

Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen : Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose

Autor(en): **Hunziker, Johannes C. / Bearth, Peter**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **62 (1969)**

Heft 1

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-163698>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose

VON JOHANNES C. HUNZIKER UND PETER BEARTH

ZUSAMMENFASSUNG

An 30 Biotiten der Monte Rosa-Bernhard-Decke, der Monte Leone-Decke und des Sesia-Kristallins wurden Rb-Sr-Altersbestimmungen durchgeführt. Mit Ausnahme von zwei Biotiten, die Mischalterswerte lieferten, lagen die Alterswerte zwischen 10 M.J. und 32 M.J.; ergaben also den Zeitpunkt der Abkühlung des Gesteins auf ca. 300°C nach der alpinen Metamorphose. Dabei geben uns die ältesten Biotite (Alterswerte um 32 M.J.) einen Alterswert, der recht nahe an der Kulmination der letzten Phase der alpinen Metamorphose liegen muss.

An der Simplon-Centovalli-Störung konnte der Alterssprung von 11 M.J. nordöstlich der Störung auf über 20 M.J. südwestlich der Störung durch weitere Messungen bestätigt werden. Wir erhielten dadurch ein Alter der Aktivität dieser Störung. Der Nordostteil des Gebietes kühlte erst vor weniger als 12 M.J. unter die für Biotit kritische Temperatur ab, wurde also nach dem Südwestteil herausgehoben, der schon vor 20–25 M.J. abgekühlt war. Parallel zu diesem Alterssprung geht auch eine Änderung im Metamorphosegrad von der Grünschieferfazies im Südwesten zur Amphibolitfazies im Nordosten der Störung.

ABSTRACT

Rb-Sr-ages were determined on 30 biotites from the Monte Rosa-Bernhard-Nappe, the Monte Leone-Nappe and the Sesia-Crystalline complex. With the exception of 2 biotites giving mixed Alpine-Hercynian ages, the dates were between 10 my and 32 my. These younger ages are interpreted as giving the time after the alpine metamorphism when the biotite temperature was lowered to about 300°C. The 32 my old biotites give a lower limit to the age of the last phase of alpine metamorphism.

New determinations from the Simplon-Centovalli-fault zone verify the existence of an age discontinuity on either side of this zone. On the northeastern side the ages are all about 11 my, while on the southwestern side the ages increase normal to the fault zone from 15 my to 22 my over a distance of about 4 km. From our analytical data we can determine a time of activity of this fault. The southwestern part was lifted 20–25 my ago, while the northeastern part was still at a temperature greater than 300°C. The northeastern part was not lifted until 12 my ago. The rocks on the northeastern side of the fault zone are within the amphibolite metamorphic facies, while these of the southwest are in the greenschist facies.

Adressen der Autoren: Dr. Johannes C. Hunziker, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern, Sahlistrasse 6, 3012 Bern; Prof. Dr. Peter Bearth, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullianum, 4000 Basel.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	206
1. Problemstellung	207
2. Bemerkungen zur Geologie	208
3. Rb-Sr-Altersbestimmungen	211
a) Methodisches	211
b) Resultate	212
4. Interpretation	214
a) Ausmass und Alter der Metamorphose	214
b) Hebung oder Phasen der Metamorphose	215
c) Simplon-Centovalli-Störung	216
d) Besprechung einzelner Proben	216
5. Beschreibung der Proben.	218
Literaturverzeichnis	221

VORWORT

Aus der 1967 erschienenen Arbeit «Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen» von E. JÄGER, E. NIGGLI und E. WENK wurde ersichtlich, dass im westlichen Penninikum ein lohnendes Gebiet für eine Rb-Sr-Detailuntersuchung vorhanden war.

1966 erhielt der eine von uns (J. H.) einen Nachwuchsbeitrag der Basler Forschungskommission des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Basel, um in Bern am Labor von Frl. Prof. Dr. E. Jäger die Methoden der radiometrischen Altersbestimmungen kennenzulernen. Auf Anregung von Frl. Prof. E. Jäger wurde das vorliegende Thema in Angriff genommen, glücklicherweise als Gemeinschaftswerk mit Prof. Dr. P. Bearth, der seit 1934 die westlichen penninischen Decken petrographisch und tektonisch bearbeitet und ohne dessen genaue Kenntnis die Arbeit nicht in diesem Rahmen möglich geworden wäre. Das Thema Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen wird in drei Abschnitte gegliedert.

Im ersten hier vorliegenden Teil «Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose» wird versucht, an Hand von Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten einiges über die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose auszusagen. Teil zwei befasst sich mit den Muskowit-Alterswerten aus demselben Gebiet. Hebungsgeschwindigkeit, Maximaltemperaturen der alpinen Metamorphose und die Vorgeschichte werden diskutiert. In Teil drei wird an Hand von Gesteinsisochronen versucht, tiefer in die voralpine Geschichte der Region einzudringen. Teil zwei und drei werden später erscheinen.

Unser Dank gilt vor allem Frl. Prof. Dr. E. Jäger, auf deren Anregung hin diese Untersuchung in Angriff genommen wurde und die stets im Verlauf der Arbeit ein offenes Ohr für die auftretenden Probleme hatte. Für wertvolle Anregung und Diskussion danken wir den Herren Prof. Dr. E. Niggli, Dr. S. Graeser, Dr. M. Frey und Dr. J. Purdy in Bern, Prof. Dr. E. Wenk, Prof. Dr. H. Schwander, Dr. W. B. Stern und R. Wetzel, Basel, ferner Dr. G. Dal Piaz, Turin, letztere führten uns mehrere Male im Felde. Wertvolle Mitarbeit im Labor verdanken wir Herrn Dr. S. Graeser

und Dr. A. Arnold, Herrn R. Brunner und A. Bühlmann, Frl. E. Hiltbrand sowie Herrn R. Wolf und A. Egger, letzterem für die Reinzeichnung der Karte.

Frl. Prof. Dr. E. Jäger und Herr Prof. Dr. E. Niggli besorgten in verdankenswerter Weise die Durchsicht des Manuskriptes.

Die Basler Forschungskommission des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Basel ermöglichte diese Arbeit durch ihren Nachwuchsbeitrag. Für die Finanzierung der experimentellen Arbeiten danken wir dem Schweizerischen Nationalfonds.

1. Problemstellung

Aus der Arbeit «Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen» von E. JÄGER, E. NIGGLI und E. WENK (1967) gingen für das westliche Penninikum drei Hauptprobleme hervor. Das Alter der Metamorphose, der Alterssprung an der Simplon-Störung und das genaue Erfassen der Mischalterszone.

Das Alter der Metamorphose ist nur in einem Gebiet mit relativ flachem Metamorphosegradienten an Hand von Biotitalterswerten erfassbar. Man hoffte, am Rand der alpinen Metamorphose ein Gebiet zu finden, wo die Biotite zwar gerade noch alpin verjüngt, aber nur kurze Zeit ein offenes System waren. In einem solchen Gebiet sollten die Biotite einen Zeitpunkt möglichst nahe an der Kulmination der Metamorphose angeben. Sowohl im Gotthard- als auch im Aar-Massiv treten aber relativ steile Gradienten der Metamorphose auf. In der Wurzelzone wird die alpine Metamorphose von der insubrischen Linie unterbrochen. In den östlichen Zentralalpen haben wir die durch die Bergeller-Intrusion bedingte Komplikation, so dass als geeignetes Gebiet das westliche Penninikum übrigbleibt. In den Walliser Alpen finden wir nach den Arbeiten Bearth's den für dieses Problem günstigen langsamen Abfall der Metamorphose. Die Zonen gleicher Metamorphosen verlaufen ungefähr konkordant zum allgemeinen Streichen, wobei die Metamorphose von NW nach SE zunimmt.

E. JÄGER et al. (1967) konnten an Hand der Übereinstimmung mineralparagenetischer Kriterien mit Glimmeraltern zeigen, dass in regionalmetamorphen Gebieten die kritische Temperatur für eine Verjüngung von Biotit um 300° liegt. Die Mischalterszone verläuft innerhalb der inneren alpinen Stilpnomelanzone. Nach P. BEARTH (1962), E. NIGGLI und C. R. NIGGLI (1965), G. DAL PIAZ und M. GOVI (1968), J. VON RAUMER (1968) folgt die Stilpnomelanzone im westlichen Penninikum in einem breiten Band dem Aussenrand der penninischen Zone ungefähr parallel zur Carbonmulde. Nach den Arbeiten Bearth's war demnach zu erwarten, dass der grösste Teil der Biotite im Monte Rosa-Kristallin alpin verjüngt worden ist. Somit war es gegeben, an Hand von Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern den Problemen der alpinen Metamorphose in diesem Gebiet nachzugehen. Andererseits zeigt die Arbeit von E. JÄGER et al. (1967) deutlich, dass im westlichen Penninikum die Zone der sogenannten Mischalter von Biotiten durchzieht. Unter einem Mischalterswert verstehen wir ein Alter zwischen herzynisch und alpin, das kein geologisches Ereignis datiert. Ein schon präalpin vorhandener Biotit, bei dem die P.T.X.-Bedingungen während der alpinen Metamorphose nicht ausgereicht haben, um ihn total zu verjüngen, der also für Rb und Sr alpin nur ein teilweise offenes System darstellte, wird ein Mischalter ergeben.

