

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

— pubblicati dalla
Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)

Neue Folge, 134. Lieferung

Des ganzen Werkes 164. Lieferung

Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen

Mit 2 Textfiguren und 5 Tafeln

Von

E. Jäger, E. Niggli und E. Wenk

Bern

Bern

Basel

BERN

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG, Geographischer Verlag, Bern

1967

Druck Stämpfli & Cie, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im November 1966 gelangten die Autoren an die Geologische Kommission mit dem Ersuchen, ihre Arbeit über die Rb-Sr Altersbestimmungen in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Die Kommission hat diesem Gesuch entsprochen. Das Manuskript wurde dem Büro im April, die druckfertigen Tafelvorlagen im Mai 1967 eingereicht.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse stellen ein Gemeinschaftswerk zweier Universitätsinstitute dar, wobei die Hauptarbeit unter der Leitung von Frau Prof. Jäger im Laboratorium für Altersbestimmungen des Mineralogisch-petrographischen Institutes Bern geleistet wurde. Es war wünschenswert, dass all die verfügbaren Altersdaten, die teilweise bereits in verschiedenen Publikationen veröffentlicht sind, einmal zusammengestellt wurden. Diese Zusammenfassung, die mit aufschlussreichen Illustrationen versehen ist, bildet die Grundlage zu Diskussionen über die Interpretation der gefundenen Alterswerte und wird sicherlich auch in Zukunft bei der Beurteilung von Metamorphose-Vorgängen von manchen Autoren berücksichtigt werden müssen.

Obschon diese Arbeit nicht direkt als Beitrag zur «Geologischen Karte der Schweiz» bezeichnet werden kann, betrachtet es die Geologische Kommission trotzdem als gerechtfertigt, diese wichtige Zusammenstellung der Altersbestimmungen – die schliesslich auch der Feldgeologie zugute kommt – in ihre Serie aufzunehmen.

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen sind die Autoren allein verantwortlich.

Basel, im August 1967.

Für die Schweizerische Geologische Kommission,

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Vorwort der Verfasser

Im Jahre 1958 wurde am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern ein Labor für Altersbestimmungen eingerichtet. Dank der Unterstützung durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung konnte eine grosse Anzahl von Rb-Sr Altersbestimmungen durchgeführt werden.

Das Berner Institut liess sich von allem Anfang an vom Grundsatz leiten, dass die zu untersuchenden Proben in enger Zusammenarbeit mit den Geologen-Mineralogen ausgewählt werden sollten, welche in den betreffenden Gebieten forschen. So liess allein schon die Umgrenzung der im Titel erwähnten Region einen engen Kontakt mit dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel erwünscht erscheinen. Die Basler waren vor allem an Fragen der Metamorphose und der Mineralchemie interessiert und hatten mit anderen Methoden die Probleme des relativen Alters der Kristallisationserscheinungen im gleichen Gebiet verfolgt. Aber es waren nicht bloss regionale Zufälligkeiten, welche diese Arbeitsgemeinschaft in den Lepontinischen Alpen begünstigten. Abgesehen von bereits bestehenden persönlichen Kontakten wurde die Zusammenarbeit auch durch das Untersuchungsmaterial selbst begünstigt, standen doch an beiden Orten Forschungsprojekte über gesteinsbildende Glimmer im Vordergrund. Gegenseitiges Geben und Nehmen bildete die Grundlage der hier besprochenen Altersbestimmungen sowie eines mineralchemischen Projektes und mehrerer Dissertationen. Basler Gesteinsproben und Glimmerkonzentrate wanderten nach Bern, und umgekehrt durften die Basler bernisches Material empfangen und bearbeiten. Schwierigkeiten bot eigentlich nur die föderalistisch bedingte Ummumerierung von Basler Mustern in der Bundesstadt. Die Originalnummern, unter denen die betreffenden Proben in der Literatur (Analysenverzeichnisse, Fundortkarten) bereits bekannt sind, können aus den Gesteinsbeschreibungen eruiert werden.

