

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 56 (1976)

Heft: 2

Artikel: Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus
alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs

Autor: Steck, A.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-43687>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 25.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs

Von *A. Steck* (Lausanne) *)

Mit 9 Figuren und 2 Tabellen

Abstract

Albite and oligoclase pairs which crystallized during the tertiary alpine metamorphism of the Carboniferous granites of the Gotthard massif have been studied with an electron microprobe. The results of these chemical analyses allow certain conclusions as to the geometry of the peristerite gap in the T-X-diagram as well as to the recrystallization sequence in these granitic gneisses, during the alpine metamorphism.

Zusammenfassung

In oberkarbonischen Graniten des Aar- und Gotthardmassivs und der Matorelloregion (Zentralalpen), welche während der alpinen progressiven Regionalmetamorphose als Granitgneise rekristallisierten, wurden koexistierende Albite und Oligoklase der Peristeritlücke mit der EMS chemisch analysiert. Die Untersuchung von 58 Gneisproben erlauben Aussagen über die Form der Peristeritlücke im T-X-Diagramm und über die Kristallisationsabfolge der alpin «monometamorphen» Gesteine.

Bisherige Untersuchungen und Problemstellung

In zahlreichen progressivmetamorphen Gesteinsserien wurde ein Sprung in der Plagioklaszusammensetzung zwischen einer Albit (An 0–6)- und einer Oligoklas (An 17–20)-Zone beobachtet und damit die Existenz einer Mischungslücke in diesem Bereich der Plagioklas-Mischkristallreihe bewiesen (BECKE, 1903; ESKOLA, 1920; WISEMAN, 1934; BEARTH, 1958; DE WAARD, 1959; WENK, 1948, 1958, 1962; VOLL, 1968; WENK und KELLER, 1969; STECK, 1971). Bei den zitierten Arbeiten handelt es sich durchwegs um Beschreibungen von metamorphen Hochdruckserien vom Disthen-Sillimanit-Typ. ONO (1969) fand je-

*) Institut de minéralogie, Université, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

doch die Albit-Oligoklas-Diskontinuität auch in einer Niederdruckserie vom Andalusit-Sillimanit-Typ.

BECKE und ESKOLA definierten die Grenze zwischen Epi- und Mesozone bzw. zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies mit dieser Albit-Oligoklas-Diskontinuität.

Der Nachweis einer Mischungslücke im Subsolidusbereich der Plagioklas-Mischkristallreihe gelang etwas später auch beim Studieren von sauren magmatischen Plagioklasen, welche sich bei tiefer Temperatur entmischt. So beschreibt BØGGILD (1924) die als «Peristerite» benannten, bläulichweiss schillernden, sauren Plagioklase magmatischer Gesteine als Albite mit feinen Plagioklaslamellen der kristallographischen Orientierung (081̄).

30 Jahre später bestätigte LAVES (1954) diese für die Feldspatforschung bedeutungsvolle Entdeckung mit Einkristallaufnahmen auch röntgenoptisch. Die von LAVES als Tieftemperatur-Entmischungen gedeuteten Albit-Oligoklas-Verwachsungen wurden von einer Reihe von Kristallographen beschrieben (GAY und SMITH, 1955; BROWN, 1960; RIBBE, 1960). 1969 wiederholte RAITH die Beobachtungen von BØGGILD an Plagioklasen aus alpidisch metamorphen Gneisen der Zillertaler Alpen. Und schliesslich gelang es LORIMER et al. (1974), an demselben Material aus Österreich mit einem hochauflösenden Elektronenmikroskop 50–300 Å breite Entmischungslamellen von Oligoklas der kristallographischen Orientierung (081̄) photographisch abzubilden.

Neben diesen Peristeriten, d. h. bei abnehmender Temperatur entmischten Hochtemperatur-Mischkristallen konnten EVANS (1964) und CRAWFORD (1966) in Meta-Arkosen Albite und Oligoklase nachweisen, welche in einem mehrere Kilometer breiten Geländestreifen bei zunehmendem Metamorphosegrad nebeneinander im Gleichgewicht neu kristallisiert sind.

LAVES, BROWN (1962) und RIBBE (1962) postulierten eine Tieftemperatur-Mischungslücke von asymmetrischer Form in der Plagioklas-Mischkristallreihe zwischen Albit An 2,5 und Oligoklas An 17–30, welche durch die Feldbeobachtungen von CRAWFORD bestätigt wurde. Diesem Solvusmodell stellte ORVILLE (1974) ein Modell gegenüber, in welchem der Peristeritsprung als Gleichgewicht zwischen einer Al/Si-geordneten Tiefalbit- und einer Al/Si-untergeordneten Hochalbit- (bzw. «Hochplagioklas»-) Struktur gedeutet wird.

In den Zentralalpen gelang es WENK und KELLER (1969), den Verlauf der Oligoklasgrenze, welche eine epimetamorphe Albit-Epidot-Amphibolit- von einer mesometamorphen Oligoklas-Epidot-Amphibolit-Zone trennt, zu lokalisieren.

In der vorliegenden Studie wurden Na-Ca-Feldspäte und ihre Paragenesen in alpin progressiv metamorphen Gneisen in einem N-S-Profil durch das Aar- und Gotthardmassiv bis in die nördlichen Tessiner Alpen systematisch analysiert mit der Absicht, die Peristeritlücke genau regional zu erfassen. Das gewählte Profil liegt in einem Gebiet, dessen alpine progressive Metamorphose

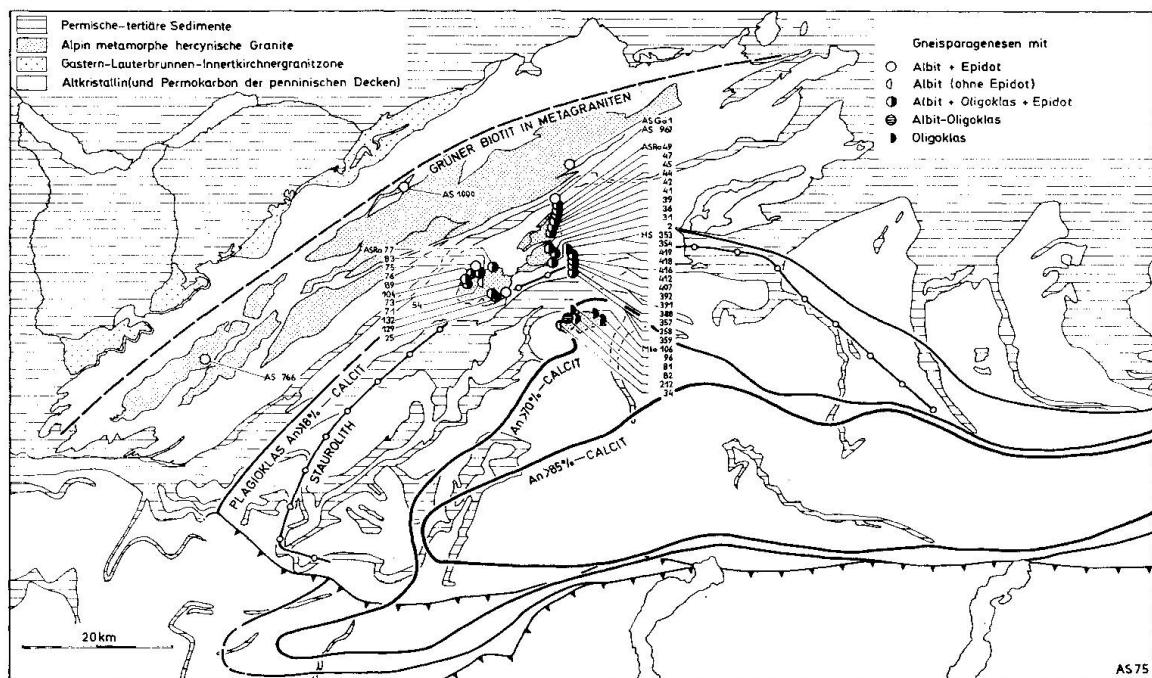


Fig. 1. Fundortkarte der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gneisproben, mit Mineralzonengrenzen für Biotit in Granitgneisen nach STECK und BURRI (1971), für Staurolith nach E. NIGGLI und C. NIGGLI (1965) und für Plagioklas in Calcitparagenesen nach Wenk (1962).

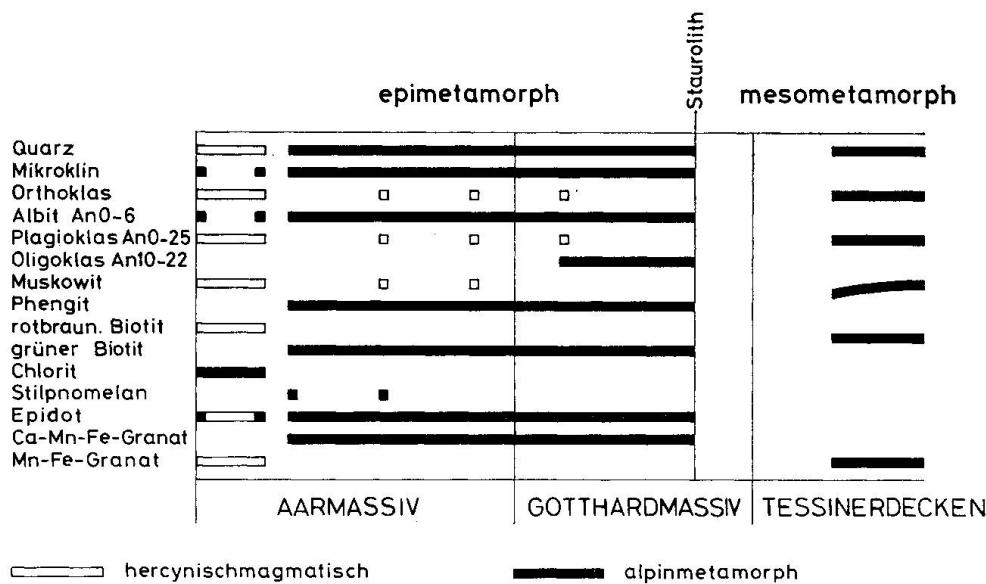


Fig. 2. Verteilung der Granitgneismineralien in den alpinmetamorphen hercynischen Graniten.

bereits durch verschiedene Untersuchungen recht gut bekannt ist (E. NIGGLI und C. NIGGLI, 1965; STECK und BURRI, 1971; FREY, 1974). (Vergleiche Fig. 1.)