Da wir uns also noch am Rande der Mischalterszone befinden, konnte nur eine grössere Anzahl von Analysen zu einem einigermaßen klaren Bild führen. Will man sich der Gefahr einer Fehlinterpretation nicht aussetzen, so müssen so viele Punkte analysiert werden, dass mit genügender Sicherheit jeder weitere Punkt vorausgesagt werden kann. Dies ist nun für das Monte Rosa-Kristallin und auch für das Verbindungsstück gegen den Simplon geschehen. Die weiteren Alterswerte im Bernhard-Kristallin und in der Sesia-Zone sind als «Ausblick» für zukünftige Arbeiten gedacht.

Die ungleiche geographische Verteilung der Proben ist dadurch bedingt, dass es im Untersuchungsgebiet äusserst schwierig ist, brauchbare Biotite zu finden. Diese Schwierigkeit ist teils auf die grossen Höhenunterschiede des untersuchten Gebietes zurückzuführen, aber auch teilweise auf die relative Seltenheit von Biotit, der oft schon durch Phengit ersetzt wird. E. JÄGER et al. (1967) warfen die Frage auf, ob der rasche Altersanstieg über die Simplon-Centovalli-Störung hinweg eventuell mit dieser Störung zusammenhängt. Durch weitere Proben sollte abgeklärt werden, ob dieser Alterssprung reell ist, ob mit anderen Worten eine Blockverstellung mit Rb-Sr-Alterswerten erfasst werden könne.

2. Bemerkungen zur Geologie

Das Gebiet umfasst polymetamorphes Paläozoikum (vielleicht mit präkambrischen Resten) und ausschliesslich alpidisch metamorphes Ober-Karbon und Perm sowie mesozoische Sedimente und Eruptiva. Alte Strukturen sind vor allem in den höheren tektonischen Einheiten, in der Dent Blanche- und der Monte Rosa-Decke erhalten; in den tieferen Simplon-Decken sind sie durch die alpidische Überprägung nahezu vollständig zerstört worden. Hier entsprechen die alpidischen Mineralparagenesen mit Plagioklas, Staurolith, Disthen und Sillimanit usw. der Amphibolitfazies; während in den westlichen und südwestlichen (d.h. in den tektonisch höchsten) Einheiten Assoziationen der Grünschieferfazies mit Albit, Stilpnomelan, Chlorit, Aktinolith und Chloritoid usw. verbreitet sind. Der grösste Teil des Gebietes liegt im Übergangsbereich der Grünschiefer- in die Amphibolitfazies.

Die Vermischung alter und junger Paragenesen zeigt sich deutlich in der Verteilung der Biotitalterswerte. Typische Beispiele liefern die Visper-Täler. Hier findet sich bei Stalden in einem Biotit-Chlorit-Schiefer der unteren, wahrscheinlich oberpaläozoischen Staldener Zone neugebildeter Biotit, während unmittelbar S davon, in Gneisen der polymetamorphen oberen Staldener Zone Mischalter gemessen wurden. Im analogen Kristallin der Mischabel weiter S treffen wir im Mattertal wieder alpidisch völlig verjüngten (oder neugebildeten) Biotit an.

Das grosse Feld blauer Punkte im S und E vom Saas-Tal – zwischen diesem und der Simplon-Störung – fällt in eine Zone, in der alpidischer Chloritoid, im südlichen Teil zusammen mit Disthen, weit verbreitet ist. Es bestätigt sich auch hier, dass völlig verjüngter oder neugebildeter Biotit durchgehend erst von der Chloritoidzone an auftritt. Allgemein verbreitet ist junger Biotit östlich vom Simplon, und zwar sowohl in Gesteinen von ursprünglich paläozoischem wie mesozoischem Alter.

Die geologische Geschichte der Region ist denkbar kompliziert und nur teilweise geklärt. Von den tektonischen Ereignissen muss der Deckenschub von den die Decken-

körper verformenden Vorgängen unterschieden werden. Letzte Phasen sind axiale Aufwölbung und Heraushebung. Komplikationen spiegeln sich u. a. in der allgemeinen Verbreitung von zweiphasigen (gefalteten) Falten, wie sie im grossen und grössten Maßstab in der Mischabelrückfalte, der Monte Leone-Berisal-Falte, in der Zwischbergen- und Lagginmulde und – im meso- bis mikroskopischen Bereich – überall zu sehen sind, sowohl in den alpin deformierten Gneiskörpern des Monte Leone oder der Mischabel wie auch in den mesozoischen Zonen.

Die Beziehung zwischen Kristallisation und dem kinematischen Ablauf ist nur teilweise klar. Bis jetzt fehlt jeder Hinweis auf einen Zusammenhang von Überschiebung und Kristallisation. Letztere ist zur Hauptsache synchron bezogen auf die Faltung, wobei noch offen ist, mit welcher der beiden Faltungen die Hauptkristallisation zusammenhängt. Porphyroblasten von Albit, Granat, Staurolith u. a. zeigen häufig verstelltes Interngefüge. Ein bezüglich der Faltung postdeformativer Anteil der Kristallisation ist zweifellos vorhanden; er ist aber stark überschätzt worden.

Dass auch die Metamorphose mehrphasig ist, zeigen klar die zeitlich sich ablösenden Mineralparagenesen der Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee oder der Antrona-Mulde. Die ältesten, eklogitischen Assoziationen dieser Zonen sind wahrscheinlich – in einer Kompressionsphase – im Anschluss an die Überschiebungen bei zunächst niedriger Temperatur entstanden. Erst zunehmende Temperatur und wachsender P_{H_2O} führten zur Umwandlung einerseits in Glaukophangesteine (bei Zermatt), andererseits in Amphibolite (z. B. bei Antrona und E davon). Nieder- und hochtemperierte, alpine Paragenesen sind in diesen Gebieten miteinander vermischt. Sie werden im Westen, in tektonisch höheren Lagen, durch niedertemperierte Grünschiefer (Prasinite) abgelöst, im E aber durch Amphibolite, die wie die Prasinite während der Hauptphase der Metamorphose entstanden sind.

Merkwürdig ist nun, dass die Biotite gar keine Erinnerung an diese komplizierten Vorgänge bewahrt haben. Das spricht für die Auffassung, dass die Biotitalter ein Ereignis registrieren, das erst nach Abschluss der Metamorphose erfolgte.

Aus dem weiter oben Gesagten folgt, dass die Temperatur der Hauptmetamorphose für unser Gebiet den Bereich der ganzen Grünschieferfazies einschliesslich der oberen Amphibolitfazies umspannt.

In der Zone von Zermatt–Saas Fee muss die Temperatur 400°C überschritten haben, da sonst Pyrophyllit statt Disthen und Quarz gebildet worden wäre (D. M. KERRICK [1968]). Andererseits ist hier alpiner Olivin aus Antigorit entstanden, die Temperatur muss also temporär 450°C überschritten haben (N. L. BOWEN und O. T. TUTTLE [1949]). Zur Zeit der Biotitbildung aber lag sie wieder tiefer, denn dieses Mineral wurde nicht im Höhepunkt der Metamorphose gebildet, sondern erst in einer späteren diaphorischen Phase, bei sinkender Temperatur.

Zur zeitlichen Einordnung der Metamorphose sei noch bemerkt:

Die jüngsten, noch von der alpinen Metamorphose erfassten Sedimente, die allerdings nicht durch Fossilfunde belegt werden konnten, sind der oberkretazische oder tertiäre Flysch der Barrhörner, und die «Bündnerschiefer» der Zone von Sion–Val Ferret, die S Brig die Simplonstrasse queren und vermutlich ebenfalls oberkretazisch sind. Der früheste Zeitpunkt der Metamorphose wäre also die Wende Kreide-Tertiär. Jedenfalls besteht kein zwingender Grund, sich auf das Unter-Oligocän festzulegen. Die Anhaltspunkte für eine Datierung sind noch zu spärlich.

