁾ Die in meinem vorläufigen Bericht (Anzeiger der österr. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Jg. 1956, Nr. 1) angedeutete Möglichkeit, daß die alpidische Vererzung in der Mehrzahl der Fälle nur mehr eine Regeneration wäre, ist mit der Erkenntnis über die Ausdehnung des alpidischen Plutonismus entsprechend einzuschränken.

(H. FÜCHTBAUER, 1958), weshalb eine miozäne Einstufung der Vererzung nur schwierig oder gar nicht mit der Tauernkristallisation in Verbindung gebracht werden kann.

6. Es existierten in den heutigen granitnahen Schieferhüllgesteinen wahrscheinlich bereits voralpidische Metamorphite in Amphibolit- bis Grünschieferfacies. Diese Gesteine scheiden für größere Stoffmobilisationen während der gleichstufigen alpidischen Regionalmetamorphose aus. Dafür kommen in erster Linie die alpidischen magmatischen Massen und die sicher nachvariskischen Gesteine in Frage.

7. Vom regionalpetrologischen Standpunkt ist metamorphe Stoffdifferenzierung auch in voralpidischer Zeit, z. B. während der variskischen Orogenese, nicht auszuschließen, kann aber nur paläozoische Gesteine vererzt haben.

8. Zur Frage, ob der alpidische Magmatismus juvenil, palingen oder ein Gemenge aus beiden ist, kann keine Entscheidung getroffen werden. Magmatische Massen mit solcher Zusammensetzung und Ausbildung können sowohl durch Vermengung juvenil-gabbroider Magmen mit palingen-granitoidem Substrat entstehen als auch nur palingen aus Biotit-Plagioklasgneisen, Metabasiten und voralpidischen Normalgraniten. Die Existenz korrodierter Plagioklaskerne (An_{80-60}) spricht in beiden Fällen wahrscheinlich für Beteiligung „gabbroider Substanz“.

9. Nach der Feldspatausbildung (gleich basische Plagioklaskerne) und Pauschalchemismus ist ein gemeinsamer Ursprung für Tonalite bis Granitite und Andesite bis Rhyolithe in den Alpen, den Karpathen und im Balkangebirge möglich. Trotz zeitlicher Unterschiede zwischen den einzelnen magmatischen Ereignissen ist bei Berücksichtigung des mehraktigen alpidischen Geschehens eine genetische Beziehung sogar naheliegend.

Es widersprechen die Ergebnisse meiner Untersuchungen weder einer juvenil- oder palingen-magmatischen noch einer transformativen Metallherkunft. Aus quantitativen Gesichtspunkten ist aber der Vorzug einer Differentiation aus magmatisch teilbeweglichen Massen zu geben.

Hinsichtlich der unitarisch alpidischen Einstufung der weitaus meisten ostalpinen Lagerstätten weist die wahrscheinliche Existenz ausgedehnter voralpidischer Granite und ebensolcher regionalmetamorpher Gesteinsveränderungen zwangsläufig auf die Frage: Wo sind die Lagerstätten dieser älteren Orogenesen? Zum Beispiel die der variskischen, welche in ihrer axialen Erstreckung wahrscheinlich teilweise der heutigen Tauernachse parallel verlief? Solche Lagerstätten müßten in den vortriadischen Gesteinsserien nördlich und südlich der Hohen Tauern zu suchen sein und wohl in einer der alpidischen Metallprovinz konformen Zonenabfolge liegen. Dafür ist Voraussetzung, daß man nicht der allzu programmatischen Darstellung der Deckenlehre hinsichtlich der extremen Allochthonie der nördlichen Grauwackenzone folgt, wozu auch keine zwingenden Beweise vorliegen. LEITMEIER (1953) kommt von allgemeinen Überlegungen her zu der Auffassung, daß es auch variskische Vererzungen in den Hohen Tauern geben sollte. Man wird dann insbesondere innerhalb der jetzt überwiegend als alpidisch deklarierten Grauwackenlagerstätten auch voralpidische vermuten dürfen. In diese Richtung mögen die Ergebnisse gefügeanalytischer Untersuchungen

des Verfassers (F. KARL, 1953) an der Mitterberger Lagerstätte weisen. Weiter wäre prüfenswert, inwieweit junge, z. B. alpidische Wiederbelebung älterer Gangspalten im Sinne einer Regeneration (H. SCHNEIDERHÖHN, 1952) die zeitliche Einstufung vielfach irreführend haben. Endgültige Aussagen verlangten eingehende und mit modernen Methoden ausgeführte Untersuchungen vieler alpiner Lagerstätten.