Ein sich über mehrere Jahre erstreckendes Programm muss selbstverständlich auf die jeweils eintreffenden Resultate Rücksicht nehmen, es muss neu orientiert und in dieser oder jener Hinsicht geändert werden. Es ergaben sich manche Überraschungen, deren Gültigkeit zuerst an weiterem Material überprüft werden musste. Das Interesse verlagerte sich vom Tessin auf das Val d'Antigorio und von diesem schliesslich auf die Simplongruppe und das Oberwallis.

Es darf als positives Nebenresultat bewertet werden, dass zwei verschiedene schweizerische Hochschulinstitute durch dieses Projekt, bei dem die Last der experimentellen Arbeit fast ganz vom Berner Institut getragen wurde, miteinander in ein vertieftes Gespräch kamen. Es darf auch hervorgehoben werden, dass Berner und Basler Mineralogen ihre Programme koordinierten und Arbeitsteilungen fanden, bevor diese Schlagworte eidgenössische Politica wurden. Dass sich beide Teile ehrlich um die Beantwortung mancher noch offenen Fragen bemühten, aber nicht immer eine allgemein verbindliche eidgenössische Lösung finden konnten, dürfte dem geneigten Leser dieses Beitragsbandes nicht entgehen.

Unser Dank gilt vor allem dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, der uns durch seine grosszügige Unterstützung die apparative Einrichtung und den Betrieb des Laboratoriums für Altersbestimmungen ermöglichte. Das Hochbauamt des Kantons Bern errichtete in dankenswerter Weise die Laborräume.

Für wertvolle, anregende Diskussionen danken wir den Herren Prof. A. Gansser und Prof. M. Grünfelder von der ETH Zürich, Prof. E. Wegmann, Neuchâtel, ferner den Basler Kollegen Prof. P. Bearth, Dr. A. Günthert, Prof. H. Schwander und Dr. A. Spicher und den Berner Kollegen Herrn A. Arnold, Prof. Th. Hügi (der uns auch die Probenbeschreibung für KAW 263 lieferte), Prof. W. Nabholz, Prof. A. Streckeisen und Dr. H. Wüthrich, ferner den Kollegen aus dem Physikalischen Institut Bern, Prof. P. Eberhardt, Dr. N. Grögler und Prof. J. Geiss.

Für die Überlassung von Proben danken wir den Kollegen von der ETH Zürich, den Herren Prof. A. Gansser, Prof. M. Grünenfelder, Dr. S. Hafner und Dr. L. Rybach. Der Aktiengesellschaft für schweizerisches Erdöl (SEAG), Zürich, und der Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover, sowie Herrn Dr. U. P. Büchi (Forch ZH) verdanken wir Bohrkern aus der Bohrung Lindau und die Erlaubnis, unsere Altersbestimmungen an diesen Proben in vorläufiger Form hier zu publizieren.

Unser Dank gilt all denen, die für uns und mit uns Proben sammelten, nämlich den Herren A. Arnold, Prof. P. Bearth, Dr. P. Blattner, H. Bühlmann, Dr. S. Graeser, Dr. A. Günthert, J. Hansen, Dr. J. Hunziker, M. G. Joos, Dr. T. P. Labhart, Dr. H. J. Lüthy, Dr. Tj. Peters, Dr. A. Steck, Dr. W. B. Stern, Prof. A. Streckeisen (der uns auch die Probenbeschreibungen für KAW 164 und 165 lieferte), ferner den Herren Dr. G. della Valle, Dr. H. Wieland, Dr. W. Weber und vor allem Dr. H. Wüthrich. Herr Dr. S. Graeser und Herr M. Frey mikroskopierten für uns zahlreiche Dünnschliffe von KAW-Proben und stellten uns die resultierenden Probenbeschreibungen zur Verfügung. Herr Dr. A. Steck konstruierte und zeichnete das N-S Profil Taf. III, Herr H. R. Keusen entwarf das Profil Taf. IV, Herr J. Hansen zeichnete das Profil Taf. V. Herr W. Frei zeichnete die Karten Taf. I und II und das Profil Taf. IV. Ihnen allen gebührt unser Dank.