Die Simplonstörung

1956 hat P. BEARTH eine postmetamorphe Störung beschrieben, die in der Fortsetzung des Centovalli nach W ins Bognancotal hineinzieht, von Bognanco-Terne an die Grenze zwischen Monte Leone und der Weissmies-Fletschhorn-Masse bis Engiloch an der Simplonstrasse bildet. Hier verzweigt sie sich in mehrere Äste: der Hauptast folgt wahrscheinlich der Grenze Berisal–Untere Staldener Zone und biegt dann aber gegen W ab.

Die Störung ist charakterisiert durch eine Kakiritisierung von wechselnder Intensität, streckenweise auch durch die Bildung von Myloniten und Gangmyloniten. Eine mit dem allgemeinen Westfallen konforme Mylonitzone kann im Bognancotal und N davon bis unterhalb Engiloch verfolgt werden. Parallel zu ihr laufen steilstehende Bruch- und Ruschelzonen. Es ist möglich, dass die Simplonstörung aus verschiedenen Elementen besteht und genetisch nichts Einheitliches ist. Diese Frage bedarf einer speziellen Untersuchung. Ob ferner die Centovalli-Simplonstörung ein Ausläufer der insubrischen Linie darstellt, ist wieder eine Frage für sich; was man feststellen kann, ist nur, dass die beiden Störungen in der Gegend von Locarno konvergieren.

Auffallend ist der Unterschied der Metamorphose beidseitig der Simplonstörung, besonders im nördlichen Abschnitt, zwischen Engiloch und der Passhöhe, d. h. zwischen der unteren Zone von Stalden und der Berisal-Decke. Beide sind alpin umgeprägt worden, aber der Charakter der Mineralfazies ist völlig verschieden, wie aus Tabelle 1 hervorgeht.

Tabelle 1 Gegenüberstellung alpin metamorpher Serien beidseitig der Simplon-Störung.

	<i>Untere Zone von Stalden</i>	<i>Berisal-Decke</i>
Wichtigste gesteinsbildende Mineralien	Quarz, Albit, Chlorit, Sericit, Calcit	Plagioklas, Muskowit, Biotit, Granat, Disthen, Staurolith, Hornblende
Wichtigste Gesteine	Albit-Chlorit-Sericitschiefer Prasinite (\pm Karbonat)	Biotit- und plagioklasführende Granatglimmerschiefer Biotit-Muskowit-Gneise, Augengneise, Hornblendegneise, Amphibolite
Mineralfazies	Grünschiefer-	Amphibolit-

Gegen S verschwindet der Unterschied im Metamorphosegrad allmählich, doch ist er noch deutlich erkennbar zwischen der Fletschhorngruppe mit ihren Albit- und Chloritoid-führenden Schiefern und Gneisen einerseits und den Plagioklas-, gelegentlich auch Disthen- und Staurolith-führenden Gesteinen des Monte Leone andererseits. Sehr ausgeprägt ist der Kontrast ferner zwischen den mesozoischen Serien der Lagginmulde und der Veglia- oder Teggiolozone.

Bei der Interpretation der Isotopenalter muss man beachten, dass die Einheiten W vom Simplon infolge des generellen W-Fallens tektonisch höher liegen als Berisal und Monte Leone. Wenn die Heraushebung aller Teile dieses Gebirgskörpers gleichmässig erfolgt wäre, müssten die höheren Einheiten bei der Abkühlung die kritische 300°C-Grenze zuerst erreicht haben und also ein höheres Isotopenalter zeigen. Das ist tatsächlich der Fall. Bei gleichmässiger Hebung müssten aber alle Alterswerte zwischen den höheren Isotopenaltern im W und den niedrigen im E auftreten. Der einzige Hinweis nun, dass die Hebung E und W der Simplonstörung nicht gleichzeitig erfolgte, ist das Fehlen eben dieser mittleren Alterswerte. Die ausgeprägte Differenz der Biotitalter beidseits der Störung sowie der Unterschied im Metamorphosegrad werden verständlich, wenn die Simplonstörung einer bemerkenswerten Unstetigkeit entspricht. Ob diese nur auf vertikale Verstellungen zurückgeht, ist aber noch eine offene Frage.

3. Rb-Sr-Altersbestimmungen

a) Methodisches

An 16 Biotiten der Monte-Rosa-Bernhard-Decke, 7 Biotiten aus der Monte Leone-Decke sowie weiteren 7 Biotiten aus der Antigorio-Decke, dem Camughera-Moncucco-Komplex und der Sesia-Zone wurden Rb-Sr-Altersbestimmungen durchgeführt.

Die Proben stammen aus einem Gebiet, das im Osten durch die Simplon-Strasse, im Norden durch das Rhone-Tal, im Westen durch die Matter-Vispa und im Süden durch das Aosta-Tal begrenzt wird.

Der grösste Teil der Proben wurde in den Sommermonaten 1966 und 1967 gesammelt, einige Proben stammen aus der Sammlung des Alterslabors am Mineralogischen Institut in Bern.

Im Durchschnitt wurden Proben von ungefähr 30 kg Gestein genommen. Die Aufbereitung geschah nach der von H. WÜTHRICH (1965) beschriebenen Methode.

Die speziellen Probleme der Messung junger Alter wurden von E. JÄGER (1962) und H. WÜTHRICH (1965) dargestellt und werden deshalb hier nicht wiederholt.

Gemessen wurde das Rb und das Sr mit einem Atlas CH-4-Gerät mit Zweibandionquelle, die als Einbandquelle verwendet wurde. Zur Berechnung der Messergebnisse wurden folgende Konstanten verwendet:

$$\text{Zerfallskonstante} = 1,47 \times 10^{-11} \text{ Jahre}^{-1}$$

$$\text{Rubidium } 85/87 = 2,591 \text{ (Atomverhältnis)}$$

$$\text{Strontium } 88/86 = 8,432 \text{ (Atomverhältnis)}$$

$$\text{Strontium } 87/86 = 0,7091 \text{ (Atomverhältnis)}$$

$$\text{Strontium } 86/84 = 17,49 \text{ (Atomverhältnis)}$$

Der Fehler der unkorrigierten Alter wurde wie folgt berechnet:

$$\Delta_X = \pm \frac{a + b}{c \times 100} \times T,$$

wobei a = ^{87}Sr gemessen

= ^{87}Sr gewöhnlich + ^{87}Sr -Vergleichsisotop + ^{87}Sr radiogen

b = ^{87}Sr gewöhnlich

c = ^{87}Sr radiogen

T = Alter der Probe in Millionen Jahren

Δ_X = Fehler in Millionen Jahren

Bei hochradiogenen Proben wird ein Minimalfehler von $\pm 4\%$ angegeben. Die Fehler sind Analysenfehler und beinhalten nicht die ungenaue Kenntnis der Zerfallskonstante.

Der Ausdruck % radiogen in Tabelle 2 gibt den Anteil von radiogenem am gesamten ^{87}Sr .

$$\% \text{ rad.} = \frac{{}^{87}\text{Sr rad.}}{{}^{87}\text{Sr rad.} + {}^{87}\text{Sr gewöhnlich}} \times 100$$

Im Falle von alpin verjüngten Biotiten sind die Gesamtgesteinsalter wesentlich höher, d. h. im Gestein hat sich seit der Schliessung des Sr-Systems in voralpiner Zeit radiogenes Sr angesammelt. Ein solches Gestein tauscht nun mit seinem verjüngten Biotit während der alpinen Metamorphose Sr aus. Dabei baut der Biotit radiogenes Sr ein, das sich im Gestein angesammelt hat. Unter der Annahme, dass im Moment der Schliessung des Rb-Sr-Systems des Biotits das Verhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Biotit und Gestein gleich war, können wir mit einer Sr-Gesteinsanalyse den Anteil an überschüssigem ^{87}Sr rad. im Glimmer korrigieren. Wir erhalten dadurch den korrigierten Alterswert in der letzten Kolonne von Tabelle 2.

Die Korrektur ist nur zulässig, wenn sicher ist, dass die Sr-Homogenisierung im Gestein vollständig war; bei unvollständiger Homogenisierung, bei Proben also, bei denen ein Teil der Mineralien alpine, der andere voralpine Alterswerte ergeben, ist die Korrektur undefinierbar. Bei Glimmern mit hohem Rb/Sr-Verhältnis aus Gesteinen mit relativ niederem Rb/Sr-Verhältnis liegt die Korrektur innerhalb der Fehlergrenze und wurde deshalb in einigen Fällen ausgelassen.