Eine Verneinung oder Außerachtlassung dieser Frage nach voralpidischen Lagerstätten innerhalb der sogenannten alpidischen Metallprovinz, wie es aus dem bisherigen Stand der Untersuchung über die ostalpine Vererzung gewöhnlich zum Ausdruck kommt, ist unbefriedigend¹⁾. Eine Bejahung dieser Möglichkeit muß zwangsläufig zur neuen Bestandaufnahme aller alpidisch eingestuften Lagerstätten und möglicherweise zu starken Abstrichen in der alpidischen Metallprovinz führen.

Die problematische Stellung der alpinen Kieslagerstätten, der Magnesitlagerstätten und nicht zuletzt die lebhaft diskutierte über die kalkalpinen Bleizinkerze (vgl. neuerdings A. PILGER und R. SCHÖNENBERG, 1958 und O. SCHULZ 1958), sowie die obigen Ausführungen scheinen sehr dafür zu sprechen, daß das Gesamtbild der ostalpinen Erzverteilung die Summe verschiedenartiger und verschiedenalteriger geologischer Ereignisse ist, was durch die derzeitige genetisch zusammenfassende Darstellung oft zu wenig gewürdigt wird.

F. Zusammenfassung

Durch feldgeologische und mikroskopische Untersuchungen sowie vergleichende chemische Betrachtungen wurde unter Mitverwertung der einschlägigen Literatur mit hoher Wahrscheinlichkeit nachgewiesen, daß es innerhalb der zentralen granitischen Massen der Hohen Tauern Intrusiva alpidischen Alters gibt, die sich von älteren Granitmassen nach Stoff und Gefüge unterscheiden lassen.

Nach mehrjährigen Kartierungsarbeiten im Großvenediger-Bereich (mittlere Hohe Tauern) stand fest, daß es dort zwei regional unterscheidbare granitische Gesteinsgruppen gibt: die normalgranitischen „Augen- und Flasergranitgneise“ und die quarzdioritischen bis Tonalit-ähnlichen „Tonalitgranite“. Aus dem Verhältnis zu den letzten großtektonischen Ereignissen und aus Beobachtungen am Kontakt beider Typen erwies sich ein relativer Altersunterschied derart, daß die Tonalitgranite jünger als die Augen- und Flasergranitgneise sind. Für die Tonalitgranite war die immigrative Platznahme unmittelbar vor der letzten (alpidischen) Gesteinsdurchbewegung festzulegen. In diesem Zusammenhange wurde erstmalig eine Kartenskizze und ein Tauern-Querprofil aus den neuen Kartierungen zusammen mit O. SCHMIDEGG vom Großvenediger-Bereich veröffentlicht. Vergleichsbegehungen in den grani-

¹⁾ Diskutabel wäre allerdings eine derartige Verneinung, wenn sie auf der Möglichkeit fußt, daß ganz allgemein saure bis normalgranitische Massen (in unserem Falle die wahrscheinlich voralpidischen Augen- und Flasergranite) als Metallisationsursprung für ausgedehnte Cu-, Fe-, Ni-, Co-, Ag- und Sb-Erzlagerstättenbildung nicht in Betracht kommen. Diese Möglichkeit wäre nach Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. H. Borchert sehr prüfenswert. Sie begegnete dem Verfasser erstmalig 1956 bei einer prototektonischen Untersuchung der Kieslagerstätten von Vignès/Karmøy (Norwegen).

tischen Kernbereichen des Tauern-Westendes (Zillertaler-Alpen) und Tauern-Ostendes (Hochalm-Ankogelgruppe) sowie z. T. die Literatur aus diesen Gebieten bestätigten die Ergebnisse aus dem Großvenedigerbereich, sodaß eine regionale Gliederung der „Zentralgranitgneise“ in alpidische und früh- oder voralpidische für die Hohen Tauern gerechtfertigt erscheint.

Die feldgeologischen Ergebnisse wurden durch eingehende mikroskopische Untersuchungen an Graniten des Großvenedigers und am Vergleichsmaterial vom oberen Zemmgrund (Zillertaler Alpen) und vom Hochalm-Ankogel fundiert.

Im einzelnen wurde dabei gezeigt:

1. In den drei genannten Räumen existieren nach dem Mineralbestand, nach erschließbaren Mineralumwandlungen sowie nach Gefüge und Chemismus die gleichen granitischen bis tonalitischen Gesteine. U. zw.: „Tonalitgranite“ als Sammelbegriff für Biotitgranite und tonalitähnliche Quarzdiorite, die durch die alpidische Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation nach B. SANDER, 1911) aus ehemaligen immigrativen Biotit-Graniten, Adamelliten und Tonaliten entstanden sind.