Hercynische Granite bzw. ihre alpin metamorphen Derivate, die Granitgneise, sind wesentlich am Aufbau des prätriadischen Sockels im Aar- und Gotthardmassiv und in den Gneisdecken der Tessiner Alpen beteiligt. Diese Gesteine

sind nach den radiometrischen Altersbestimmungen von JÄGER und FAUL (1959), WÜTHRICH (1965), JÄGER und NIGGLI (1964) vor durchschnittlich 270 Millionen Jahren aus einer homogenen Granitschmelze kristallisiert und anschliessend wahrscheinlich nur von der alpinen Metamorphose (bzw. den alpinen Metamorphosen) überprägt worden, wie ich dies mit gefügekundlichen Untersuchungen für die Zentralen Aaregranite nachweisen konnte (STECK, 1966, 1968) und wie eigene Feldbegehungen im Gotthardmassiv ebenfalls ergeben haben. Die relativ konstante chemische und mineralogische Zusammensetzung der Granitgneise bis in den Handstück- und Dünnschliffbereich nach den Publikationen von P. NIGGLI, DE QUERVAIN und WINTERHALTER (1930, 1942, 1956), HÜGI (1956), HAFNER (1958), HOFMÄNNER (1964), STALDER (1964), STECK (1966) erlaubt uns, Proben verschiedenen Ursprungs als annähernd isochemische Metamorphite miteinander zu vergleichen.

Analysenmethoden

Für die chemischen Analysen stand eine ARL-EMX-Mikrosonde im interdisziplinären Mikrosondenzentrum der Universität Lausanne zur Verfügung. Die Messungen wurden gemeinsam mit Herrn G. BURRI und seinem Mitarbeiter Herrn MAHÉ durchgeführt. Als Standardminerale benützten wir Plagioklase der Zusammensetzung An 15 und An 30 von Prof. SCHWANDER vom Mineralogischen Institut der Universität Basel. Die chemische Zusammensetzung der Standardproben unterscheidet sich so wenig von den untersuchten Feldspäten, dass bei der Berechnung der Analysen keine Massenabsorptions-Korrekturen durchgeführt werden mussten. Dies konnte durch direkten Vergleich der beiden Standards nachgewiesen werden. Es wurden die Elemente Ca, Na und K gemessen bei einer Spannung von 15 kV, einer Stromstärke von 30 nA und einer Elektronenstrahlbreite von 1μ . Um die Verdampfung der Alkalien während der Bestrahlung zu minimalisieren, wurde die Probe jeweils mit einer konstanten Geschwindigkeit von $10\mu/\text{Min.}$ unter dem Elektronenstrahl bewegt, wobei die Impulse über eine Strecke von jeweils 3μ registriert wurden. Mit dieser Methode gelingt es, kontinuierliche chemische Profile durch benachbarte Mineralkörper, z. B. Albit-Oligoklas-Paare, zu messen (Fig. 6). Solche Profile sind aufschlussreicher als punktförmige Messstellen: der zonare Aufbau der Plagioklase kann dabei genau erfasst werden und nicht brauchbare Impulsraten, welche mit Löchern in der polierten Oberfläche oder kleinsten Fremdmineraleinschlüssen zusammenfallen, können meist leicht erkannt und eliminiert werden. Der Zonarausbau eines Minerals widerspiegelt seine zeitliche Entwicklungsgeschichte. Aus diesem Grunde wurden alle Impulsraten je 3μ Messstrecke einzeln ausgewertet und nur ausnahmsweise innerhalb von chemisch homogenen Bereichen auch Mittelwerte von mehreren Messraten gebildet. Ich bin der Ansicht, dass Mittel-

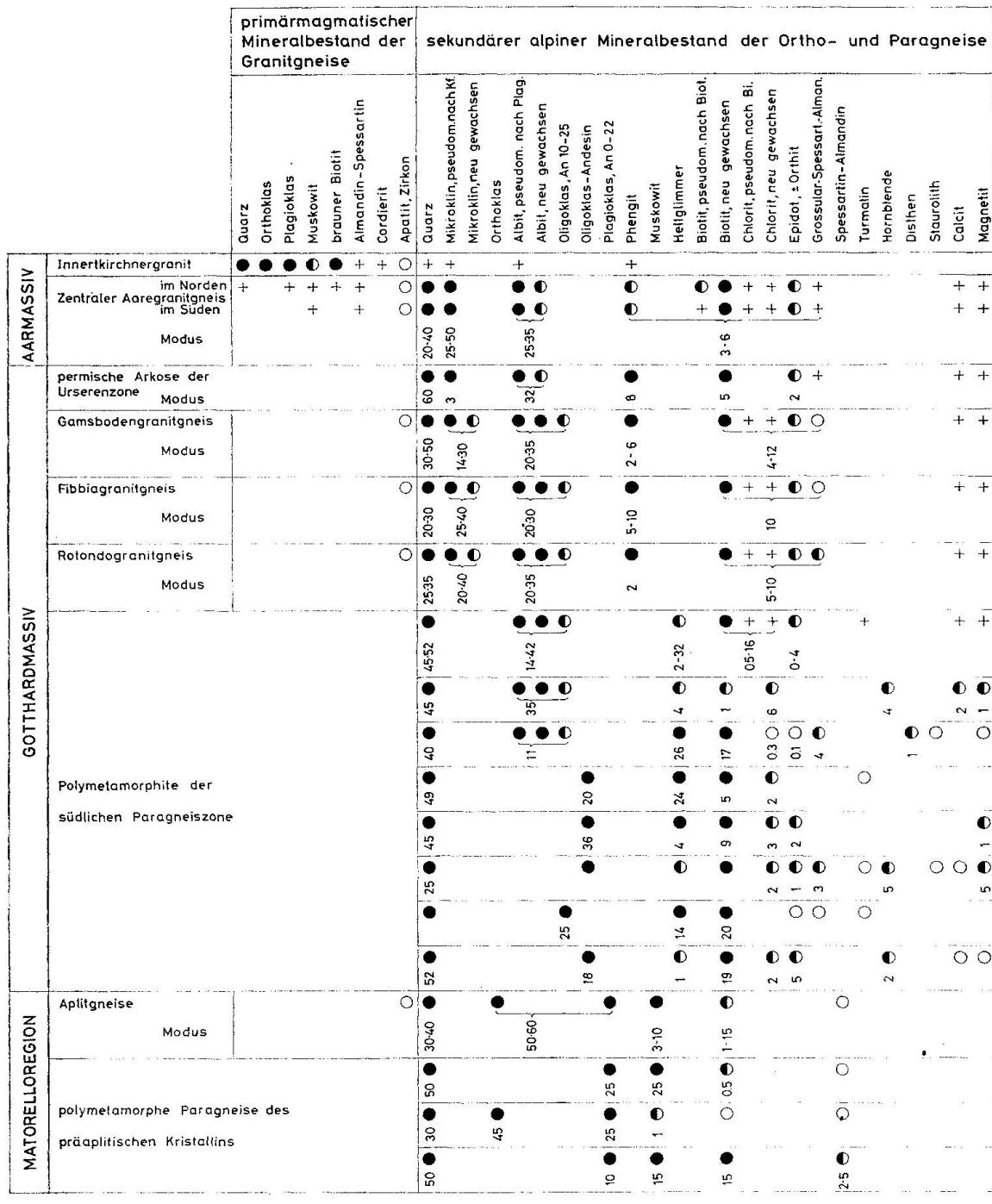


Fig. 3. Mineralgesellschaften der untersuchten Gneistypen.

werte aus einer grössern Zahl von Punktanalysen in den durchwegs zonar gebauten Plagioklasen zwar – wie dies CRAWFORD (1966) gezeigt hat – ein verführerisch einfaches, jedoch falsches Bild ergeben (vgl. S. 287).

Ausser mit der Elektronenmikrosonde wurden einige Plagioklase auch auf dem Universaldrehtisch vermessen und mit Schwereflüssigkeiten getrennte Plagioklasfraktionen mit dem Röntgendiffraktometer bzw. einer Guinier-Kamera untersucht.

Die alpin metamorphen Gneise und ihre Paragenesen

Auf Figur 3 sind die Mineralgesellschaften der untersuchten Gneistypen mit von oben nach unten zunehmendem Metamorphosegrad dargestellt. In diesem N-S-Profil durch Aar- und Gotthardmassiv lassen sich die folgenden alpinen Plagioklaszonen ausscheiden.