Bei jungen Alterswerten sind diese Korrekturen äusserst wichtig, da nur ein kleiner Anteil des totalen ^{87}Sr , radiogen ist. Nur korrigierte Alter haben dann geologische Bedeutung und ergeben für ein Gebiet gleiche Alterswerte.

b) Resultate

In Tabelle 2 sind die Rb-Sr-Analysendaten und Altersresultate von 30 Biotiten aus den Walliser Alpen aufgezeichnet. Da in Tabelle 2 nur eine kurze Charakterisierung der Gesteine Platz fand, folgt am Ende dieser Arbeit eine eingehendere Fundorts- und Gesteinsbeschreibung.

KAW No.	Gestein	Lokalität	⁸⁷ Rb ppm	⁸⁷ Sr rad. ppm	% rad.	Sr gew. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korrigiertes Alter, M. J.
78	Syenit	Biella	403	0,171	15,2	13,9	28,9 ± 3,6	—
91	Granat-Sillimanit-Zwei-Glimmergneis	Campicioli, Antrona	244	0,177	37,5	4,3	49,3 ± 2,2	44,9 ± 1,8
92	Zwei-Glimmer-Granitgneis	Campicioli, Antrona	316	0,109	44,4	2,0	23,5 ± 0,9	22,7 ± 0,9
102	Zwei-Glimmer-Oligoklasgneis	Montcrestese	187	0,0430	26,1	1,8	15,6 ± 1,1	—
285	Biotit-Chlorit-Schiefer	Zenschmieden	6,6	0,0304	4,4	9,6	310 ± 140	—
			6,6	0,0222	3,2	9,7	230 ± 140	—
366	Zwei-Glimmer-Albitgneis	Mattmark	488	0,236	21,0	13,0	32,9 ± 2,8	26,7 ± 2,2
368	Biotit-Chlorit-Schiefer	Stalden	72,7	0,0255	4,8	7,4	24,0 ± 10,0	23,7 ± 7,6
369	Zwei-Glimmer-Alkalifeldspatgneis	Pozzuoli, Antrona	393	0,150	51	2,1	26,0 ± 1,1	24,6 ± 1,0
370	Zwei-Glimmergneis	Bränd, Zwischbergen	122	0,0399	6,6	8,2	22,2 ± 6,6	17,4 ± 5,0
371	Zwei-Glimmergneis	Ponte Grande, Anzasca	287	0,115	14,1	10,2	27,3 ± 3,6	15,8 ± 2,9
372	Zwei-Glimmer-Alkalifeldspatgneis	Torno Bognanco	401	0,0910	52,4	1,2	15,4 ± 0,6	14,4 ± 0,6
373	Biotit-Granat-Hornblendegneis	Mattmark	84,1	0,0366	7,6	6,4	29,6 ± 7,6	—
374	Zwei-Glimmerschiefer	Almageller-Tal	244	0,103	63,9	0,8	28,7 ± 1,1	27,6 ± 1,1
375	Zwei-Glimmer-Granatbändergneis	Furggtal, Schönenboden	179	0,0945	11,3	10,8	35,9 ± 6,1	26,7 ± 4,7
376	Zwei-Glimmer-Alkalifeldspat-Augen- gneis	Furggtal, Weitsand	362	0,162	29,8	5,5	30,4 ± 1,7	26,1 ± 1,5
377	Augiger Zweiglimmer-Alkalifeldspat- gneis	Saas Fee	284	0,131	16,6	9,5	31,4 ± 3,5	26,1 ± 2,7
378	Augengneis von Randa	Randa	505	0,283	37,8	6,8	37,4 ± 1,6	31,7 ± 1,4
399	Biotit-Phengitgneis	Nanztal, niederste Alp	347	0,0879	11,0	11,2	17,2 ± 2,9	10,3 ± 2,3
400	Biotit-Phengitgneis	Nanztal, Dreilärchen	227	0,0755	6,9	14,9	22,6 ± 6,3	0
401	Biotit-Phengitgneis	Nanztal, Gebidem	299	0,103	12,6	10,4	23,4 ± 3,5	11,0 ± 2,8
405	Zwei-Glimmer-Alkalifeldspatgneis	Passo Monto Moro	377	0,166	51,3	2,3	29,9 ± 1,2	28,8 ± 1,1
406	Zwei-Glimmer-Alkalifeldspatgneis	Schieranco, Antrona	166	0,0571	30,4	1,9	23,4 ± 1,4	21,3 ± 1,1
407	Plattiger Zwei-Glimmergneis	Bränd II, Zwischbergen	143	0,0590	5,4	15,1	28,1 ± 10,3	22,2 ± 7,9
408	Zwei-Glimmer-Oligoklasgneis	Trasquera	214	0,0402	11,3	4,6	12,7 ± 2,2	—
409	Biotit-Phengitgneis	Spitzhörli, Nanztal	326	0,0943	15,8	7,3	19,7 ± 2,3	12,0 ± 1,9
410	Zwei-Glimmergneis	Wera, Zwischbergen	122	0,0374	9,8	5,0	20,9 ± 4,3	19,0 ± 3,3
411	Augiger Zwei-Glimmer-Alkalifeldspat- gneis	Cap. Mezzalama	294	0,143	53,0	1,8	33,1 ± 1,3	32,1 ± 1,2
412	Biotit-Albitschiefer	Cap. Mezzalama	147	0,0749	18,8	4,7	35,4 ± 3,5	31,5 ± 2,8
415	Biotit-Phengitgneis	Arnaz, Aosta	210	0,111	10,6	13,5	36,0 ± 6,0	27,3 ± 5,0
416	Augiger Zwei-Glimmer-Alkalifeldspat- gneis	Brusson, Ayas	431	0,216	59,6	2,1	34,1 ± 1,4	32,2 ± 1,3

Auf Tafel 1 sind die 30 Biotitalterspunkte dieser Arbeit aufgetragen, dazu noch 40 Punkte von E. JÄGER et al. (1967) sowie die Werte von F. CARRARO und G. FERRARA (1968) aus der Ivrea-Zone. Die Literaturpunkte sind gekennzeichnet (siehe Tafel 1). Die Farbgebung der Punkte geschah in der von E. JÄGER et al. (1967) durchgeführten Art. Allerdings mussten die Altersabgrenzungen verschoben werden. Unsere ältesten alpin verjüngten Biotite ergeben 32 M.J.; die älteste Gruppe der alpin verjüngten Biotite umfasst deshalb Biotite von 30–40 M.J., die zweitälteste Gruppe Biotite von 20–30 M.J. Dies hatte bei den Mischaltern zur Folge, dass die Grenze auf 40–200 verlegt werden musste. Dadurch tritt das Bild der verschiedenen Alterszonen in den Walliser Alpen auf der Karte viel deutlicher hervor. Mit der Altersgruppe 30–40 M.J. haben wir zugleich diejenigen Biotite hervorgehoben, die für die Datierung der Metamorphose wichtig sind. Die Farbgebung der Punkte auf Karte 1 wurde wie folgt durchgeführt:

dunkelrote Punkte	= Biotite unter 12 M. J.
hellrote Punkte	= Biotite 12–15 M. J.
dunkelgrüne Punkte	= Biotite 15–18 M. J.
hellgrüne Punkte	= Biotite 18–20 M. J.
dunkelblaue Punkte	= Biotite 20–30 M. J. in E. JÄGER et al. (1967) 20–25 M. J.
hellblaue Punkte	= Biotite 30–40 M. J. in E. JÄGER et al. (1967) 25–50 M. J.
graue Punkte	= Biotite 40–200 M. J.
schwarze Punkte	= Biotite über 200 M. J.

Die geologische Grundlage der Karte stammt von P. BEARTH (1965) (Erläuterungen zum Blatt Sion, Geol. Karte der Schweiz 1:200000). Die südlichen Partien wurden nach der Karte von F. HERMANN (1937), die Ostteile der Karte nach J. HUNZIKER (1966), B. REINHARDT (1966), R. SCHMID (1968), H. WIELAND (1966) ergänzt.

4. Interpretation

a) Ausmass und Alter der Metamorphose

Die analysierten Biotite lassen sich in zwei klar voneinander unterscheidbare Gruppen einteilen. In der ersten Gruppe wurden Mischalterswerte grösser 40 M. J. abgetrennt, d. h. teilweise alpin verjüngte Biotite (graue Punkte auf Tafel 1). Nur zwei Biotite fallen in diese Gruppe, siehe Besprechung einzelner Proben.