„Tonalitische Gneise“ als Metatexite des Altkristallins (Biotit-Plagioklas-Gneise und Amphibolitgneise) im Grenzbereich gegen die Tonalitgranite. Sie wurden nachträglich noch durch Tauernkristallisation verändert.

„Augen- und Fasergranitgneise“ als tauernkristallin veränderte, saure bis normalgranitische tektonoblastische Magmatite und Granitite.

2. Aus dem Verhältnis der letzten mechanischen Gesteinsformung (Fm) zu den Kristallisationen (Kr_1 und Kr_2), sowie durch Zurückrechnung der heutigen Plagioklase samt Mikrolithen-Füllung auf vortektonische Plagioklase ließ sich bei den genannten Gesteinsgruppen der vortektonische Mineralbestand erschließen und vom nachtektonischen sekundären Mineralbestand der Tauernkristallisation abtrennen.

3. In der Frage zur Bildung der Plagioklasmikrolithen wurde entgegen der Hypothese der Piezokristallisation (E. WEINSCHENK, 1894, E. CHRISTA, 1931) sekundäre Entstehung durch die alpidische Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) nachgewiesen. Die Abbildung ehemaligen Zonarbaues oder charakteristisch begrenzter basischer Bereiche in den Plagioklasen beweist dies.

4. Derartig „gefüllte Plagioklase“ erbrachten außerdem ein wichtiges Argument für die Vergleichbarkeit von Tauern-Tonalitgraniten mit Tonaliten des periadriatischen Intrusivbogens.

5. Durch die Tauernkristallisation wurden in analoger Weise wie bei den Plagioklasen primärmagmatische FeTi-reichere Biotite und Hornblenden zu FeTi-ärmeren Varietäten mit Pistazit und Titanit entmischt. Umgelagerte Plagioklase (Oligoklas mit Klinozoisit und Serizitmikrolithen) sowie FeTi-ärmere Biotite und Hornblenden mit Pistazit und Titanit bilden die typische Mineralfacies der Tauernkristallisation im zentralen Tauernbereich.

6. Die Rekonstruktion des vortauernkristallinen Mineralbestandes in den Tonalitgraniten, insbesondere der Rückschluß aus der Mikrolithenanordnung auf stark zonare Plagioklase, führte zum Schluß, daß die alpi-

dischen Magmatite in relativ hohes Krustenniveau intrudierten und unter hochplutonischen Bedingungen erstarrten. Im Anschluß daran setzte mit der Gesteinsdurchbewegung die Tauernkristallisation ein, die das Temperaturmilieu für Epidot-Amphibolitfacies (Prasinit-Unterfacies IV/1 nach F. ANGEL, 1940) erreichte und auf Versenkung bzw. mächtigere Überdeckung der intrudierten und erstarrten Massen schließen läßt.

7. Die den Tonalitgranit kennzeichnenden basischen Putzen wurden als allothigene Komponenten des Altkristallins (Biotit-Plagioklasgneise und Amphibolitgneise) erkannt, welche früher oder später in das tonalitische bis granitische Magma aufgenommen und entsprechend verändert wurden.

8. Durch eingehende Untersuchungen metamorpher Vorgänge in den metatekten Tonalitischen Gneisen war deren Paragesteinsnatur nachzuweisen; im weiteren auch, daß während der Tauernkristallisation ein Temperaturanstieg und eine entsprechende Veränderung der Mineralfacies von Albit-Chloritparagenese zu Oligoklas-Amphibol-Paragenese zu verzeichnen war. In diesem Zusammenhang ließ sich außerdem nachweisen, daß von den Kalifeldspatarten der Mikroklin zur Albit-Chlorit-Paragenese gehört, der Anorthoklas (bzw. Orthoklas) zur Oligoklas-Amphibol-Vergesellschaftung, womit erstmalig gezeigt wurde, daß auch die Kalifeldspate neben den Plagioklasen für die Charakterisierung der Mineralfacies als kritische Mineralien große Bedeutung haben.

9. Das relative Altersverhältnis zwischen den tauernkristallinen Mineralneubildungen und der letzten Gesteinsdurchbewegung gestatteten auf Grund von Überlegungen von H. P. CORNELIUS (1940) und jüngsten Ergebnissen der Sedimentpetrographie (H. FÜCHTBAUER, 1958) das Alter der Tauernkristallisation zwischen Alttertiär und unterem Oligozän einzuengen. Gleichzeitig damit ließ sich die Intrusion der heutigen Tonalitgranite als vorlaramisch festlegen. Bei Mitverwertung der Feldeergebnisse, wonach die magmatische Platznahme teilweise noch synorogen zu den letzten großtektonischen Ereignissen geschah, besagt dies, daß die magmatische Immigration wahrscheinlich unmittelbar vor — z. T. noch während — der laramischen Phase erfolgte, also in die Wende Kreide/Tertiär zu stellen ist.