DIE ALBITZONE

Am Nordrand des Aarmassivs befinden wir uns nach den Untersuchungen an pelitischen und mergeligen Sedimenten des Helvetikums ungefähr im Grenzbereich der Anchi- und Epi-Zone (FREY, 1974).

Im Innertkirchnergranit, einem Granat- und Cordierit-führenden Migmatitgranit, wahrscheinlich hercynischen Alters, ist der primärmagmatische Mineral-



Fig. 4. Dünnschliffskizze einer Zentralen Aaregranitgneis-Probe mit saussuritisiertem Plagioklas (= Albit mit Einschlüssen von Phengit und Epidot), perthitischem Kalifeldspat und links im Bilde einem Haufwerk von Phengit, Biotit und Epidot, welche auf einer Scherzone neu kristallisiert sind.

bestand noch weitgehend als solcher erhalten. Vorläufig bleibt die Frage offen, ob der sekundär nach Biotit kristallisierte Chlorit, der feinschuppige Serizit in den Plagioklasen, die Albtsäume um letztere und als sekundäre Rissfüllungen, sowie der Epidot als Produkte der in dieser Region noch sehr schwachen alpinen Metamorphose oder als Zeugen einer präalpinen Diaphtorese zu betrachten sind. Nur 5 km weiter südlich, in den Zentralen Aaregranitgneisen, ist der Mineralbestand weitgehend den physikalischen Bedingungen der alpinen Regionalmetamorphose angepasst worden (Fig. 4).

In dieser schwächstmetamorphen Zone tritt der Albit in sehr verschiedener Weise auf:

- a) pseudomorph nach präexistierenden, nun saussuritisierten Plagioklasen;
- b) als einschlussfreier Anwachssaum um diese Altkörper;
- c) im Kalifeldspat entweder als perthitische Entmischungskörper oder
- d) letzteren fleckenweise oft Schachbrettalbit-artig verdrängend;
- e) und schliesslich in neuen Kristallen in einem mehr oder weniger polygonalen Mosaikgefüge in blastomylonitischen Zonen des Granitgneises oder zusammen mit Quarz, seltener auch Biotit und Phengit als Fasern parallel L_1 (STECK, 1968) im Druckschatten von Kalifeldspat- oder Albitporphyroklasten. Gelegentlich beobachtet man auch Pseudomorphosen von Albit nach Granitbiotit.

Der molekulare Anorthitgehalt dieser Albite variiert zwischen An 0–3, selten bis An 5. Der molekulare Orthoklasgehalt liegt unter 0,5% Or, d. h. im Bereich der Fehlergrenze der Mikrosondenanalyse.

Relikte von nicht alpin umgewandelten Oligoklasen sind in den Gneisen des Aarmassivs sehr selten (STALDER, 1964; STECK, 1966) und konnten in den mit der Mikrosonde analysierten Proben nicht nachgewiesen werden.

Die gleiche alpine Albitparagenese wie in den Zentralen Aaregranitgneisen wurde in permischen Arkosen der Urserenzone bestimmt.

DIE ALBIT + OLIGOKLASZONE

In dieser Zwei-Plagioklaszone, welche sich geographisch mit dem präpermischen Kristallin des Gotthardmassivs deckt, findet man

- a) Mineralgesellschaften mit Albit allein in Ca-armen Granitgneisen,
- b) Albit und Oligoklas nebeneinander in normalen Granitgneisen und
- c) nur Oligoklas-Andesin in den Ca-reichen Glimmerschiefern und Gneisen des Altkristallins.

In den Granitgneisen tritt der Albit in den gleichen Typen auf wie in den schwächer metamorphen Zentralen Aaregranitgneisen. Ausserdem erscheint

jetzt erstmals als alpine Neubildung ein Oligoklas in kleinen, einschlusselfreien und xenomorphen Körnern als Zwickelfüllung zwischen präexistierenden, nun saussuritisierten Plagioklasen und perthitischen Mikroklinen, aber auch gemeinsam mit alpin neu kristallisierten Albiten, Mikroklinen, Phengiten und Biotiten in einem feinkörnigen, xenomorphen, granoblastischen Gefüge (Fig. 5). Da die saussuritisierten Plagioklase nur sehr selten Oligoklasflecken enthalten, vermute ich, dass in der zeitlich progressiven alpinen Metamorphose zuerst Albit und erst bei höherer Metamorphosetemperatur Oligoklas neben Albit neu kristallisierte. Und zwar in der Regel nicht den Albit verdrängend, sondern sich an Stelle der schon kristallisierten Al-haltigen Silikaten Phengit, Biotit oder Epidot neu bildend. Dies dürfte mit der relativ kleinen Diffusionsgeschwindigkeit der Aluminiumionen zusammenhängen (CARMICHAEL, 1969).

Phengit als Einschluss von saussuritisierter Plagioklas, welcher später von Oligoklas pseudomorph verdrängt wurde, wie dies MORTEANI et al. (1974) aus den Tauerngneisen beschreiben, konnte ich nicht mit Sicherheit nachweisen.

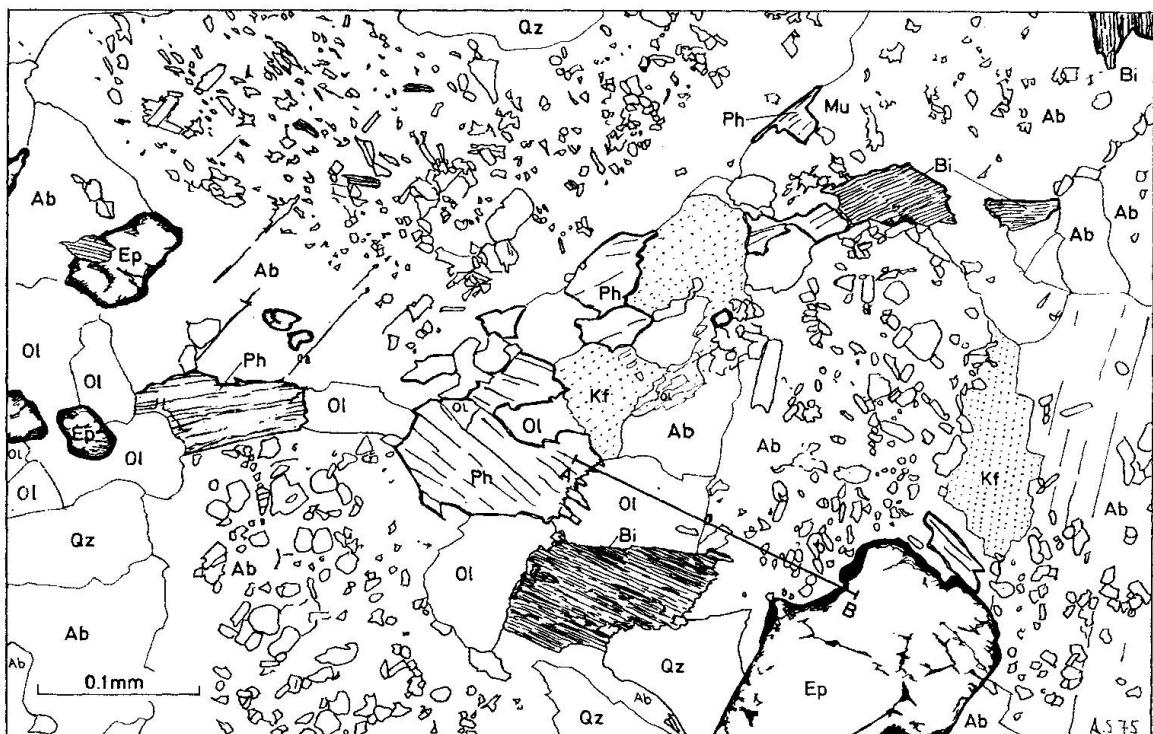


Fig. 5. Dünnschliffskizze der Rotondogranitgneisprobe AS Ro 132. Das präexistierende magmatische Plutonitgefüge ist an den Albitpseudomorphosen nach präexistierenden, hypidiomorphen Granit-Plagioklasen noch gut zu erkennen. Als Umwandlungsprodukte enthalten diese «gefüllten Feldspäte» Phengit, Biotit, Epidot und selten Granat. Auf den Korngrenzen der präexistierenden Altkörper sind später, d. h. während der progressiven Metamorphose, Quarz, Oligoklas, Albit, Phengit, Biotit und Epidot in einem polygonalen Gefüge und eindeutig grobkörniger als die bei niedriger Temperatur zuerst gewachsenen Phengite, Biotite und Epidote in den saussuritisierten Plagioklasen neu kristallisiert. Beim Betrachten eines solchen typischen Orthogneisgefüges ist es mir ein Rätsel, wie HAFNER (1958) und andere den Rotondogranit als unmetamorphes Tiefenstein bezeichnen konnten.