Für viele, wertvolle Arbeiten im Labor danken wir den Herren Dr. H. Wüthrich und Dr. S. Graeser, Herrn H. Bühlmann, Fräulein E. Hiltbrand und Herrn A. Egger. Die Mineralseparationen der Basler Proben verdanken wir den Herren Dr. J. Hunziker und Dr. W. B. Stern.

E. Jäger¹⁾, E. Niggli¹⁾ und E. Wenk²⁾

¹⁾ Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

²⁾ Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3
Vorwort der Verfasser	5
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln	7
Einleitung	8
Einige geologische Voraussetzungen (E. W.)	9
Analysendaten und Altersresultate (E. J.)	14
Darstellung der Biotit-Alterswerte (E. J.)	27
Die Bedeutung der Biotit-Alterswerte (E. J.)	28
Altersbestimmungen an Kluftbiotiten (E. J.)	32
Alterswerte an Muskowiten und Phengiten (E. J.)	33
Altersbestimmungen an Pegmatiten des Penninikums (E. J.)	37
Kritische Betrachtungen zur Interpretation der Alterswerte (E. J.)	38
Gegenüberstellung Mischalter-Abkühlalter (E. J.)	40
Besprechung einzelner Proben (E. J.)	41
Die Alterswerte und die geologisch-petrogenetische Geschichte der Alpen (E. N.)	42
Appendix: Beschreibung der Proben	50
Abstract	62
Literaturverzeichnis	64

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

Textfiguren

Fig. 1	Isograde der alpinen Metamorphose in den Zentralalpen	12
Fig. 2	Sr-Entwicklungsdiagramm mit Muskowit-, Biotit- und Gesamtgesteins-Bestimmungen	36

Tabellen

Tab. 1	Analysenresultate und Alterswerte an Biotiten	15
	Penninikum	15
	Aarmassiv und Urserenzone	18
	Gotthard-Massiv	19
	Südalpen, Silvretta	20
	Übrige Schweiz	21
Tab. 2	Analysenresultate und Alterswerte an Muskowiten und Phengiten	22
	Penninikum	22
	Aarmassiv	24
	Gotthard- und Tavetscher Massiv	24
	Silvretta und Südalpen	24

Tafeln

Taf. I	Regionale Verteilung der Rb-Sr Alterswerte an Biotiten auf der Grundlage einer vereinfachten tektonischen Kartenskizze, mit Isograden der alpinen Metamorphose.
Taf. II	Regionale Verteilung der Rb-Sr Alterswerte an Muskowiten auf der Grundlage einer vereinfachten tektonischen Kartenskizze, mit Isograden der alpinen Metamorphose.
Taf. III	Geologisches N-S Profil zwischen Meiringen und Baveno mit Rb-Sr Alterswerten an Glimmern und Zonen alpiner Mineralien.
Taf. IV	Rb-Sr Alterswerte an Glimmern und Zonen alpiner Mineralien im tektonischen E-W Profil vom Mattertal bis Piz Buin.
Taf. V	Rb-Sr Alterswerte an Biotiten im tektonischen E-W Profil vom Fletschhorn bis Disgrazia, mit Isograden der alpinen Metamorphose und einer Abschätzung der Metamorphose-Temperaturen.