10. Diese Ergebnisse über die Altersbeziehungen wurden noch weiter erhärtet durch einen petrologischen Vergleich der Tauern-Tonalitgranite mit den benachbarten, sicher alpidischen Tonaliten und Graniten des periadriatischen Intrusivbogens. Zu dem Zwecke wurden der Tonalit des Rieserferner Massives, der Tonalit von Lana (bei Meran) und Tonalite aus dem Adamellogebiet (Campo Carlo Magno, Nambronetal) eingehender mikroskopisch und chemisch charakterisiert.

Folgende Befunde konnten daraus abgeleitet werden:

a) Es existieren innerhalb der periadriatischen Intrusiva Tonalite, Adamellite und Granitite, die einem gemeinsamen Bildungsvorgang (magmatische Differentiation oder palingene Vermengung und Differentiation oder beides zusammen) ihre Entstehung verdanken.

b) Aus dem Mineralbestand ist eine magmatische Hauptkristallisation von einer schwachen Sekundärkristallisation zu unterscheiden. Erstere ist durch Zonar-Plagioklase von Bytownit bis Andesin, FeTi-reiche Biotite und in den sauren Typen durch Orthoklas bis Anorthoklas/Mikroklin gekennzeichnet. Die Sekundärkristallisation besteht unter anderem aus Oligoklas, FeTi-ärmerem Biotit, barroisitischer Hornblende, Pistazit, Titanit und Anorthoklas/Mikroklin bis Mikroklin.

c) Bei den Plagioklasen wurde der scharfe Zonarbau mit Rekurrenzen und die zu „Gerüstkernen“ (F. BECKE, 1894) oder Kernringen korrodierten basischen Kerne als Hinweis für hochplutonisches, möglicherweise sogar subvulkanisches Erstarrungsmilieu gedeutet.

d) Weitverbreitete Protoklasen an Plagioklaskernen und Hüllplagioklasen um die Kerne belegen syntektonische Intrusion. Die starken Korrosionen an basischen Kernen sprechen für deren Existenz als Festkörper im intrudierenden Magma.

e) Korrodierte Plagioklaskerne zeigen besonders in saueren Gesteinstypen, wie z. B. im Adamellit und Granit von Lana, durch sekundärmetamorphe Beeinflussung Anfänge von Mikrolithenfüllung, die nach Mineralart und charakteristischer Anordnung als Entmischung und Abbildung der basischen Kerne die Verbindung zu den gefüllten Kernen und Kernringen in den Plagioklasen der Tauern-Tonalitgranite herstellen.

f) Die unterschiedlich deutliche sekundäre Kristallisation wurde auf Grund stärkerer Verbreitung in saueren Gesteinstypen als Folge einer Autometamorphose gedeutet.

g) Die autometamorphe Paragenese ist die gleiche, wie sie in den Tauern-Tonalitgraniten durch die regionalmetamorphe, alpidische Tauernkristallisation entsteht. Diese Tatsache wird als Hinweis gewertet, daß in den Tauern vor der alpidischen Metamorphose Tonalite bis Biotitgranite gleicher Art wie in den Periadriatica vorgelegen haben.

11. Die Gegenüberstellung der mikroskopischen Befunde aus den Gesteinen der Ordnung „Periadriatica“ und der Ordnung „Tauern-Tonalitgranite“ zeigte bezüglich des primärmagmatischen Mineralbestandes und Gefüges weitgehende Übereinstimmung. Ein Vergleich von 5 chemischen und 21 verrechneten Modalanalysen erbrachte das gleiche Resultat für den quantitativen Stoffbestand. Geringe Differenzen im Verhältnis $\text{alk} : \text{c} + \text{fm}$ wurden durch schwache Alkalizufuhr und $\text{c} + \text{fm}$ -Abfuhr während der alpidischen Metamorphose im Tauern-Hauptkamm erklärt.

12. Die Vergleichbarkeit ist wahrscheinlich auch in der zeitlichen Stellung der Intrusionen zur Tektonik gegeben.

Ungleichheit besteht nur darin, daß in den Intrusiva von Lana und den Tonaliten vom Adamello mit Sicherheit die Tauernkristallisation fehlt. Es existiert stattdessen eine mineralparagenetisch vergleichbare, schwache Restkristallisation, die ihresgleichen in den Tauern-Tonalitgraniten haben könnte, aber durch die nachfolgende Tauernkristallisation nicht mehr nachweisbar ist.