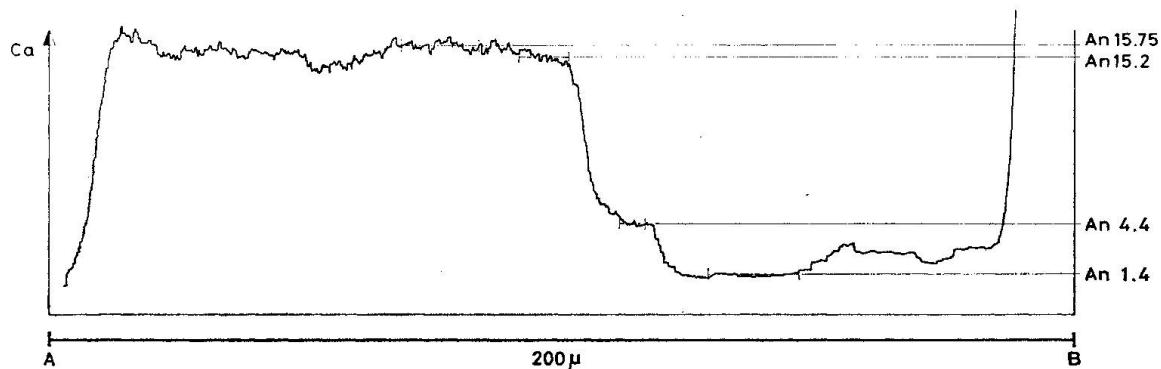


Fig. 6. Mikrosondenprofil A-B durch Albit-Oligoklas-Paar in Rotondogranitgneis-Probe AS Ro 132 (vgl. Fig. 5).

DIE PLAGIOKLASZONE

In den Matorello-Aplitgneisen und -Meta-Arkosen bestimmten wir mit der Mikrosonde alle möglichen Plagioklas-Chemismen zwischen Albit in Ca-armen Meta-Apliten und Oligoklas-Andesin in granodioritischen Gneistypen. In diesen Gneisen der Amphibolitfazies scheint keine Mischungslücke mehr zwischen Albit und Oligoklas zu bestehen.

Die Albit-Andesine der Granitgneise treten in Form von xenomorphen Blasen auf und bilden im Dünnschliff mit den übrigen Paragenesepartnern ein xenomorphes, grano- bis lepidoblastisches Gneisgefüge. Nur selten vermutet man Pseudomorphosen nach präexistierenden, hercynischen Plagioklasen.

Diskussion der Analysenresultate

(Tabelle 1 und Fig. 7)

In manchen Publikationen werden die Paragenesen von progressivmetamorphen Serien als das Produkt des jeweils höchsten Metamorphosegrades, welcher in einem Gestein erreicht wurde, betrachtet. Eine solche Modellvorstellung mag für Gesteine der höheren Amphibolitfazies und der Granulitfazies auch mehr oder weniger zutreffen. Plurifazielle Metamorphite, wie sie ROEVER et al. (1964) aus den betischen Kordilleren, VAN DER PLAS (1959), BEARTH (1967) und DAL PIAZ et al. (1972) aus den Westalpen beschreiben, zeigen, dass in Metamorphiten der Epi- und Mesozone und besonders bei kleinen Temperaturgradienten in ein und derselben Gesteinsprobe oft «gemischte» Paragenesen auftreten. Ausserdem zeigen sorgfältige Dünnschliffuntersuchungen in sogenannten *monofaziellen Metamorphiten* der Zentralalpen, dass auch hier Mineralien nebeneinander auftreten, welche zeitlich nacheinander und unter variierenden thermodynamischen Bedingungen (T , P , X_{fluid}) kristallisiert sein müssen, d. h. eigentliche Ungleichgewichts-Mineralgesellschaften darstellen. So gelang es uns vor

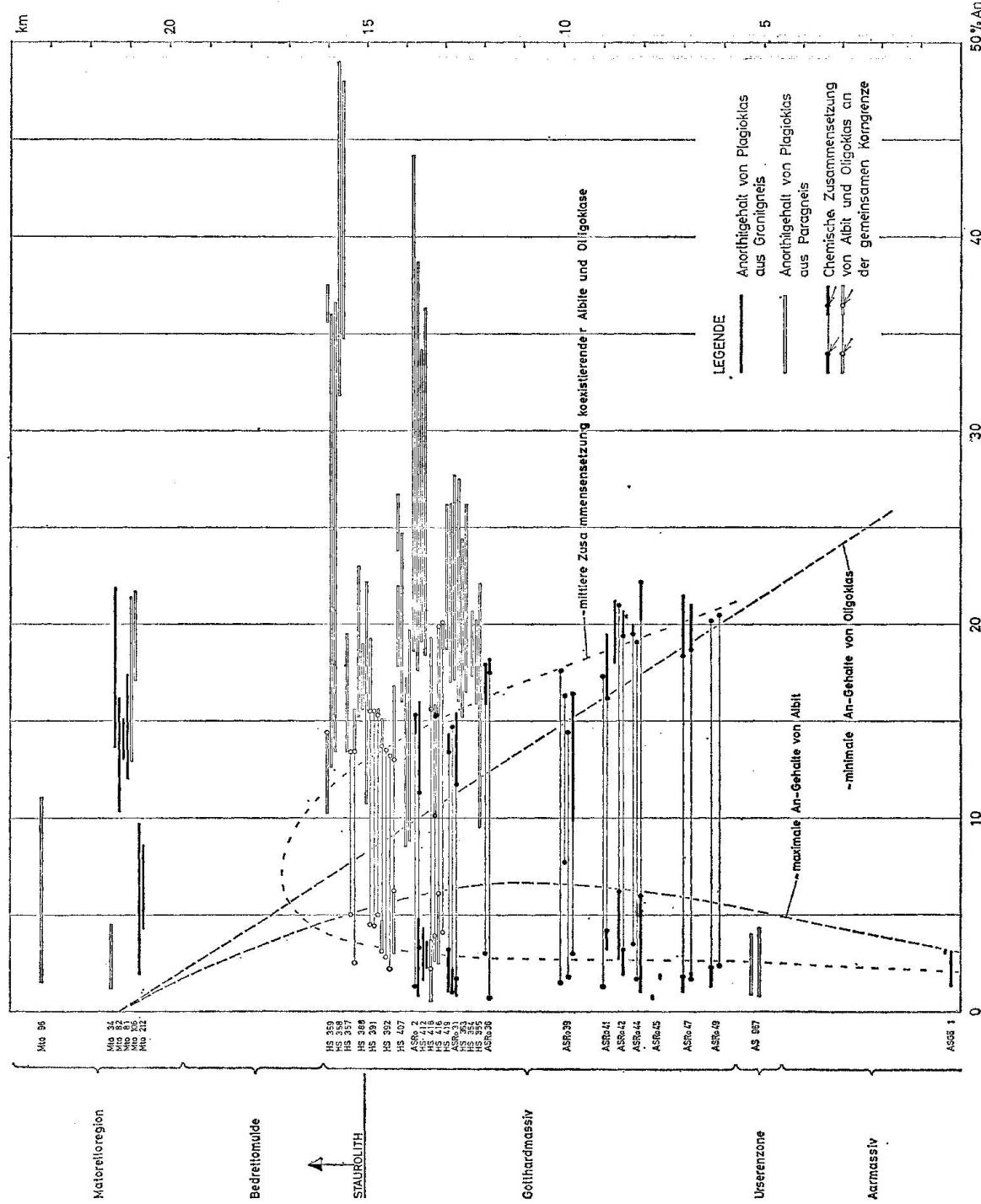


Fig. 7. Chemische Zusammensetzung von Plagioklasen aus alpinen Gneisen aus dem Profil: Gösschen-Matorelloregion.

Tabelle 1. *Plagioklas-Analysen und -Mineralgesellschaften von alpinen Gneisen aus dem Profil Göschenen-Matorello*

Proben Nr.	Gestein/Koordinaten	Mineralgesellschaft	Mikrosondenanalyse (Mol.-% An)	Röntgen- analyse (Mol.-% An)	U-Tisch- analyse (Mol.-% An)
AS Gö 1 688.200/168.700/1120	Zentraler Aaregranitgneis	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr	1,3-3,1 3-3,2	1,3-3,1 3-3,2	1,3-3,1 3-3,2
AS 967 Urserenzone	Metaarkose aus Perm der Urserenzone	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr	0,8-4,3 0,9-4,0	0,8-4,3 0,9-4,0	0,8-4,3 0,9-4,0
AS Ro 49 686.240/163.760/1460	Metaarkose aus Alt-kristallin des Gotthardmassivs	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,4 1,3-2,3 (IZ)	20,5 20,2	2,6
AS Ro 47 686.330/162.070/1670	Gamsbodengranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,0-1,7 (NZ) 1,0-1,8 (IZ)	18,7-21 18,4-21,5	18,7-21 18,4-21,5
AS Ro 45 686.170/161.300/1720	Gamsbodengranitgneis	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Gr	0,7 (Perthitalbit) 1,8	0,7 (Perthitalbit) 1,8	0,7 (Perthitalbit) 1,8
AS Ro 44 686.000/160.760/1790	Gamsbodengranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	1,0-6 (IZ) 1,7	22,2-20,2 (IZ) 19,1	22,2-20,2 (IZ) 19,1
AS Ro 42 685.760/160.420/1830	Gamsbodengranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	1,0-3,2 (IZ) 1,7	19,4-20,7 (NZ) 13,5-20,4	19,4-20,7 (NZ) 13,5-20,4
AS Ro 41 685.760/160.020/1870	Gamsbodengranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,7-6,2 (IZ) 3,2-4,2	21 1,3	21 1,3
AS Ro 39 685.860/159.080/1940	Gamsbodengranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	3,0 1,8	16,4-9,8 (IZ) 14,4	16,4-9,8 (IZ) 14,4
HS 355 688.120/156.790/2180	Fibbiagranitgneis Schmitzengneis der Giubine-serie	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	7,7 7,7 1,5	16,3 17,6	16,3 17,6
AS Ro 36 686.180/157.030/2110	Fibbiagranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	0,7 3,0	17,5-18,2 (NZ) 17,9-15,8 (IZ)	17,5-18,2 (NZ) 17,9-15,8 (IZ)
HS 355 686.300/156.100/2060	Fibbiagranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	0,8-1,7 (IZ) 1,0-2,2 1,0-3,2	22,1- 9,5 (IZ) 21,7-17,3 (IZ) 15,9-21,2	22,1- 9,5 (IZ) 21,7-17,3 (IZ) 15,9-21,2
AS Ro 31 686.300/156.100/2060	Fibbiagranitgneis	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	0,8-1,7 (IZ) 1,0-2,2 1,0-3,2	11,7-15,4 (NZ) 14,7 13,4-14,3	11,7-15,4 (NZ) 14,7 13,4-14,3