Einleitung

Seit der Fertigstellung des Labors für Altersbestimmungen am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern wurden zahlreiche Altersbestimmungen vor allem mit der Rb-Sr Methode ausgeführt. Die Arbeiten konzentrierten sich auf den Raum Aare- und Gotthard-Massiv, Penninikum und Silvretta. Ausser den ersten Übersichtsarbeiten (E. JÄGER & H. FAUL, 1959 und 1960; E. JÄGER, 1962) wurden aus diesem Bereich der Alpen nur Detailuntersuchungen veröffentlicht: E. JÄGER et al. (1961), G. FERRARA et al. (1962), E. JÄGER & E. NIGGLI (1964), A. ARNOLD & E. JÄGER (1965), ferner die Arbeiten von H. WÜTHRICH (1963, 1965) und von B. GRAUERT (1966).

Es ist Zweck dieser Arbeit, die Detailuntersuchungen zusammenzufassen und mit der grösseren Anzahl neuer Bestimmungen zu ergänzen. Die Resultate werden gesamthaft in einen geologischen Rahmen gestellt und gemeinsam diskutiert; Detailprobleme einzelner Proben werden nur besprochen, wenn sie für sich allein von allgemeiner Bedeutung sind oder wenn sie zur Lösung eines speziellen geologischen Problems beitragen.

Die Proben wurden vorwiegend von Mitgliedern der Mineralogisch-petrographischen Institute der Universitäten Basel (Probennummern B) und Bern (die meisten der KAW-Proben) gesammelt. Zitiert sind auch die Bestimmungen aus den Arbeiten von H. WÜTHRICH, Proben W 1 bis W 14. KAW-Nummern, die mit einem G versehen sind, z. B. KAW 224^G, kennzeichnen Proben aus der Arbeit von B. GRAUERT. Z-Nummern bezeichnen Proben aus dem Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich.

Zitiert werden auch Bestimmungen, die in anderen Laboratorien gemacht wurden: die ersten Messungen, die in diesem Gebiet am Carnegie-Institut in Washington gemacht worden waren (E. JÄGER & H. FAUL, 1959, 1960), ferner die Altersbestimmungen am Pegmatit von I Mondei und den benachbarten Gneisen aus dem Laboratorio di Geologia Nucleare in Pisa (siehe G. FERRARA et al., 1962) und die Messungen aus dem Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich (G. N. HANSON et al., 1966). Für die Proben aus dem Carnegie-Institut wurden die Originalnummern (A-Nummern) beibehalten, den Probennummern aus der Arbeit FERRARA et al. wurde «P», Nummern aus der Arbeit HANSON et al. «ETH» vorangestellt.

Während die Altersresultate in Tab. 1 und 2 getrennt für Muskowit und Biotit und gruppiert nach geologischen Einheiten aufgeführt sind, werden die geologisch-petrographischen Beschreibungen der Proben im Appendix gegeben, und zwar geordnet nach der Reihenfolge A-, B-, ETH-, KAW-, P-, W- und Z-Nummern. Bei Proben, die nicht von den Instituten Basel oder Bern aus gesammelt wurden, wurde auf eine geologisch-petrographische Bearbeitung verzichtet.

Es stehen uns nun, konzentriert auf einen relativ kleinen Raum, zahlreiche Rb-Sr Altersbestimmungen zur Verfügung. Dies gestattet uns, Aussagen in zwei Richtungen zu machen: Wir können damit zur Lösung geologischer Probleme beitragen und gleichzeitig die Bedeutung der Altersresultate und den Mechanismus der Verjüngung von Glimmer-Altern unter dem Einfluss der alpinen Metamorphose studieren. Dies ist nur möglich dank der grossen Anzahl von Messungen und dank der eingehenden mineralogisch-petrographischen Untersuchung einzelner Proben.

Das Ziel dieser Arbeit ist einerseits das Studium von Altersresultaten in Beziehung zum Ausmass der alpinen Metamorphose, ferner die Abklärung der Abkühlgeschichte der Alpen, wie sie mit Altersbestimmungen an Glimmern erarbeitet werden kann.