13. Die weitgehende Übereinstimmung der Petrogenese in den beiden eng benachbarten Intrusivprovinzen wurde als entscheidendes Argument für die Zusammenfassung der Tauern-Tonalitgranite und Periadriatica zu einem „Tonalit-

Granit-Stamm“ und damit für die alpidische Altersdatierung der Tauern-Tonalitgranite angesehen. Entsprechend diesem Befunde sind die Augen- und Flasergranitgneise zumindest frühalpidisch, wahrscheinlich aber voralpidisch, einzustufen.

14. Der so lange für die gesamten Tauerngranite verwendete Sammelbegriff „Zentralgranitgneis“ (oder „Zentralgneis“) ist daher aus stofflichen wie genetischen Gründen als überholt zu betrachten.

15. Vergleichsmöglichkeiten mit anderen alpinen Bereichen können nunmehr prüfen, inwieweit überhaupt Tonalit-Granit-Magmatismus den alpidischen Plutonismus repräsentiert und die Normalgranite in der Ausbildung als Augen- und Flasergranitgneise einer älteren orogen-magmatischen Epoche angehören.

16. Die Existenz eines alpidischen Magmatismus in den Ostalpen neben verbreiteten, wahrscheinlich voralpidischen sauren Magmatiten ergab neue Aspekte und Anregungen zur Überprüfung der bisher verbreiteten Ansichten über die Metallogeneese in den Ostalpen, unter anderem zur Frage nach einer voralpidischen — z. B. variskischen — Metallisation, weiters über die Herkunft der Metallösungen in den Ostalpen sowie über den genetischen Zusammenhang zwischen alpiner Vererzung und Vererzung der Karpathen und des Balkangebirges.

G. Literaturverzeichnis

- AMSTUTZ, G. C.: „Granitisation“ und Minerallagerstätten, N. Jb. f. Min. M. H., H. 1, Jg. 1957, S. 1—24.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, Bd. 67, 1930, S. 36—52.
- ANGEL, F. und HERITSCH, F.: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Centralblatt f. Min. Geol. usw., 1931, S. 516—527.
- ANGEL, F. und STABER, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min. Petr. Mitt., Bd. 49, H. 2 u. 3, 1957, S. 117—167.
- ANGEL, F.: Unser Erzberg. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, Bd. 75, 1939 a, S. 227.
- ANGEL, F.: Lehrfahrt auf den Steirischen Erzberg. Fortschr. Min. Krist., Bd. 23, 1939 b, S. 54.
- ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Wiss. Jb. d. Univ., Graz, 1940, S. 251—304.
- ANGEL, F. und STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wiss. Alpenvereinshefte, H. 13, Univ. Verlag Wagner, Innsbruck 1952, S. 1—102.
- ANGEL, F.: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. Jb. Geol. B. A. Wien, Bd. 97, 1954, S. 1—16.
- BARTH, T. F. W.: Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations. Journal of Geology, 56, 1948, S. 50—60.
- BEARTH, P.: Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Bern 1952.
- BEARTH, P.: Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. Schw. Min.-Petr. Mitt., Bd. 32, 1952, S. 338—347.
- BECKE, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. Min. Petr. Mitt., N. F. 12, 1892, S. 379—432.
- BECKE, F.: Die kristallinen Schiefer der Alpen (Vortragsbericht). Tscherm. Min. Petr. Mitt., 21, 1902.
- BECKE, F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, 75, 1. Teil, 1903.

BECKE, F. und UHLIG, V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpinmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 1906, S. 1695—1721.

BECKE, F.: Aufnahmebericht im Hochalpinmassiv. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 117, 1908.

BECKE, F.: Aufnahmebericht im Hochalpinmassiv. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 118, 1909.

BECKE, F.: Intrusivgesteine der Ostalpen. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 31, 1912, S. 545—558.

BECKE, F.: IV. Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 75/1, 1913, S. 153—229.

BECKE, F.: Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 36, H. 1 u. 2, 1923, S. 25—41.

BIANCHI, A.: Studi petrografici nell'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, Padova 1934.

BORCHERT, H. und TRÖGER, E.: Zur Gliederung der Erdkruste nach geophysikalischen und petrologischen Gesichtspunkten. Gerlands Beitr. z. Geophys., 62, 1950, S. 101—126.

BORCHERT, H.: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. N. Jb. f. Min. Abh., Bd. 91, 1957, S. 541—572.

BRAITSCH, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. Abh. Hess. Landesamt Bodenforschung, Bd. 18, 1957, S. 21—72.

CATHREIN, A.: Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. N. Jb. f. Min., Bd. I, 1890, S. 71—82.