Tabelle I (Fortsetzung)

Proben Nr.	Gestein/Koordinaten	Mineralgesellschaft	Mikrosondenanalyse (Mol.-% An) Oligoklas- Andesin	Röntgen- analyse (Mol.-% An)	U-Tisch- analyse (Mol.-% An)
HS 353	Schmitzengneis der Giubine- serie 688.100/1156.220/2160	Qz, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr, Tu	Albit 11,8 16,5–26,2 (IZ) 15,2–24,4 (IZ) 16,2		
HS 354	Soresciagneis, Zweiglimmer- oligoklasgneis 688.170/1156.130/2180	Qz, Olig, Ph, Bi		27,5–16,5 (IZ) 27,7–17,1 (IZ) 26,2–17,0 (IZ) 18,7–26,2	
HS 419	Zweiglimmer-Albitoligoklas- gneis der Pratoserie 689.100/1155.980/2365	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep	4,1 2,5–6,1	20,1–18,7 (IZ) 15,3–19,9	
AS Ro 2	Rotondogranitgneis 686.400/1155.340/2040	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,2–3,6 1,6–4,3 0,8–4,8–3,2	16,2–19,9 11,3–16,0 (NZ) 15,3	2
HS 418	Zweiglimmer-Albitoligoklas- gneis der Pratoserie 689.100/1155.950/2360	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep	1,2 2,6–3,6 (IZ)	10,0–15,8 (NZ)	
HS 416	Zweiglimmer-Albitoligoklas- gneis der Pratoserie 689.100/1155.760/2380	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep	0,5–3,7–2,2	15,6–18,3	
HS 412	Hornblende-Zweiglimmer- plagioklasgneis der Pontino- zone, Tremolaserie 689.100/1155.600/2250	Qz, Plag, Ph, Bi, Ep, Hbl		36,3–18,4 (IZ) 34,3–19,1 38,7–17,6 (IZ) 38,4–20,8 (IZ) 19,2–39,6	
HS 407	Zweiglimmer-Plagioklasgneis der Pontinozone, Tremola- serie 689.140/1155.080/2050	Qz, Plag, Ph, Bi, Ep		18,6–39,6–44,2 20,8–19,5 (IZ) 8,8–19,7 8,5–18,2 16,0–24,7 18,8–21,7 17,8–22,0	
HS 392	Zweiglimmer-Albitoligoklas- gneis der Nelvazone, Tremolaserie 689.170/1154.400/1500	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Tu, Cc, Erz	3,9–6,2 2,2 2,8 4,7–3,1	13,0–16,8 13,2 13,5 8,7–15,1 (NZ) 10,5–13,8	

HS 391	Hornblendende-Zweiglimmer-Albitoligoklasgneis der Nelvazone, Tremolaserie 689.220/154.360/1460	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Hbl, Ce, Erz	5,0 4,4 4,5	15,3-15,6 15,5 15,5-19,2 (NZ)
HS 388	Staurolith-Disthen-Granat-führender Zweiglimmer-Albitoligoklasgneis der Nelvazone Tremolaserie 689.320/154.130/1320	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Gr, Di, St, Erz, Ap	5,8	10,7-17,9-22,2 19,0-15,6 (IZ) 21,0-15,2 (IZ)
HS 359	Epidot-Zweiglimmer-Albitoligoklasgneis 689.270/153.940/1230	Qz, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Tu, Erz	2,5 5,0	15,4-26,4-27,5 13,4-19,5 13,4-15,6 13,4 24,9-14,9 (IZ) 16,5-24,0 13,5 49,0-31,8 (IZ) 48,0-34,7
HS 358	Staurolith-Granat-Hornblendeführender Zweiglimmer-Plagioklasgneis der Nelvazone, Tremolaserie 689.270/153.940/1230	Qz, Plag, Ph, Bi, Hbl, Gr, St, Tu, Erz		13,4-36,6 12,6-36,0 10,2-14,4 35,6-37,5 4,3-8,6 1,9-9,7
HS 357	Zweiglimmer-Plagioklasgneis der Nelvazone, Tremolaserie 689.270/153.940/1230	Qz, Plag, Ph, Bi, Chl, Tu		13,4-36,6 12,6-36,0 10,2-14,4 35,6-37,5 3
Mto 212	Albitgranatgneis der Matorelloregion bei Costa dei Laghetti	Qz, Or, Alb, Mu, Bi, Gr		4,3-8,6 1,9-9,7
Mto 106	Granat-Zweiglimmer-Orthoklasplagioklasgneis der Matorelloregion bei Costa dei Laghetti	Qz, Or, Olig, Mu, Bi, Gr		12,9-21,4 17,1-21,7 14
Mto 81	Aplitgranatgneis der Matorelloregion bei Costa dei Laghetti	Qz, Or, Olig, Mu, Bi, Gr	12,0-17,4	15
Mto 82	Aplitgranatgneis der Matorelloregion bei Costa dei Laghetti	Qz, Or, Olig, Mu, Bi, Gr		10,3-16,2 13,6-22,0 16,5 22-10 (IZ) 17- 9 (IZ) 22-17 (IZ)
Mto 34	Granat-Zweiglimmer-Orthoklasalbitgneis der Matorelloregion bei Costa dei Laghetti	Qz, Or, Alb, Mu, Bi, Gr	1,2- 4,6	0-6 2,5
Mto 96	Granat-führender Zweiglimmer-Orthoklasalbit-Oligoklasgneis der Matorelloregion, Nordende Sambuceose	Qz, Or, Alb-Olig, Mu, Bi, Gr	1,5-11,0	12,5 0-17,5

Tabelle 2. Analysen von Plagioklasen aus Granityeisen des Aar- und Gotthardmassivs, welche nicht in Tabelle 1 enthalten sind.

Proben Nr.	Gestein/Koordinaten	Mineralgesellschaft	Mikrosondenanalyse (Mol-% An) Albit	Röntgenanalyse (Mol-% An)
AS Gö 2	Zentraler Aaregranitgneis 688.200/168.700/1120	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr		1
AS 224	Zentraler Aaregranitgneis 639.750/138.960/2990	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr		3
AS 436	Zentraler Aaregranitgneis 641.200/139.700/3050	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr		0
AS 451	Zentraler Aaregranitgneis 641.600/139.400/2880	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr		0
AS 659	Zentraler Aaregranitgneis 640.950/139.000/2820	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr		0
AS 766	Zentraler Aaregranitgneis 639.660/141.570/2560	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr	1,9-2,9	2
AS 767	Zentraler Aaregranitgneis 639.660/141.570/2560	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr		2
AS 1000	Zentraler Aaregranitgneis 666.000/165.800/1150	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr, Stilp	1,3	1
AS Ro Al	Rotondogranitgneis bei Piode Borel	Qz, Mi, Ph, Bi, Gr		1,5
AS Ro 19	Rotondogranitgneis, 680.610/152.410/2320	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Gr	0	0
AS Ro 21	Rotondogranitgneis, 680.200/152.050/2420	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Gr		2,5
AS Ro 25	Rotondogranitgneis, 680.130/151.170/2300	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Ep, Gr	1,0-1,9	2,5
AS Ro 54	Rotondogranitgneis, 677.020/152.530/2300	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Gr	2,8	
			2,5-3,2 (Perthitalbit) 2,2-2,5 (Perthitalbit)	
			2,5-5,7	
AS Ro 64	Rotondogranitgneis, 678.450/153.000/2640	Qz, Mi, Alb, Ph, Bi, Gr		3
AS Ro 69	Rotondogranitgneis, 675.960/151.260/2110	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,5 1,9-1,6 3,4-2,2 1,8-3,6 2,4-3,7 4,7-2,5	15,9 13,1 13,1 15,2 15,4 16,2-17,6