Dieses zweite Problem bietet besondere Reize, da es mit klassischen Methoden der Geologie nicht erfasst werden kann. So ergeben sich durch Altersbestimmungen an Glimmern neue Gesichtspunkte, die einen wesentlichen Beitrag bilden zur späten Bildungsgeschichte der Alpen.

Das Hauptgewicht dieser Arbeit liegt damit auf den Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern. Gesamtgesteinsanalysen wurden nur zur Korrektur der Glimmer-Alter verwendet, sie sind selber nicht aufgeführt. Um die Bedeutung von Rb-Sr Altersbestimmungen an Gesamtgesteinsproben zu studieren, wäre es not-

wendig, mehrere Gesamtgesteinsanalysen eines Gesteins zu machen, was bisher nur in wenigen Fällen geschehen ist. Das Studium voralpiner Gesteinsbildung, wie es mit Rb-Sr Altersbestimmungen an Gesamtgesteinen erfasst werden kann, sei einer späteren Publikation vorbehalten. Da sich durch die K-Ar Altersbestimmungen bisher keine geologisch neuen Gesichtspunkte ergaben, die nicht auch durch Rb-Sr Bestimmungen gefunden wurden, sei auch auf die Besprechung der K-Ar Alterswerte, die an einem Teil dieser Proben erhalten worden waren (siehe R. L. ARMSTRONG et al., 1966), verzichtet.

Einige geologische Voraussetzungen

Von E. Wenk

Der Gebirgszug der Alpen besteht aus verschiedenartigen Bauelementen mit sehr ungleicher Vorgeschiebung. Sein mannigfaltiges Gesteinsmaterial ist deshalb hervorragend geeignet zum eingehenden Studium der Isotopenalter. Solche Untersuchungen werden auch durch die klaren geologischen Fragestellungen erleichtert, wie sie ein gut erforschtes Orogen nun einmal bietet. Im Rahmen der allgemeinen geologischen Diskussion erhalten Ableitungen aus Isotopenverhältnissen ein besonderes Gewicht; denn sie urteilen aus einer anderen Sicht als paläontologisch-stratigraphische, tektonische, gefügeanalytisch-strukturelle, mineralparagenetische, mineralchemische oder kristallographische Kriterien.

Der Werdegang der Gesteine während der alpinen Orogenese lässt sich leichter verstehen, wenn wir gedanklich vom Zustand vor Beginn des diastrophischen Zyklus ausgehen und unterscheiden zwischen dem kristallinen Sockel der Geosynklinalen – dem prätriadischen Grundgebirge oder Altkristallin einerseits – und der Geosynklinalfüllung – bestehend aus mesozoischen Sedimenten und Ophiolithen – andererseits¹). Beide Teile haben, entsprechend ihrer jeweiligen geologischen Position, die alpidische Krustenverkürzung und Metamorphose erlitten: Am Nordrand der Zentralmassive Aiguilles Rouges und Aar und im Seegebirge südlich der insubrischen Linie fast ohne Veränderung des alten Gesteinscharakters, im tiefen zentralen Teil des Orogens (Lepontinische Gneisregion) jedoch unter vollständiger Umprägung des Ausgangsmaterials, ja unter Verwischung des ursprünglichen Gegensatzes und der stratigraphischen Diskordanz zwischen Sockel und Geosynklinalserie. Innerhalb des Deckenstapels sind deutliche Unterschiede auch in der Vertikale zu erkennen. Die Metamorphose der mesozoischen Sedimente nimmt im allgemeinen von hangenden tektonischen Elementen gegen tiefere zu. Die gleiche Frage ist für den Sockelanteil der Decken schwieriger zu beantworten, da diese Gesteine schon vor der alpinen Orogenese Grundgebirgscharakter trugen. In den obersten tektonischen Einheiten (Oberostalpin) blieben die alten Merkmale weitgehend erhalten, in etwas tieferen (Unterostalpin, oberes Penninikum) wurden sie überprägt; doch lässt sich hier die in immer noch relativ hohem alpidischem Niveau erfolgte epithermale Umwandlung meist von der alten, mesothermalen Grundgebirgsmetamorphose trennen. Eigentliche Schwierigkeiten ergeben sich erst in den tieferen penninischen Einheiten, in denen sowohl während der jungen als auch während älterer Orogenesen Biotit, Disthen, grüne Hornblende und NaCa-Feldspäte als stabile Phasen entstanden und mineralparagenetische Kriterien zur Datierung der Metamorphose deshalb wenig taugen. In solchen Fällen können vergleichende Studien über das Verhältnis der Kristallisation zur Deformation und über das Parallelgefüge von ehemaligem Sockelmaterial und der mesozoischen Sedimente und Ophiolithe weiterhelfen.