CHRISTA, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. Geol. d. B. A. Wien, H. 3 u. 4, 1931, S. 533—635.

CLAR, E. und FRIEDRICH, O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. prakt. Geol., 41, 1933.

CLAR, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. Geol. B. A. Wien, 1945, S. 29 ff.

CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, 1953, S. 93—104.

CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rundsch. 1953, S. 107—127.

CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schw. Min. Petr. Mitt., 15, 1935, S. 4—30.

CORNELIUS, H. P.: Referat über Bianchi und Dal Piaz. Verh. Geol. B. A. Wien, 1936, S. 143—148.

CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 92, H. 4 u. 5, 1940, S. 270—312.

CORNELIUS, H. P.: Zur Geologie des oberen Felber u. Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. Ber. Reichst. f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, H. 1 u. 2, 1941, S. 1—7.

CORNELIUS, H. P.: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Min. Petr. Mitt., 54, 1942, S. 178 ff.

CORNELIUS, H. P.: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitz.-Ber. d. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 158, H. 7 u. 8, 1949, S. 543—570.

DAL PIAZ, G.: Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di Monte Croce, Ivigna, Bressanone R. Acc. Lincei, Roma 1931.

DAL PIAZ, G.: Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova, 10, Padova 1934.

DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie II, 2. Abt., Dresden u. Leipzig 1917.

DRESCHER, F. K.: Zur Bildungsweise dioritischer Gesteine. Chemie d. Erde, 15, 1945, S. 299—324.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. Chemie d. Erde, 15, 1945, S. 283—295.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Aus dem Grenzgebiet Magmatisch-Metamorph (mit Beispielen aus Schwarzwald, Odenwald und Alpen). Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 100, 1948, S. 204—212.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. Heidelbg. Beitr. z. Min. u. Petr., 2, 1950, S. 334—377.

ESKOLA, P.: A Proposal for the Presentation of Rock Analyses in Ionic Percentage. *Ann. Acad. Scient. Fenn.*, **28**, 1954.

EXNER, CH.: Tektonik, Feldspat- und Feldspat- und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* (III. F.), Bd. I, H. 3, 1949, S. 197—284

EXNER, CH.: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, V. Teil). *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, (III. F.), Bd. 2, H. 3, 1951, S. 355—374.

EXNER, CH.: *Aufnahmebericht 1953*. *Verh. Geol. B. A. Wien*, H. 1, 1954.

EXNER, CH.: Gneisgranitkerne und Schiefererien der Tauern um Mallnitz. *Carinthia II*, 143, Klagenfurt 1953, S. 171—175.

EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. *Verlag Geol. d. B. A. Wien* 1957, S. 1—168.

FRASL, G.: Die beiden Sulzbachungen. *Jb. Geol. B. A. Wien*, H. 1, 1953, S. 143—192.

FRASL, G.: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). *Anz. österr. Ak. d. Wiss.*, Wien 1953.

FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den Kalifeldspäten einiger Porphyrgneise, Porphyrgneise und Augengneise in Österreich. *Jb. Geol. B. A. Wien*, 1954.

FRASL, G.: *Aufnahmebericht 1954*. *Verh. Geol. B. A.*, H. 1, 1955, S. 22—26.

FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. *Johanneum, Graz, Min. Mitt.*, Blatt 2, 1957, S. 41—63.

FRIEDRICH O.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. *Zeitschr. Berg.-Hütt.-Sal.-Wesen*, **85**, 1937.

FRIEDRICH, O.: Zur Genese ostalpiner Spatmagnesite und Talklagerstätten. *Radex Rundschau*, H. 7, 1951, S. 281—298.

FRIEDRICH, O.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex Rundschau*, H. 7/8, 1953, S. 371—407.

FRIEDRICH, O.: Die Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe. *Carinthia II*, 20. Sonderheft, Klagenfurt 1956, S. 49—67.

FRIEDRICH, O.: Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, **89**, H. 5, 1937, S. 281—283.

FÜCHTBAUER, H.: Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der süddeutschen Vorlandmolasse. Im Druck bei *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*

GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. *Videnskaps selskaps Skrifter, Kristiania*, Nr. 10, 1920.

HABERLANDT, H. und SCHLENER, A.: Die Mineral- und Elementvergesellschaftung, des Zentralgneisgebietes von Badgastein. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* (III. F.), Bd. II, 1951, S. 275 ff.

KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). *N. Jb. Min. Abh.*, Bd. **85**, H. 2, 1953, S. 203—246.

KARL, F.: *Aufnahmeberichte 1952—1956*. *Verhandlungen Geol. B. A. Wien*, H. 1, 1953—1957.

KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. *Jb. Geol. B. A. Wien*, 1954, S. 133—152.

KARL, F.: Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine. *Tscherm. Min.-Petr. Mitt.*, (III. F.), Bd. IV, H. 1—4, 1954, S. 320—328.

KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöblachkonglomerates (Tirol). *Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien*, **48**, 1955, S. 71—87.

KARL, F.: Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem. *Anz. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl.*, Nr. 1, 1956, S. 1—4.

KLEBELSBERG, R. v.: *Geologie von Tirol*. *Verl. Borntraeger Berlin*, 1935.

KÖHLER, A.: Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese. *Tscherm. Min.-Petr. Mitt.*, (III. F.), Bd. I, 1948, S. 51 ff.

KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters). *Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, **141**, 1932, S. 39—66.

KOSSMAT, F.: Die Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpen-tektonik. *Geol. Rundsch.*, **15**, 1924, S. 255—280.

KRAUS, E.: *Die Baugeschichte der Alpen*, I. und II. Teil, 1951.

KRAUS, E.: Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. *Mitt. Geol. Gesellsch. Wien*, **47**, 1956, S. 141—157.

- LEITMEIER, H.: Aus Predazzo II (Schluß). *Min.-Petr. Mitt.*, **52**, H. 6, 1941, S. 283 bis 314.
- LEITMEIER, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiet des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. *Min.-Petr. Mitt.*, **53**, H. 6, 1942, S. 271—329.
- LEITMEIER, H.: Über die Entstehung der Kluftminerale in den Hohen Tauern. *Tscherm. Min.-Petr. Mitt.*, (III. F.), Bd. I, H. 4, 1950, S. 390—413.
- LEITMEIER, H.: Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. *Kober-Festschrift 1953. Skizzen z. Antlitz d. Erde, Geol. Arbeiten, Univ. Wien.*
- LEITMEIER, H.: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? *Jb. Geol. B. A. Wien*, H. 1, 1955, S. 33—66.
- LEITMEIER, H.: Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise“ in den Hohen Tauern und einigen Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenanalysen zu ihrer Lösung. *Tscherm. Min.-Petr. Mitt.*, (III. F.), Bd. V, H. 4, 1956, S. 303—334.
- LÖWL, F.: Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. *Petermanns Mitt.*, 1893.
- MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. *N. Jb. Min. Abh.*, Bd. **85**, H. 1, 1953, S. 59—140.
- MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. *N. Jb. Min. Abh.*, Bd. **90**, H. 1, 1957, S. 39—90.
- METZ, K. (mit H. HELFRICH): *Mitt. des Naturwiss. Vereins f. Steiermark*, Bd. **83**, Graz 1953.
- NOA, W.: Plagioklasumrechnungen am Beispiel eines Gesteinsvergleiches zwischen Tonalitgraniten und Tonaliten in den Ostalpen. *Mineralogische Meldearbeit, Bergakademie Clausthal*, unveröffentlicht.
- OFTEDAHL, CHR.: Studies on the igneous rock complex of the Oslo region; IX. The Feldspars Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademie i Oslo; *I. Math.-Naturv. Kl.*, Nr. 3, 1948, S. 1—71.
- PAULITSCH, P.: Zwei Hornblendens aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe. *Min.-Petr. Mitt.*, (III. F.), Bd. I, 1948, S. 14—18.
- PETRASCHECK, W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. *Comptes Rendus XIV. Congrès Géol. Int., Madrid 1926.*
- PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. *Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, **141**, 1932, S. 159 ff.
- PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. *Jb. Geol. d. B. A. Wien*, 1945, S. 129 bis 149.
- PETRASCHECK, W. E.: Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Südkarpathen und Balkaniden. *Fortschr. d. Geol.*, **14**, H. 47, 1942, S. 132—181.
- PETRASCHECK, W. E.: Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. *Geol. Rundsch.*, **34**, 1944, S. 38—54.
- PETRASCHECK, W. E.: Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Ketten-system. *Sitz.-Ber. d. österr. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I*, **164**, 3. H., 1953, S. 109—130.
- PETRASCHECK, W. E.: Magmatismus und Metallogenese in Südosteuropa. *Geol. Rundsch.*, **42**, 1953, S. 128—143.
- PHILIPSBORN, H. v.: Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. *Ak. Verlagsanst. Leipzig* 1933.
- PILGER, A. und SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). *Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellsch.*, Bd. **110**, 1. Teil, 1958, S. 205—215.
- PREY, S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. *Mitt. Geol. Gesellsch. Wien*, **29**, (F. E. Sueß-Festschrift), 1936, S. 429—454.
- REIN, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. *N. Jb. f. Min., Abh.*, Bd. **84**, 1952, S. 365 bis 435.
- SALOMON, W.: Über das Alter der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. *Extrait des Eglgae geologicae Helvetiae*, Vol. V, Nr. 1, S. 33—38.
- SALOMON, W.: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. *Verl. Alfred Hölder, Wien* 1897.
- SALOMON, W.: Neue Beobachtungen aus dem Gebiet des Adamello und des St. Gotthard. *Sitz.-Ber. preuß. Ak. d. Wiss.*, 1899.
- SANDER, B.: Geologische Beschreibung des Brixner Granits. *Jb. k. k. geol. Reichsanst.*, Bd. **56**, H. 3 u. 4, 1906, S. 707—744.

- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, I. Bericht. Denkschr. d. kais. Ak. d. Wiss. Wien, **82**, 1911, S. 257—319.
- SANDER, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. k. k. geol. Reichsanst., H. 2, 1912, S. 219—288.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen, II. Ostalpin und Lepontin. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1916, S. 223—231.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen, I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. Verh. d. k. k. Reichsanst., 1916, S. 206—215.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht. Jb. Geol. Staatsanst., Bd. **70**, H. 3 u. 4, 1920, S. 273—296.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanst. Wien, H. 3 u. 4, 1921, S. 173—224.
- SANDER, B.: Zur petrographisch-tektonischen Analyse I.—III. Teil. Jb. Geol. B. A. Wien Bd. **74**, **75**, **76**, 1923, 1925, 1926.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixner und Meraner Gebietes. Schlern-Schriften 16, Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1929, S. 1—111.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine, Springer, Wien 1930.
- SANDER, B.: Über Flächen- und Achsengefüge, Mitt. Reichsanst. f. Bodenforsch. Zweigt. Wien 1942.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Teil I u. Teil II. Springer, Wien 1948, 1950.
- SCHARBERT, H. G.: Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). N. Jb. f. Min. Abh., Bd. **90**, H. 2, 1957, S. 135—202.
- SCHUEMANN, K. H.: Metatexis und Metablastesis. Min. u. Petr. Mitt., Bd. **48**, 1937.
- SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsberichte 1954—1956. Verh. Geol. B. A. Wien, 1955 bis 1957.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Mh. N. Jb. f. Min. 1952, S. 47—89.
- SCHÖNENBERG, R.: Plutonismus und Metallisation in der Zipser-Zone (Karpathen). Ein Beitrag zur Altersfrage der Zipser Granite. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. **99**, 1947, S. 175—189.
- SCHULZ, O.: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max), als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. Der Karinth. Folge 37, 1. 10. 1958, S. 277—278.
- SEDERHOLM, J. J.: On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. — Bull. Comm. géol. Finl., **58**, 1923, S. 153. Part II. The Region around the Bäröunds fjärd W of Helsingfors and neighbouring Areas. Ebenda, **77**, 1926, S. 143. Part III. The åland Islands. Ebenda, **107**, 1934, S. 68.
- STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. preuß. Ak. d. Wiss., Nr. 19, 1940.
- STILLE, H.: Das Leitmotiv der geotektonischen Entwicklung. Vorträge d. Ak. d. Wiss., H. 32, Berlin 1949.
- TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
- TRÖGER, E.: Optische Bestimmung gesteinsbildender Mineralien. E. SCHWEIZERBART, Stuttgart 1956.
- TSCHERMAK, G.: Einige Pseudomorphosen. Sitz-Ber. Ak. d. Wiss. Wien, **46**, 1862.
- WEBER, F.: Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min.-Petr. Mitt., **53**, H. 1 u. 2, 1942, S. 1—23.
- WEGMANN, E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundsch., **26**, 1935, S. 305—350.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen speziell des Groß-Venedigerstockes II. Abh. d. II. Cl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss., **XVIII**. Bd., III. Abt., 1894, S. 717—746.
- WEINSCHENK, E.: Die Minerallagerstätten des Groß-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der „Alpinen Minerallagerstätten“. Zeitschr. f. Krystallographie, Bd. **26**, 1896, S. 337—385.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen speziell des Groß-Venedigerstockes III. Abh. d. II. Cl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss., **XXII**. Bd., Abt. II, 1903, S. 263—340.
- WEISSENBACH, N.: Umrechnung von Modalanalysen am Beispiel eines Gesteinsvergleiches zwischen Tonalitgraniten der Hohen Tauern und periadriatischen Tonaliten. Meldearbeit am Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal. Unveröffentlicht.
- WINKLER, H.: Geologische Probleme in den östlichen Hohen Tauern, I. Teil. Jb. Geol. B. A. Wien, 1926, Bd. **76**, S. 245—322.