AS Ro 71	Rotondogranitgneis, 675.260/151.850/1970	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,3-2 1,8-2 1,6-2 1,6-2
AS Ro 73	Rotondogranitgneis, 674.920/152.070/1880	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	1,5-3,7 12,4-16,1 13,9-16,7
AS Ro 75	aplitischer Hornblende-Granat-Epidot-Albitgneis aus Altkristallin des Gotthard-massivs, 675.840/154.280/2420	Qz, Alb, Ep, Ho, Gr	2,4-4,2
AS Ro 76	aplitischer Hornblende-Granat-Epidot-Albitgneis aus Altkristallin des Gotthard-massivs, 675.840/154.280/2420	Qz, Alb, Ep, Ho, Gr	1,5-1,6 1,4 1,4-2,4 1,4-1,6
AS Ro 77	Rotondogranitgneis, 677.560/154.270/2860	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	1,6-2,7 1,9-3,3
AS Ro 83	Rotondogranitgneis, 676.370/153.920/2480	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,9-1,5-1,7 2,5-3,0 7,4
AS Ro 89	Rotondogranitgneis, 675.800/153.570/2240	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,2-5,5 2,3-3,4 3,1 4,6-3,5 3,1 12,2 8,1
AS Ro 104	Rotondogranitgneis 674.840/152.880/1970	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	2,2 2,3 3,9-4,6 4,3 3,6-5 5,8-4,5 14,9-12,5 (IZ)
AS Ro 129	Rotondogranitgneis, 678.480/150.780/2440	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	18,4-20,2 17,7-18,4 17,5-18,5
AS Ro 130	Rotondogranitgneis, 678.480/150.780/2440	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	15,6 10,5-15,6 18,0
AS Ro 132	Rotondogranitgneis, 677.970/150.860/2670	Qz, Mi, Alb, Olig, Ph, Bi, Ep, Gr	1,3 1,3-2,8 1,4-4,4 1,5-2,3 15,0 15,2-15,8 15,7

einigen Jahren, in einem Rotondogranitgneis Verwachsungen von zwei alpinen Granatgenerationen in Form eines korrodierten Kernes und eines idiomorphen, skelettartigen Anwachssaumes nachzuweisen (STECK und BURRI, 1971). Die mikroskopischen Beobachtungen und die chemischen Analysen mit der EMS zeigen, dass es sich bei den epimetamorphen Granitgneisen der Zentralalpen durchwegs um solche Ungleichgewichts-Mineralgesellschaften handelt: die Minerale sind zeitlich nacheinander und in der Regel chemisch zonar kristallisiert. Wollen wir die thermodynamischen Metamorphosebedingungen verstehen, so müssen wir auch die Entwicklungsgeschichte dieser Granitgneise und ihrer Minerale analysieren.

In den Granitgneisen der nördlichen Zentralalpen beobachteten wir mit zunehmendem Metamorphosegrad zwischen Innertkirchen im nördlichen Aarmassiv und der Matorelloregion in den nördlichen Tessiner Alpen folgende Entwicklung der Mineralgesellschaften:

In den Innertkirchner Granitgneisen, in der niedrigen Epizone der alpinen Regionalmetamorphose, wurden die Plagioklase als Albite bis Oligoklase der Zusammensetzung An 6–22 bestimmt. Wir wissen jedoch nicht, ob es sich bei diesen unter dem Mikroskop aus einer einzigen Phase bestehenden Feldspäten, deren chemische Zusammensetzung mit der Peristeritlücke zusammenfällt, vielleicht um submikroskopisch entmischte Peristerite handelt.

Ungefähr beim Biotitisograd in Granitgneisen wurden die Granitplagioklase saussuritisiert, d. h. in Albit mit Einschlüssen von Epidot und Phengit umgewandelt (Fig. 4). Es entstand eine wahrscheinlich stabile Paragenese von

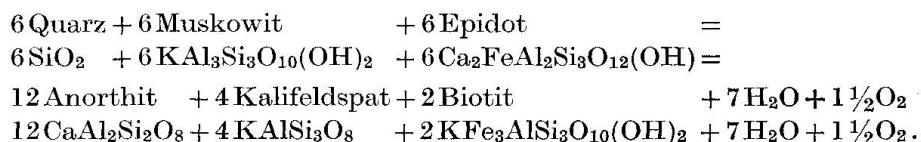
Quarz, Mikroklin, Albit, Phengit, Biotit, Epidot
(± Magnetit ± Granat).

Die gleiche Paragenese beobachteten wir auch in einer Meta-Arkose des Permokarbons der Urserenzone (Probe AS 967).

Ungefähr 1 km weiter südlich in einer Meta-Arkose aus dem Altkristallin des Gotthardmassivs (AS Ro 49) und im anschliessenden Gamsbodengranitgneis (AS Ro 47) kristallisierte nun als seltene Zwickelfüllung auf Korngrenzen neu ein Oligoklas neben den meist homogenen in Albit, Phengit und Epidot ± Granat umgewandelten magmatischen Plagioklasen (Fig. 5). Es ist offensichtlich, dass zuerst bei tiefer Metamorphosetemperatur aller präexistierender Plagioklas saussuritisiert wurde und erst später bei höherer Temperatur auch Oligoklas neu entstand. Dieser Oligoklas der Zusammensetzung An 20–21 koexistiert mit Albit An 2 in der Mineralgesellschaft:

Quarz, Mikroklin, Albit, Oligoklas, Phengit, Biotit,
Epidot ± Granat ± Fluorit.

Wir können uns folgende schematisierte Anorthitmolekül-bildende Mineralreaktion vorstellen:



Wenn wir beim Betrachten dieser Reaktionsgleichung berücksichtigen, dass nicht Muskowit, sondern Phengit an der Reaktion beteiligt ist, der Biotit auch Mg und Fe^{2+} -Ionen enthält und die Hydroxylionen in den beiden Glimmern und dem Epidot teilweise durch F^- -Ionen ersetzt sein können, geht klar hervor, dass diese Reaktionsgleichung polyvariant ist.

Im T-X-Diagramm tritt nun Oligoklas erstmals an der Stelle auf, wo eine Anorthitmolekül-bildende Dehydratationsreaktionskurve vom Typ der oben besprochenen Gleichung die Peristerit-Mischungslücke schneidet (Fig. 8). An welcher Stelle auf der monovarianten Begrenzungslinie der Peristeritsolvus bzw. der Tiefalbit/Hochalbitlücke dieser Schnittpunkt liegt, ist nicht bestimmt.

Folgen wir nun der Gotthardstrasse weiter nach Süden, so finden wir im Gamsboden- und im anschliessenden Fibbia- und Rotondo-Granitgneis die gleiche Mineralgesellschaft, mit dem Unterschied allerdings, dass nun mit zunehmendem Metamorphosegrad einerseits der Anorthitgehalt des Oligoklas stetig abnimmt, andererseits dessen chemische Variation im Anorthitgehalt

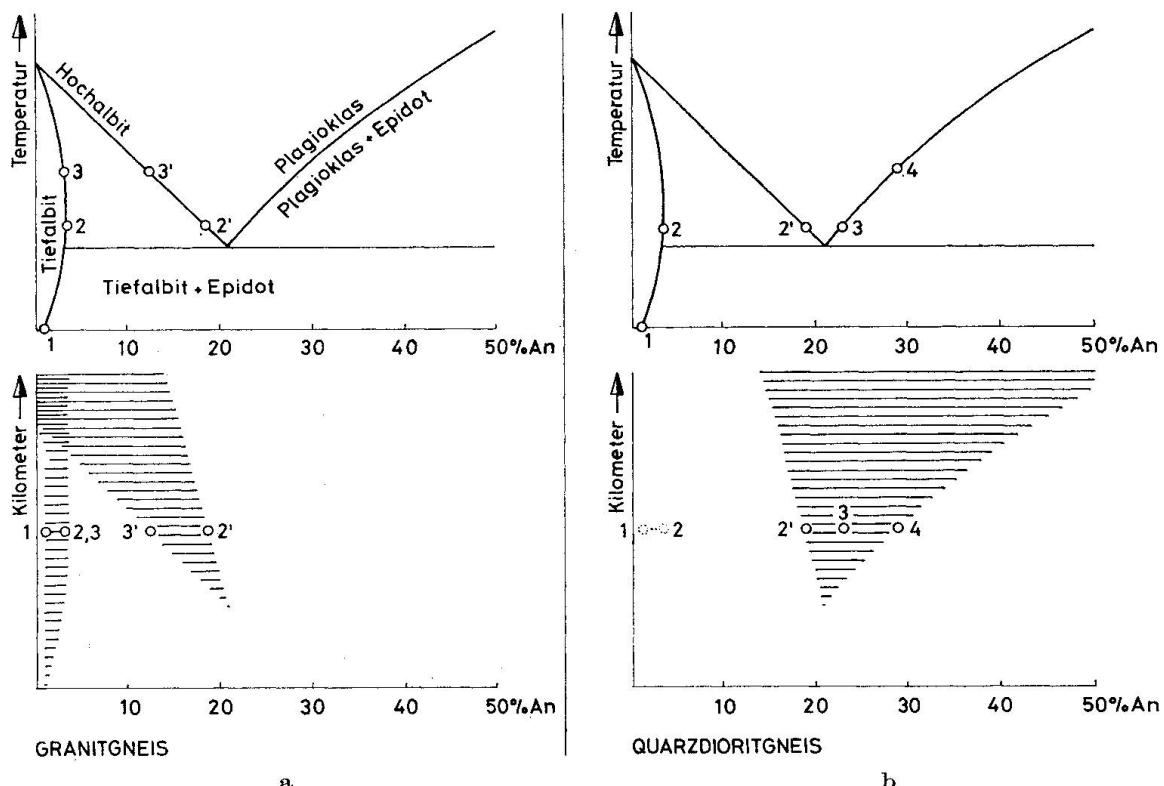


Fig. 8. Hypothetische T-X- und Km-X-Diagramme, welche die zeitlich progressive Kristallisations-Abfolge in einem Ca-armen Granitgneis (Fig. 8a) und einem Ca-reichen Quarzdioritgneis (Fig. 8b) zeigen.

zunehmend grösser wird. Diesen Sachverhalt erklären wir uns wie folgt: Auch in dieser Zone wurde der magmatische Plagioklas vorerst saussuritisiert. Da vermutlich die Aufheizung in den höher metamorphen Gesteinen im Süden rascher erfolgte als weiter im Norden, konnten die Mineralreaktionen nur ver-spätet den veränderten thermodynamischen Bedingungen folgen (vergleiche Fig. 8). Oligoklas bildete sich neben Albit (2) erst bei Punkt (2') der Figur 8a. Dieser Oligoklas wuchs mit zunehmendem Temperaturanstieg weiter, wobei der basische Kern, als gepanzertes Relikt im Sinne von ESKOLA (1939) nicht oder nur beschränkt weiterreagierte. Die Punkte (3) bzw. (3') entsprechen der Zusammensetzung der koexistierenden Albite und Oligoklase beim Erreichen des Temperaturmaximums an einem bestimmten Ort. Ausserdem ist nicht auszuschliessen, dass auch bei der anschliessenden Abkühlung Albit und Oligoklas noch weiterkristallisierten.