In die zweite Gruppe fallen Biotite bis 40 M. J.; 28 der hier untersuchten dunklen Glimmer gehören dazu. Dies ist die Gruppe der alpin vollständig verjüngten Biotite. Dass wir es hier nicht mit Mischaltern zu tun haben, zeigen schon die relativ homogenen Farbpunktfelder auf Tafel 1. Bei der grossen chemischen Variation der Gesteine, aus denen die Biotite stammen, würden innerhalb eines Farb- bzw. Altersfeldes sonst Ausnahmen vorkommen; die Werte müssten um den für die Kleinregion charakteristischen Alterswert streuen. A. ARNOLD und E. JÄGER (1965) und E. JÄGER et al. (1967) konnten zeigen, dass bei Metamorphose von basischen Gesteinen ein grösseres Festhaltevermögen von Strontium im Biotit als in saureren Gesteinen feststellbar ist. Demnach haben wir in einer Mischalterszone in basischen Gesteinen eher höhere Biotitalter als in sauren zu erwarten. Wir nehmen an, dass wir mit der zweiten Gruppe von Biotiten

einen Zeitpunkt der Abkühlung der alpinen Metamorphose datieren. Die ältesten alpin verjüngten Biotite, welche nur kurze Zeit unter erhöhten Temperaturbedingungen der Metamorphose gewesen sind, geben uns somit einen Zeitpunkt an, der nahe an der Kulmination der Metamorphose liegt.

Die alpine Metamorphose ist im Penninikum syn- bis postkinematisch. R. TRÜMPY (1960) setzt die tektonische Hauptphase in den Westalpen ins untere bis mittlere Oligozän. Nach F. ELLENBERGER (1963) erfolgte die Metamorphose in den Westalpen nach der Überschiebung der Nappe des Schistes lustrés im Oberpriabon. Andererseits erscheinen die ersten Gerölle metamorpher Ophiolithe in den Konglomeraten des oberen Sannoisien (P. BEARTH, 1967). E. NIGGLI et al. (1956) fanden schon alpin gebildeten Alkali amphibol und Stilpnomelan im Eozän der Griesstock-Decke. Das unteroligozäne Alter der Metamorphose scheint demnach durch Feldbefunde fixiert. Nach W. B. HARLAND et al. (1964) liegt die Grenze Eozän/Oligozän bei 35–39 M. J.

P. BEARTH (1967) gibt ein Temperaturintervall für die alpine Metamorphose der Ophiolithe des Gebietes von Zermatt und Saas Fee von 400–500°C. an.

Die ältesten alpin verjüngten Biotite, die wir im Monte Rosa-Bernhard-Kristallin fanden, gaben Alterswerte von 32 M. J. Es bleibt also nur eine kurze Zeitspanne für die Abkühlung zur Verfügung. Wenn wir für die Grenze Eozän/Oligozän auch den Extremwert von 39 M. J. einsetzen, sind dies bis zur Abkühlung unter 300°C. nur 7. M. J. Wenn man annimmt, dass die Metamorphose im unteren Oligozän einsetzt, also nach 39 M. J., so haben wir maximal 7 M. J. vom Anfang der Metamorphose bis zur Abkühlung unter 300°C., eine erstaunlich kurze Zeit verglichen mit dem Lepontin. Allerdings basieren diese Angaben auf folgenden vier Annahmen:

- 1) Auf der Festlegung der Eozän/Oligozän-Grenze, die meist an ausseralpinen Proben durchgeführt wurde.
- 2) Auf der Unsicherheit in der Bestimmung der Überschiebungen vor der Metamorphose.
- 3) Als weiterer Unsicherheitsfaktor sei noch die 300°C.-Grenze erwähnt. (Öffnung/Schliessung des Rb-Sr-Systems im Biotit), die vielleicht auch etwas höher liegen könnte.
- 4) Die von P. BEARTH (1967) in den Ophiolithen postulierte Temperatur von 400 bis 500°C. dürfte vielleicht auch ein wenig reduziert werden. Wenn wir nur 400°C., d. h. die untere von Bearth angegebene Temperatur annehmen, erhalten wir schon durchaus normale Abkühlzeiten (siehe hierzu auch 2. Bemerkungen zur Geologie). Welcher dieser vier Punkte ausschlaggebend ist, kann erst bei genauer Kenntnis der Hellglimмерalter des Gebietes entschieden werden.

b) Hebung oder Mehrphasigkeit der Metamorphose

Die regionale Änderung der Biotitalterswerte von unter 12 M. J. (rote Punkte auf Tafel 1) im Nordosten des Kartenausschnittes zu maximal 35 M. J. (blaue Punkte) im Südwesten wird durch zeitliche Differenzen in der Heraushebung des Gebietes erklärt. Der Südwestteil wurde vor dem Nordosten gehoben. Daraus folgt, dass der Südwestabschnitt nur kurze Zeit (Differenz Metamorphose bis älteste Biotite), der Nordosten aber bis 25 M. J. (Differenz Metamorphose bis jüngste Biotitalterswerte) auf oder über der Temperatur von ca. 300°C. geblieben ist.

Eine Interpretation der regionalen Altersunterschiede zwischen Südwesten und Nordosten als Mehrphasigkeit der alpinen Metamorphose, wie sie von R. STEIGER (1964) versucht wurde, ist an der Simplon-Centovalli-Störung äusserst schwierig. Nicht nur müsste man zwei zeitlich einander folgende Phasen, eine für Biotit und eine für Muskowit, annehmen, man müsste sie noch auf zwei verschiedene Stockwerke verteilen (südwestlich der Störung und nordöstlich derselben). Da drängt sich als viel einfachere Lösung die von E. JÄGER (1962) angeregte Interpretation als Abkühlungsalter geradezu auf.

c) Simplon-Centovalli-Störung

Auf Seite 210 wurde die Simplon-Störung eingehend beschrieben. Interessant ist das Verhalten der Biotitalterswerte an dieser sicher postkristallinen Störung. Das rote Farbfeld im Simplon-Gebiet (Tafel 1) mit Biotitalterswerten unter 12 M.J. wird von der Simplon-/Centovalli-Linie westlich von Domodossola scharf abgeschnitten. Nordöstlich der Linie finden wir nur rote Punkte, südwestlich davon keine roten Punkte mehr. Im Zwischbergen-Tal ist dieser Alterssprung besonders deutlich sichtbar. Auf einer Strecke von weniger als 5 km steigen die Biotitalterswerte von unter 12 M.J. auf 20–25 M.J.; aber auch in der Gegend westlich des Simplon-Passes ist dieser Sprung sehr ausgeprägt, wobei man hier sogar sofort in die Mischalterszone gerät (siehe Tafel 1). Dieser Sprung in den Alterswerten gibt uns eine zeitliche Limite, ein Maximalalter der Aktivität dieser Störung. Der Nordostteil des Gebietes kühlte erst vor weniger als 12 M.J. unter die für Biotit kritische Temperatur von 300°C. ab, wurde also nach dem Südwestteil herausgehoben, der schon vor 20–25 M.J. abgekühlt war. Die Störung hat vor weniger als 12 M.J. sicher noch gespielt. Ein ähnlicher Alterssprung kann auch am Hauptast der insubrischen Linie beobachtet werden, hier allerdings zwischen alpinen und voralpinen Glimmeralterswerten, wie dies schon E. JÄGER et al. (1967) zeigen konnten (siehe hierzu auch Tafel 1).

d) Besprechung einzelner Proben

Nur zwei der neu untersuchten Biotite fallen in die Gruppe der Mischalter, und zwar KAW 285 und KAW 91. Der Biotit KAW 285 stammt aus einem Biotit-Chlorit-schiefer bei Zenschmieden im Saas-Tal. In dessen unmittelbarer Nähe wurden von E. JÄGER et al. (1967) zwei Mischalterspunkte angegeben, KAW 283 Embd und KAW 325 Gspon. Wir befinden uns demnach hier schon in der Mischalterszone, wo neben alpin verjüngtem auch Glimmer mit Mischalter vorkommt. Der zweite Biotit dieser Gruppe KAW 91 mit $49,3 \pm 2,2$ M.J. wird von uns schon als Mischalter interpretiert. Dass dieser Mischalterspunkt in einem homogen belegten Feld von alpin verjüngten Glimmern liegt, zeigt nur, wie dicht an der kritischen Temperatur, die zur Öffnung des Rb-Sr-Systems notwendig ist, wir uns hier befinden.

Es gibt noch eine Kategorie von Biotitalterswerten, die hier gesondert besprochen werden muss; Biotite, bei denen nach der Korrektur mit dem Gesamtgestein das Alter zwischen 0 und 8 M.J. liegt, in einem Fall sogar 0 M.J. erreicht. Ein solcher Biotit wurde schon von E. JÄGER et al. (1967) beschrieben. Nach JÄGER ergab ein Biotit aus dem Eisten-Gneis (Probe KAW 165) einen korrigierten Alterswert von 5,7 bzw. 6,8 M.J.,

je nach der Gesamtgesteinsprobe, die zur Korrektur verwendet wurde. Der unkorrigierte Wert ist 13,5 M.J.; durch die Korrektur mit dem Gesamtgestein wurde dieser Wert so stark erniedrigt. Interessanterweise ergab nun gerade wieder ein Biotit aus dem Eisten-Gneis, die Probe KAW 400, einen korrigierten Alterswert von 0 M.J. Auch dieser Biotit stammt aus der nördlichsten Monte-Leone-Gneislamelle, aus dem Eisten-Gneis. Hier ist die Korrektur sogar noch extremer als bei KAW 165.

Der unkorrigierte Alterswert von KAW 400 ist $22,6 \pm 6,3$ M.J. Auffallend ist der hohe Gehalt an gewöhnlichem Strontium und der relativ geringe Anteil an radiogenem Strontium. Die Wiederholung solch niedriger korrigierter Alterswerte rechtfertigt eine eingehendere Diskussion des Problems, wobei zum vornherein gesagt sei, dass die endgültige Lösung noch aussteht.

Zunächst einige Bemerkungen zur Monte-Leone-Stirn. Die nördlichsten Gneispakete der Monte-Leone-Decke, der Eisten-Gneis und der Ganter-Gneis, werden durch eine ca. 100 m mächtige Bündnerschiefer-Lamelle voneinander getrennt. Eisten- und Ganter-Gneis sind in ihrem Gesteinschemismus recht ähnlich. Der Eisten-Gneis ist tektonisch auffallend stark gestört, man kann kaum einen grösseren zusammenhängenden Block dieses Gesteins herausbrechen, wohingegen der Ganter-Gneis geschont erscheint. Es gibt nun vier Möglichkeiten, die aberranten Alterswerte des Biotits im Eisten-Gneis zu erklären. Die unter Punkt 1 aufgeführten Gründe können nicht für die aberranten Biotitalter verantwortlich gemacht werden. Ob eine einzelne der nachfolgenden Ursachen oder eine Mischung die abweichenden Alterswerte restlos erklären wird, dürften weitere Untersuchungen zeigen.

1) Der Eisten-Gneis ist für Rubidium und Strontium alpin ein offenes System geworden. Das starke Gefälle der Alkalien gegen die umliegenden Bündnerschiefer liesse eine Rubidium-Abwanderung oder einen Strontium-Austausch vermuten. Dieser Punkt konnte mit Rb-Sr-Gesteinsanalysen geklärt werden. Die Analysenpunkte der Gesamtgesteine aus dem Eisten-Gneis liegen auf einer älteren Isochrone und haben demnach während der alpinen Metamorphose ihr früheres Alter bewahrt, sie blieben ein geschlossenes System.

2) Die Eisten-Gneislamelle ist wirklich erst später an die Oberfläche gelangt und abgekühlt, die jungen Alterswerte zwischen 0 und 7 M.J. sind reell, sie könnten als letzte tektonische Phase der Stirnbildung der Monte-Leone-Decke interpretiert werden. Allerdings müsste dies im Temperaturintervall zwischen 300 und 500° geschehen sein. Die Phengite aus dem Eisten-Gneis sind nämlich gleich alt wie die Phengite aus den umgebenden Gesteinen, sie passen gut in ihre Umgebung.

3) In der senkrecht stehenden Eisten-Gneislamelle haben zirkulierende Lösungen Rubidium umgelagert oder selektiv radiogenes Strontium gegen gewöhnliches Strontium innerhalb des Gesteins ausgetauscht, ähnlich wie dies von J. KULP und J. ENGELS (1963) experimentell durchgeführt wurde. Dabei genügen sicher Temperaturen von 50–80°, wie sie in rezenter bis subrezenter Zeit im Simplon noch herrschten, auf die zur Verfügung stehende Zeitdauer von einigen M.J., um ein Glimmeralter stark, eventuell sogar auf 0 zu reduzieren. Das Gestein kann sehr wohl ein geschlossenes System geblieben sein, wie die Gesteinsisochrone beweist, aber zwischen den einzelnen Mineralphasen konnte dennoch ein Austausch stattfinden. Diesem Punkt wird noch durch weitere Mineralanalysen nachgegangen werden.

4) Der Biotit im Eisten-Gneis ist sehr inhomogen, neben grünem und braunem tritt auch gelblicher Biotit auf. Wir könnten es somit mit Ungleichgewichten zu tun haben und dürfen darum nicht mit dem Gesamtgestein, mit welchem der Biotit dann auch nicht im Gleichgewicht ist, korrigieren. Eine retrograde Entstehung von Biotit aus Phengit, wie dies M. J. Mc. NAMARA (1966) beschreibt, ist nach den Dünnschliffbeobachtungen aus dem Eisten-Gneis unwahrscheinlich; viel eher scheint der Biotit älter, an einigen Stellen wird er sogar durch Phengit ersetzt.

5. Beschreibung der Proben

- Verwendete Abkürzungen: Lok. = Lokalität
 u. d. M. = unter dem Mikroskop
 makr. = makroskopisch
 d = Korndurchmesser
- KAW 78 Hornblende-Syenit von Biella, Sesia-Zone.
 Lok.: $45^{\circ}39'30''/4^{\circ}11'30''$, Valle del Cervo mittlerer Bruch.
 Makr.: ein rötliches (Kalifeldspat) relativ massiges Gestein mit viel grüner Hornblende, zahlreichen gabbroiden Einschlüssen und «pegmatoiden» Schlieren.
 U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile Kalifeldspat (bestäubt), Plagioklas, Hornblende und Quarz. Ilmenit, Hämatit, Biotit, Apatit und Titanit sind Übergemengteile.
- KAW 91 Granatführender Sillimanit-Biotitgneis des prägranitischen Schieferkomplexes. Monte Rosa-Decke.
 Lok.: 649.500/99.600, Höhe 1350 m, Lago Camplicoli Valle d'Antrona.
 Makr.: ein mesokrater bänderiger, stark triklin verfältelter Gneis mit Quarzschnüren.
 U. d. M. erkennt man Chlorit, Quarz, Biotit, Muskowit, Alkalifeldspat, Sillimanit, Erz und Granat sowie Turmalin, Zirkon und Apatit.
- KAW 92 Feinkörniger Monte Rosa-Granit.
 Lok.: 649.500/99.600. Höhe 1350 m. Lago Camplicoli, Valle d'Antrona.
 Makr.: ein relativ massiger, feinkörniger, heller Granit mit Kalifeldspatporphyroblasten.
 U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, Muskowit. Serizit, Epidot und Erz als Nebengemengteile. Quarz tritt in zwei Generationen auf; neben grossen undulös auslöschenden Körnern, in Quarz-Albitpflaster um grössere Plagioklase. Auch der Muskowit tritt in zwei Generationen auf. Neben den grossen Plättchen, die mit Biotit zusammen auftreten, auch eine Serizit-Generation in den Feldspäten.
- KAW 102 Zwei-Glimmer-Gneis der Monte Leone-Decke.
 Lok.: 112.160/669.670. Felswand unter Naviledo, Isorno.
 Makr.: ein mesokrater, feinkörniger, plattiger, Zwei-Glimmer-Gneis.
 U. d. M. erkennt man Quarz, Oligoklas, Chlorit, Biotit, Muskowit, Epidot und Erz.
- KAW 285 Chloritschiefer der Bernhard-Decke.
 Lok.: 635.000/116.650, Höhe 1090 m. Zen-Schmieden, Saas-Tal.
 Makr.: ein hellgrauer Schiefer.
 U. d. M. erkennt man stark undulös auslöschenden Quarz, stark serizitisierten Plagioklas, Chlorit. Epidot, Titanit und Erz sind Nebengemengteile.
- KAW 366 Heller Zwei-Glimmer-Albitgneis der Stelli-Zone, Monte Rosa-Decke.
 Lok.: 640.900/99.600, Höhe 2260 m. Mattmark Saas-Tal. Strasse am Ostufer des Stausees, ungefähr auf Kronenhöhe, ca. 500 m südlich der Staumauer.
 Makr.: zeigt der helle grobbankige Zwei-Glimmer-Albitgneis zwei Generationen von Hellglimmern und zahlreiche Turmalin-Nester.
 U. d. M. sind Hauptgemengteile, Quarz (Pflasterstruktur), Kalifeldspat, Schachbrettalbit, Muskowit (neben grobem Muskowit d = 5 mm, noch hellgrüner, feinkörniger Phengit), Chlorit, Biotit. Turmalin und Erz sind Nebengemengteile.