Südlich der Gotthardpasshöhe folgen auf den Rotondogranitgneis eine Serie von altkristallinen Paragneisen, deren chemische und mineralogische Zusammensetzung von derjenigen der Granitgneise stark abweicht. Da Granitgneise in dieser Zone fehlen, haben wir auch diese chemisch sehr verschiedenen Gesteine in unsere Untersuchung einbezogen. Diese Gneise des Altkristallins können in zwei Gruppen aufgeteilt werden: In Ca-armen Gesteinen koexistieren Albit und Oligoklas, während in einer Ca-reichen Gruppe ein Oligoklas-Andesin mit stark variierendem An-Gehalt als Plagioklas auftritt. Die untersuchten Albit + Oligoklas-Mineralgesellschaften unterscheiden sich von den entsprechenden der Granitgneise durch das Fehlen von Mikroklin:

Quarz, Albit, Oligoklas, Epidot, Biotit, Hellglimmer,
± Carbonat, Magnetit.

Die Zusammensetzung der Oligoklase, welche mit Albit koexistieren, bleibt zwischen Gotthardpasshöhe und Airolo mehr oder weniger konstant.

Wir vermuten, dass in diesem Teil des Profils ähnliche \pm konstante Druck-Temperaturbedingungen geherrscht haben.

Interessant für unsere Betrachtungen sind die albitfreien Mineralgesellschaften *Ca-reicher* Gesteine.

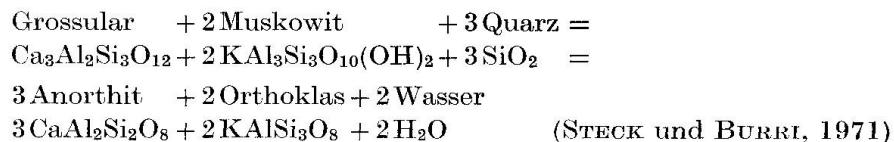
- Quarz, Oligoklas-Andesin, Hellglimmer, Biotit, Epidot, Granat \pm Erz,
- Quarz, Oligoklas-Andesin, Hellglimmer, Biotit, Staurolith, \pm Magnetit, Turmalin,
- Quarz, Oligoklas-Andesin, Epidot, Hornblende, \pm Turmalin, Staurolith, Granat,

für welche folgende Entwicklung der Plagioklase mit steigender Metamorphose-temperatur wahrscheinlich ist (vgl. Fig. 8b):

Wie in den Granitgneisen kristallisierte in diesen Paragneisen bei beginnender metamorpher Aufheizung zuerst Albit, bei (1) auf Fig. 8b und bei einer

höheren Temperatur erstmals neu ein Oligoklas (2') neben Albit (2). Beim weiteren Temperaturanstieg ist der Albit in diesen Ca-reichen Gesteinen nicht mehr stabil; der Albit wird abgebaut und die Oligoklas-Zusammensetzung verschiebt sich nach (3) auf einer Anorthitmolekül-bildenden Reaktionskurve. Steigt die Temperatur weiter an, so folgt die Plagioklas-Zusammensetzung der Dehydrationskurve von (3) nach (4). Dies erkennt man am häufigen inverszonaren Aufbau der Oligoklas-Andesine.

In der Amphibolitfazies bzw. Mesozone der alpinen Regionalmetamorphose, in den Aplitgneisen und Meta-Arkosen der Matorelloregion, führte die rasche Aufheizung einerseits und das Erreichen einer verhältnismässig hohen, maximalen Metamorphosetemperatur von über 550° C andererseits zu einer weitgehenden Anpassung der chemischen Plagioklaszusammensetzung an diese Metamorphosebedingungen. Es kristallisierte nur noch ein einziger Plagioklas über der Peristeritlücke im T-X-Diagramm, wobei auch dieser meist invers zoniert ist. In den untersuchten relativ Ca-armen Gneisen wurde aller Epidot bei der Plagioklas-Kristallisation verbraucht und der Grossular-Anteil der alpinen Granate gemäss der Gleichung



im Anorthitmolekülanteil der Plagioklase gebunden.

Zur Lage und Form der Peristeritlücke im T-X-Diagramm

(Vergleiche Fig. 7, 8 und 9)

1966 hat CRAWFORD erstmals aus koexistierenden Albit-Oligoklaspaaren von progressiv-metamorphen Meta-Arkose-Serien aus Neuseeland und Vermont (USA) versucht, die geometrische Form des von LAVES (1954) postulierten Peristeritsolvus im T-X-Diagramm zu bestimmen. CRAWFORD hat jeweils Mittelwerte von mindestens 12 Punktanalysen von Oligoklasen bzw. Albiten einer Probe im km-X-Diagramm abgetragen. Die Darstellung dieser Mittelwerte ergab eine regelmässige asymmetrische Kurve mit einem relativ steilen Ast auf der Albitseite und einem geneigten Ast im Oligoklasbereich, welche gut mit einer von BROWN (1962) und RIBBE (1962) vorgeschlagenen Solvuskurve im T-X-Diagramm zu erklären ist.

Unseres Erachtens ergibt die Auswertung der Analysendaten nach der von CRAWFORD gewählten Methode ein falsches Bild. Im Gegensatz zu CRAWFORD betrachten wir nämlich die Variation im Chemismus der heterogenen und in der Regel zonar gebauten Plagioklase als sicheres Indiz, dass sich diese unter zeit-

lich verändernden chemischen und physikalischen Bedingungen im Gestein entwickelt haben. Aus diesem Grunde ist jeweils die totale gemessene Variationsbreite im Chemismus eines jeden analysierten Plagioklaskornes auf Figur 7 einzeln dargestellt. Dabei sind wir uns bewusst, dass infolge eines Schnitteffektes nur selten die gesamte chemische Variationsbreite eines Plagioklaskornes erfasst wurde. Auf Figur 7 haben wir nun eine Mischungslücke abgegrenzt, mit Linien, welche einerseits maximale An-Gehalte der Albite und andererseits minimale An-Gehalte der Oligoklase miteinander verbinden. Die so erhaltene Mischungslücke ist kleiner als eine nach dem CRAWFORDSchen Verfahren bestimmte Kurve und unterscheidet sich auch etwas in ihrer Form: der Ast auf der Albiteite verläuft ungefähr senkrecht, während auf der Oligoklasseite die Kurve flacher einfällt. Die erhaltene geometrische Form der Mischungslücke kann sowohl nach dem Solvusmodell (CRAWFORD, 1966; BROWN, 1962, und RIBBE, 1962) als auch nach dem Modell einer Mischungslücke zwischen einer Al/Si-geordneten Tiefalbitstruktur und einer Al/Si-ungeordneten Hochalbitmodifikation (ORVILLE, 1974) gedeutet werden (Fig. 9). Unsere vorläufigen Daten lassen nicht entscheiden, welches Modell zutrifft.

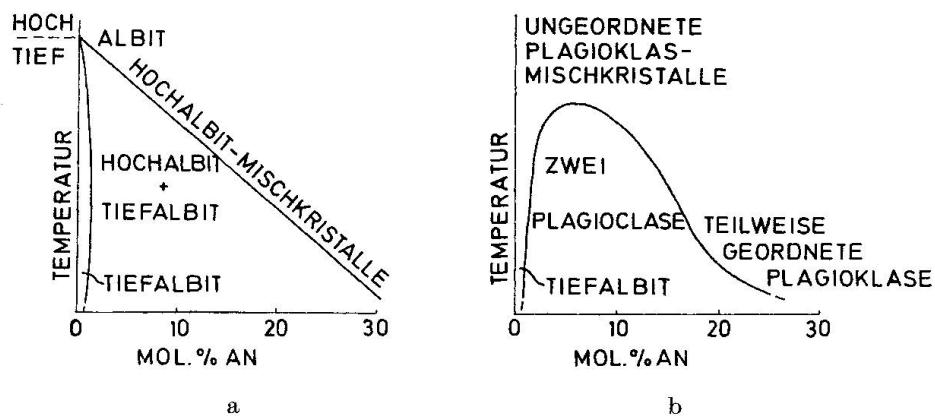


Fig. 9a und b. Peristeritlücke im T-X-Diagramm nach ORVILLE (1974) und RIBBE (1962).