- KAW 368 Paläozoischer Biotit-Chloritschiefer des Staldener Lappens.
Lok.: 633.500/120.300, Höhe 790 m. Linke Bachseite oberhalb der Brücke der Hauptstrasse Stalden-Visp.
Makr.: ein feinkörniger, melanokrater Biotit-Chloritschiefer mit Carbonatschnüren und Pyrit.
U. d. M. erkennt man Chlorit, Quarz, Calcit, Biotit, Erz und Granat.
- KAW 369 Zwei-Glimmer-Augengneis (Augengneis von Macugnaga), Monte Rosa-Decke.
Lok.: 651.600/100.500, Höhe 1050 m. Steinbruch in Bergsturzblock unterhalb Lago di Antrona, Valle d'Antrona. Material eigentlich von Cime di Pozzuoli.
Makr.: ein grobkörniger, leukokrater, gutgebankter Biotit-Phengit-Augengneis.
U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile zerrissene und mit Quarzpflaster verheilte Kalifeldspat-Porphyrklasten. Quarz zum Teil undulös auslöschend. Biotit, Chlorit und Phengit äusserst feinkörnig, ausserdem viel Erz.
- KAW 370 Zwei-Glimmer-Bändergneis, Bernhard-Kristallin.
Lok.: 651.550/111.300, Höhe 1540 m. Neue Strasse Zwischbergen-Furgge.
Makr.: ein feinkörniger Zwei-Glimmer-Bändergneis mit zwei verschieden ausgeprägten «S». «S₁» Stoffbänderung, «S₂» Glimmerregelung = Faltenachsebene.
U. d. M. sind Quarz, Plagioklas, Muskowit, Biotit, Epidot und Chlorit Hauptgemengteile. Granat, Zirkon und Erz Nebengemengteile.
- KAW 371 Zwei-Glimmer-Gneis der Monte Rosa-Wurzelzone.
L.: 656.100/93.700, Höhe 500 m. Steinbruch östlich Ponte Grande Anzasca, rechtes Bachufer.
Makr.: ein heller, plattiger, bänderiger Zwei-Glimmer-Gneis.
U. d. M. erkennt man Quarz, Plagioklas, Phengit, Kalifeldspat, Biotit, Chlorit und Erz.
- KAW 372 Zwei-Glimmer-Gneis, Monte Leone-Decke.
Lok.: 662.200/108.150, Höhe 500 m, Steinbruch östlich Torno Bognanco.
Makr.: ein heller, plattiger Zwei-Glimmer-Gneis.
U. d. M. erkennt man Quarz (Quarzpflaster entlang der Korngrenzen und undulös auslöschende grössere Quarze). Plagioklas (Schachbrett-Albit), Epidot, Granat und Erz.
- KAW 373 Biotitführender Granat-Amphibolit der Furgg-Zone, Monte Rosa-Decke.
Lok.: 640.800/100.200, Höhe 2300 m. Mattmark Staudamm rechts, neue Strasse, 300 m unterhalb Staudamm.
Makr.: ein braunes, stengeliges, bänderiges Gestein in dem von blosser Hornblende, Biotit und Granat erkannt werden.
U. d. M. treten als Hauptkomponenten Hornblende, Granat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit und Erz auf.
- KAW 374 Zwei-Glimmer-Schiefergneis, Mischabel-Kristallin.
Lok.: 643.300/106.100, Höhe 2450 m, Rottal-Egge, Stollen nach Weiss-Tal, 200 m von Rottal-Egge, Almageller-Tal.
Makr.: ein mesokrater, augiger, stark gewellter, Zwei-Glimmer-Schiefer bis Gneis.
U. d. M. stellten wir fest: Quarz, stark undulös auslöschend, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Muskowit, Apatit, Titanit, Zirkon, Epidot und Erz.
- KAW 375 Zwei-Glimmer-Bändergneis der Stelli-Zone. Monte Rosa-Decke.
Lok.: 643.150/101.300, Höhe 2270 m, Furgg-Tal Schönen Boden, Wasserfassung.
Makr.: ein biotitführender, bänderiger Phengit-Gneis.
U. d. M. sind Hauptgemengteile, Plagioklas, Quarz, Granat, Phengit, Biotit und Erz. Die Granate sind stark zerrissen und voller Einschlüsse, Albit bildet mit Quarz ein Mosaikgefüge voller Einschlüsse von Biotit, Granat, Epidot, Apatit und Erz.
- KAW 376 Zwei-Glimmer-Augengneis des Mischabel-Kristallins.
Lok.: 641.900/102.750, Höhe 2140 m. Furgg-Tal, Weitsand.
Linksufriger Weg, Sprengung zur Wegverbreiterung.
Makr.: ein mesokrater Biotit-Phengit-Augengneis.
U. d. M. erkennt man Quarz, Plagioklas, zum Teil Schachbrett-Albit, Kalifeldspat, Phengit, Biotit, Zirkon, Epidot, Erz.

- KAW 377** Augiger Zwei-Glimmer-Gneis des Mischabel-Kristallins.
Lok.: 638.300/106.900, Höhe 1800 m. Strasse nach Saas Fee, letzte Kehre.
Makr.: ein grünlicher, augiger, gut gebankter Zwei-Glimmer-Gneis (Phengit).
U. d. M. erkennt man Quarz, Schachbrett-Albit, Kalifeldspat, Phengit, Biotit, Chlorit, Epidot und Erz. Der Albit ist voller Epidot und Serizit-Schüppchen.
- KAW 378** Augengneis von Randa, Bernhard-Decke (Mischabel-Rückfalte).
Lok.: 626.000/105.800, Höhe 1480 m. Steinbruch Randa.
Makr.: ein grünlicher, gutgebankter Augengneis.
U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Phengit und Biotit. Chlorit, Granat und Erz als Übergemengteile. Der Kalifeldspat ist perthitisch entmischt und Plagioklas tritt sowohl als Schachbrett-Albit (grössere Körner) als auch als myrmekitisch entmischter Plagioklas auf. Der Granat ist stark zerrissen.
- KAW 399** Kleinaugiger, phengitischer Plattengneis, Eisten-Gneis, Monte Leone-Decke.
Lok.: 639.700/122.800, Höhe 1720 m. Wasserfassung niederste Alp Nanz-Tal.
Makr.: ein grünlicher, gutgebankter, plattiger Gneis mit Alkalifeldspataugen.
U. d. M. erkennt man in einem äusserst feinkörnigen Grundgewebe von Quarz, Albit, Phengit, Chlorit und Biotit, Porphyroblasten von Kalifeldspat (Mikroklingitterung). Die Albite sind oft antiperthitisch entmischt und voller Einschlüsse von Epidot, Erz und Hellglimmer.
- KAW 400** Kleinaugiger, phengitischer Plattengneis, Eisten-Gneis, Monte Leone-Decke.
Lok.: 639.550/124.500, Höhe 1480 m. Nanztal, Strasse oberhalb oberster Spitzkehre.
Makr.: sehr ähnlich KAW 399 und 401.
U. d. M. erkennt man zunehmend Quarzpflaster entlang Rissen und auch das häufigere Auftreten von Einschlüssen.
- KAW 401** Kleinaugiger, phengitischer Plattengneis, Eisten-Gneis, Monte Leone-Decke.
Lok.: 638.400/124.500, Höhe 2300 m. Gebidem, Nanztal, Aushub zur Bergstation der Seilbahn Briger-Bad-Gebidem.
Makr.: sehr ähnlich KAW 399 und 400.
U. d. M. fällt die grössere Häufigkeit von Biotit und Mikroklin auf gegenüber den Proben KAW 400 und 399.
- KAW 405** Zwei-Glimmer-Augengneis, Augengneis von Macugnaga, Monte Rosa-Decke.
Lok.: 642.100/94.100, Höhe 2870 m. Neuer Steinbruch für Madonnen-Sockel, Passo Monte Moro.
Makr.: ein leukokrater Zwei-Glimmer-Augengneis mit Turmalinnestern.
U. d. M. erkennt man eine äusserst feinkörnige Matrix von Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Muskowit, Epidot, Zirkon, Erz und Turmalin. Auch die Augen (Alkalifeldspat) sind z. T. durch Quarz-Albitpflaster ersetzt.
- KAW 406** Zwei-Glimmer-Gneis des Camughera-Lappens.
Lok.: 654.800/99.950, Höhe 760 m. Neue Strasse von Prabernardo nach Schieranco, Valle d'Antrona.
Makr.: ein mesokrater, plattiger Zwei-Glimmer-Gneis.
U. d. M. erkennt man neben Schachbrett-Albit myrmekitisch entmischten Plagioklas, Biotit, Muskowit und Chlorit, ein alles durchdringendes Pflaster von Quarz. Als Übergemengteil tritt Epidot auf, und das reichliche Erz ist oft als feine Bestäubung an die Feldspäte gebunden.
- KAW 407** Zwei-Glimmer-Gneis des Bernhard-Kristallins.
Lok.: 651.550/111.300, Höhe 1540 m. Bränd II, Zwischbergen, neue Strasse nach Furgge.
Makr.: ein leukokrater, feinkörniger, relativ massiger Zwei-Glimmer-Gneis.
U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile myrmekitischen Plagioklas, Quarz, Biotit und Epidot. Orthit, Muskowit und Granat sind Übergemengteile.
- KAW 408** Flatschgier Zwei-Glimmer-Gneis. Antigorio-Gneis.
Lok.: 660.750/118.400, Höhe 1080 m. Neue Strasse Varzo-Trasquera.
Makr.: ein gutgebankter mesokrater, flatschiger Zwei-Glimmer-Augengneis.
U. d. M. erkennt man Mikroklin-Oligoklas, Quarz undulös auslöschend, Biotit, Muskowit und Epidot.