Auch die von uns erhaltenen röntgenoptischen Untersuchungsergebnisse können die Genese der beiden Feldspäte nicht besser erklären. Sämtliche Albite, auch diejenigen, welche mit Oligoklas koexistieren, ergaben Röntgenpulverdiagramme bzw. $2\theta_{\text{CuK}\alpha} 131 - 2\theta_{\text{CuK}\alpha} 1\bar{3}1$ -Werte, die nach BAMBAUER et al. (1967) der Al/Si-geordneten Tieftemperaturmodifikation entsprechen. Metastabile intermediäre oder gar Hoch-Albit-Strukturtypen konnten nicht nachgewiesen werden. Es ist nun möglich, dass diese Albite, wie dies nach der ORVILLESchen Theorie zu erwarten ist, direkt als Tieftemperatur-Modifikationen kristallisierten und nicht auf dem Umweg über intermediäre Strukturtypen, wie dies nach dem Modell von RIBBE oder BROWN zu erwarten wäre.

Der Scheitelpunkt der untersuchten Peristeritlücke kann leider nicht sehr präzis lokalisiert werden, da die analysierten Feldspatpaare selbst in ein und

demselben Gestein während verschiedenen Zeiten kristallisierten und deshalb wahrscheinlich nicht unbedingt die jeweils höchste erreichte Metamorphose-temperatur registrierten. Die durch den Scheitelpunkt der Peristeritlücke gegebene Isograde muss nach unseren Beobachtungen irgendwo zwischen Staurolith-Isograde nach STEIGER (1962) und FREY (1974) und den Matorellogneisen verlaufen, in einem Gebiet, in welchem Temperaturen von über 500–550° C bei der alpinen Metamorphose erreicht wurden (HOSCHEK, 1969). Solche Temperaturen sind auch nach ORVILLE (1974) zu erwarten. Dieser errechnete für die Tiefalbit-Hochalbit-Umwandlung im Scheitelpunkt seiner Mischungslücke eine Temperatur von $575 \pm 50^\circ \text{C}$.

Verdankungen: Ich danke Herrn Dr. A. Günthert, Basel und Herrn Prof. H. R. Steiger, Zürich für die Überlassung von Gesteinsproben aus ihren Dissertationssammlungen und Herrn Prof. M. Frey, Basel für die sorgfältige Durchsicht des Manuskriptes.

Literaturverzeichnis

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9, p. 265.
- BAMBAUER, H. U., M. CORLETT, E. EBERHARD and K. VISWANATHAN (1967): Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 47/1, p. 333–364.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38, p. 363–373.
- (1974): Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der W-Alpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, p. 385–397.
- BECKE, F. (1903): Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 75, 1. Halbhd., S. 1–53, Wien 1913.
- BØGGILD, O. B. (1924): On the labradorization of the feldspars. Kgl. Danske Videnskab. Selskab, Mat.-fys. Kl., Medd. 6/3, p. 1–79.
- BROWN, E. H. (1967): The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. Contr. Mineral. and Petrol. 14, p. 259–292.
- BROWN, W. L. (1960): The crystallographic and petrologic significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases. Zeitschr. Krist. 113, p. 330.
- (1962): Peristerite unmixing in the plagioclases and metamorphic facies series. Norsk. geol. Tidsskr. 42/2, p. 354–382.
- CARMICHAEL, D. M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reaction in quartz-bearing pelitic rocks. Contr. Mineral. Petrol. 20, p. 244–267.
- (1970): Intersecting isograds in the whetstone lake area, Ontario. J. Petrol. 11, p. 147–181.
- CHRISTIE, O. H. J. (1959): Note on the equilibrium between plagioclase and epidote. Norsk geol. Tidsskr. 39, p. 268.
- (1962): Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote. Amer. J. Sci. 260, p. 149.
- CRAWFORD, M. L. (1966): Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. Contr. Mineral. Petrol. 13, p. 269–294.

- DAL PIAZ, G. V., J. C. HUNZIKER e G. MARTINOTTI (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tectonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interni. *Mem. Soc. geol. ital.* 11, p. 433-460.
- EBERHARD, E. (1967): Zur Synthese der Plagioklase. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47/1, p. 385-398.
- EVANS, B. W. (1964): Coexisting albite and oligoclase in some schists from New Zealand. *Amer. Mineralogist* 49, p. 173-179.
- FEDOROW, E. von (1898): XXIX. Universalmethode und Feldspathstudien. III. Die Feldspäte des Bogoslowsk'schen Bergreviers. *Zeitschrift Kryst. Mineral.* 29, p. 604-658.
- FREY, M. (1974): Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/3/3, p. 489-506.
- FREY, M., J. C. HUNZIKER, P. ROGGWILLER und C. SCHINDLER (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glauconitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 39, 185-218.
- FREY, M., J. C. HUNZIKER, W. FRANK, J. BOQUET, G. V. DAL PIAZ, E. JÄGER and E. NIGGLI (1974): Alpine metamorphism of the Alps, a review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2/3, p. 247-290.
- FREY, M. and P. M. ORVILLE (1974): Plagioklase in margarite-bearing rocks. *Amer. J. Sci.* 274, p. 31-47.
- GAY, P. and J. V. SMITH (1955): Phase relations in the plagioclase feldspars composition range An_0 to An_{70} . *Acta crystallogr.* 8, p. 64.
- GÜNTHER, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 34, p. 1-159.
- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St. Gotthardpass und Nufenenpass). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 38, p. 255-362.
- HOFMÄNNER, F. J. (1964): Petrographische Untersuchungen der granitoiden Gesteine zwischen Gotthard- und Witenwasserenreuss (Gamsbodengneis, Cacciola-granit, Winterhornaplitgranit). Juris-Verlag, Zürich.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 22, 208-232.
- HÜGI, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Beitr. geol. Karte Schweiz.* N.F., 94. Lief.
- HUTTENLOCHER, H. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. *Mitt. natf. Ges. Bern.* N.F. 4, p. 85-116.
- JÄGER, E. and H. FAUL (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.* 70, p. 1553-1557.
- JÄGER, E., E. KEMPTER, E. NIGGLI und H. M. WÜTHRICH (1961): Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluhgranit. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 41, p. 117-126.
- JÄGER, E. und E. NIGGLI (1964): Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44, p. 61-81.
- LAVES, F. (1954): The coexistence of two plagioclases in the oligoclase composition range. *J. Geol.* 62, p. 409-411.
- LORIMER, G. W., H.-U. NISSEN and P. E. CHAMPNESS (1974): High voltage electron microscopy of deformed sodic plagioclase from an alpine gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, p. 707-715.
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd., London.

- MORTEANI, G. and P. RAASE (1974): Metamorphic plagioclase crystallisation and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps. *Lithos* 7, p. 101–111.
- NOBLE, D. C. (1962): Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies. *J. Geol.* 70, p. 234–240.
- NIGGLI, E. und C. NIGGLI (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomen, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helv.* 58, p. 335–368.
- NIGGLI, P., F. DE QUERVAIN und R. U. WINTERHALTER (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 15. Dazu: 1. Nachtrag, 1942: *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 20. 2. Nachtrag, 1956: *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 34.
- NUNES, P. D. and R. H. STEIGER (1974): A U-Pb Zircon, and Rb-Sr and U-Th-Pb whole-rock study of a polymetamorphic terrane in the central Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 47, p. 255–280.
- ONO, A. (1969): Zoning of the metamorphic rocks in the Takato-Sioririarea, Nagano Prefecture. *S. geol. Soc. Japan* 75, p. 521–536.
- ORVILLE, P. M. (1974): The “peristerite gap” as an equilibrium between ordered albite and disordered plagioclase solid solution. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.* 97, p. 386–392.
- RAITH, M. (1969): Peristerite aus alpidisch metamorphen Gneisen der Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). *Contr. Mineral. Petrol.* 21, p. 357–364.
- RAMBERG, H. (1949): The facies classification of rocks, a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. *J. Geol.* 57, p. 18–54.
- RIBBE, P. H. (1960): An X-ray and optical investigation of the peristerite plagioclases. *Amer. Mineralogist* 45, p. 626–644.
- (1962): Observations on the nature of unmixing in peristerite plagioclases. *Norsk. geol. Tidsskr.* 42, p. 138–151.
- ROEVER, W. P. DE and H. J. NIJHUIS (1964): Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glauconite. *Geol. Rdsch.* 53, p. 324–336.
- STALDER, H. A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44, p. 187–398.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp–Grisighorn. *Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F.* 130.
- (1966b): Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nördlich Brig. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46, p. 389–412.
- (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 61, p. 19–48.
- STECK, A. und G. BURRI (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51, p. 534–538.
- STEIGER, R. H. (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard und Lukmanierpass. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42, p. 381–577.
- (1964): Dating of orogenic phases in the central Alps by K-Ar ages of hornblende. *J. geophys. Res.* 69, p. 5407–5421.
- VAN DER PLAS, L. (1959): Petrology of the northern Adula Region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.* 24, p. 415–598.

- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. Habilitationsschrift, Berlin.
- WAARD, D. DE (1959): Anorthit content of plagioclase in basic and pelitic crystalline schists as related to metamorphic zoning in the Usu Massif, Timor. Amer. J. Sci. 257, p. 553-562.
- WENK, E. (1958): Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38, p. 494-498.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, p. 139-152.
- WENK, E. und F. KELLER (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49, p. 157-198.
- WENK, H. R. (1957): Triklinität der Alkalifeldspäten in lepontinischen Gneisen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 47, p. 129-146.
- WISEMAN, J. D. H. (1934): The Central and South-west Highland epidiorites. A study in progressive metamorphism. Quart. J. geol. Soc. London 90, p. 354-417.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45, p. 875-971.

Manuskript eingegangen am 9. Juli 1976.