- KAW 409 Kleinaugiger, phengitischer Augengneis, Ganter-Gneis, Monte Leone-Decke.
Lok.: 642.100/123.600, Höhe 2600 m. Ostwand Spitzhörnli, Simplon.
Makr.: ein plattiger, kleinaugiger, grünlicher Phengit-Chlorit-Biotitgneis.
U. d. M. erkennt man Albit, Mikroklin, Quarz und Phengit als Hauptgemengteile. Chlorit, Biotit und Erz als Übergemengteile (sehr ähnlich KAW 399–401).
- KAW 410 Zwei-Glimmer-Gneis des Mischabel-Kristallins.
Lok.: 651.700/111.600, Höhe 1460 m. Wera, Zwischbergen, neue Strasse nach Furgge.
Makr.: ein mesokrater, feinkörniger Zwei-Glimmer-Plattengneis.
U. d. M. sehr ähnlich KAW 407, aber bedeutend feinkörniger; die myrmekitischen Plagioklase und auch der Epidot sind häufiger.
- KAW 411 Monte Rosa-Granitgneis.
Lok.: 624.800/84.800, Höhe 3020 m. Oberhalb Rif. Mezzalama, Valle d' Ayas, in Kontaktnähe der Furgg-Zone.
Makr.: ein mesokrater, grobbankiger, schwach texturierter, augiger Granit-Gneis.
U. d. M. erkennt man undulösen Quarz, Schachbrett-Albit, perthitischen Kalifeldspat (serizitisiert) und Biotit als Hauptgemengteile. Muskowit, Zirkon, Apatit und Erz sind Nebengemengteile.
- KAW 412 Biotit-Phengit-Gneis, Furgg-Zone, Monte Rosa-Decke.
Lok.: 624.800/84.800, Höhe 3020 m. Oberhalb Rif. Mezzalama, Valle d' Ayas, 20 m neben KAW 411.
Makr.: ein melanokrater, brauner, stengeliger Biotit-Phengit-Gneis.
U. d. M.: Albit, Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot und Phengit.
- KAW 415 Augiger Phengitgneis, Sesia-Zone, «Gneis-Minuti», Typ Arolla.
Lok.: 4° 42' 20"/45° 42' 20", Cava W Case Campagnola, Arnaz, Aosta.
Makr.: feinkörnige, grüne stark verfältelte, bänderig, augige Phengitgneise, wechsel-lagernd mit dunkleren (Phengit und Biotit) Lagen.
U. d. M. erkennt man undulös auslöschenden Quarz, Plagioklas, zwei Generationen von Phengit, Chlorit, Biotit und Epidot.
- KAW 416 Zwei-Glimmer-Augengneis, Scholle von Arceza, Monte-Rosa-Gneis.
Lok.: 624.050/65.900, Höhe 1150 m. Steinbruch bei Brusson, Valle d' Ayas.
Makr.: ein turmalinführender Muskowit-Phengit-Biotit-Augengneis.
U. d. M. erkennt man stark zersetzte Kalifeldspat-Porphyroblasten, lagenweise parallel «S» ein Quarz-Albitpflaster, Muskowit (d = 5 mm) und daneben feinen grünen Phengit, Biotit, Zirkon, Apatit und Erz.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARNOLD, A. und JÄGER, E. (1965): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite*. *Eclogae geol. Helv.* 58/1.
- BEARTH, P. (1952A): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. *Beitr. Schweiz. N.F.* 96.
- (1952B): *Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen*. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 32.
- (1953): *Erläuterungen zu Blatt 535 Zermatt*. *Geol. Atlas Schweiz.* 1:25000, No. 29.
- (1956): *Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossola-Tales*. *Eclogae geol. Helv.* 49/2.
- (1957): *Erläuterungen zu Blatt Saas und Monte Moro*. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, No. 31+30.
- (1958): *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums*. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 38.
- (1962): *Versuch einer Gliederung alpin metamorpher Serien der Westalpen*. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 42.
- (1963): *Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt–Saas Fee*. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 43.
- (1964): *Erläuterungen zu Blatt Randa*. *Geol. Atlas Schweiz.* 1:25000, No. 43.
- (1967): *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee*. *Beitr. Schweiz. N.F.* 132.
- BEARTH, P. und LOMBARD, AUG. (1965): *Notices explicatives Feuille Sion*. *Carte Géol. générale Suisse* 1:200000, Flle. 6.
- BOWEN, N. L. & TUTTLE, O. P. (1949): *The System MgO–SiO₂–H₂O*. *Bull. Geol. Soc. Am.* 60.

- ELLENBERGER, F. (1963): *La Vannoise, un géantoclinal métamorphique*. Mém. Soc. géol. France (Livre à la mémoire du Prof. Fallot, t. 2).
- ELTER, G. (1960): *La zona penninica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. geol. mineral. Univ. Padova 22.
- CARRARO, F. & FERRARA, G. (1968): *Alpine «Tonalite» at Miagliano, Biella (Zona Dioritokinzigitica). A Preliminary Note*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 48/1.
- GRAESER, S. und HUNZIKER, J. C. (1968): *Rb-Sr- und Pb-Isotopenbestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 48/1.
- HARLAND, W. B., SMITH, A. G. und WILCOCK, B. (1964): *The Phanerozoic Time Scale* (Holmes Symposium). Geol. Soc. London.
- HERMANN, F. (1937): *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1:200000*. Verlag Wepf & Cie., Basel.
- HUNZIKER, J. (1966): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provincia di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin)*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 46/2.
- JÄGER, E. (1962): *Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the Alps*. J. Geophys. Res. 1962.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1967): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. Beitr. Schweiz. N.F. 134.
- KERRICK, B. M. (1968): *Experiments on the Upper Stability Limit of Pyrophyllite at 1,8 Kilobars and 3,9 Kilobars Water Pressure*. Am. J. Sci. 266.
- KULP, J. L. und ENGELS, J. (1963): *Discordances in K-Ar and Rb-Sr Isotopic Ages*. Radioactive Dating. Int. Atom. Energy Agency, Vienna.
- MC. NAMARA, M. J. (1966): *Chlorite – Biotite Equilibrium Reaction in a Carbonatefree System*. J. Petrology 7/3.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. Eclogae geol. Helv. 58/1.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. und JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz)*. Eclogae geol. Helv. 49/2.
- DAL PIAZ, G. V. & GOVI, M. (1968): *Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti*. Boll. Soc. Geol. Ital. 87.
- VON RAUMER, J. F. (1968): *Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit*. Contributions Mineral. Petrol. 20.
- REINHARDT, B. (1966): *Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien)*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 46/2.
- SCHMID, R. (1968): *Excursion Guide for the Valle d'Ossola Section of the Ivrea-Verbano Zone (Prov. Novara, Northern Italy)*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 48/1.
- STEIGER, R. (1964): *Dating of Orogenic Phases in the Central Alps by K-Ar-Ages of Hornblende*. J. geophys. Res. 69/24.
- STERN, W. B. (1966): *Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 46/1.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. Bull. geol. Soc. Amer. 71.
- WIELAND, H. (1966): *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 46/1.
- WÜTHRICH, H. (1965): *Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 45/2.