Von solchen allgemeinen Gesichtspunkten aus beurteilt, nimmt also der Metamorphosegrad der bei den unten diskutierten Untersuchungen besonders berücksichtigten Kristallinblöcke verschiedener Decken in

¹) Das Permokarbon nimmt im hier diskutierten Gebiet eine Zwischenstellung ein: Endogene permokarbonische Gesteine (Granite, Ganggesteine, Vulkanite) treten hauptsächlich im Sockelkristallin auf; andernteils bilden permische Sedimente und pyroklastische Gesteine an manchen Stellen die Basis der Geosynklinalfüllung.

geopetaler Richtung zuerst scheinbar ab, infolge der – nicht stetig aber doch generell – zunehmenden epithermalen Überprägung des mesothermalen Altkristallins. In grösserer Tiefe nimmt er aber stetig zu, da die junge Metamorphose dort unter höheren Drucken und Temperaturen vor sich ging. Die Metamorphosenumkehr im hohen Niveau (oberostalpinen → unterostalpinen → oberes penninisches Kristallin) wird also nur durch die Überlagerung alter und junger Kristallisationserscheinungen vorgespiegelt. Die Zunahme der jungen Gesteinsmetamorphose gegen die tieferen Stockwerke hin ist aber reell und kennzeichnet die sich bis zur Anatexis steigende Umwandlung des Sockels im Unterbau des Gebirges.

Aus analogen Überlegungen heraus könnte man vermuten, dass das aus den Isotopenverhältnissen von bestimmten gesteinsbildenden Mineralien der Kristallinblöcke gefolgerte Alter erstens einmal vom Rande des Gebirges gegen seinen zentralen Teil hin abnimmt und dass zweitens das gleiche gilt für den deckenartig gebauten zentralen Gebirgsstrang, wenn man vom Hangenden gegen das Liegende fortschreitet. Dabei wird allerdings vorausgesetzt, dass die bei der alpinen Umkristallisation herrschenden Temperaturverhältnisse sich, in zwar modifizierter Weise, noch in jenem späteren Zeitpunkt äusserten, in dem das chemische System geschlossen wurde. Diese Neueinstellung – z. B. des Rb/Sr-Isotopenverhältnisses von Glimmern – muss ja in der Tat in einem bestimmten Schnitt durch ein relativ hohes Stockwerk (es braucht sich nicht um einen tektonisch-geologisch definierbaren Horizont zu handeln) bei einer Temperatur erfolgt sein, die derjenigen der maximalen dortigen alpinen Metamorphose entspricht. In diesem Niveau, das durch das erste Auftreten einheitlich junger Alter gekennzeichnet ist, sollte das Isotopenalter das Alter der Metamorphose wiedergeben. Allerdings wird bei solchen relativ niedrigen Temperaturen oft die Zeit nicht ausreichen für eine vollständige Verjüngung der Biotite; wir erhalten damit einen unscharfen Übergang von jungen zu Mischalterswerten. Im Liegenden dieser kritischen Zone lagen die Temperaturen während der Metamorphose oder der Anatexis weit oberhalb der für das Isotopenverhältnis massgebenden, und das «Mineralalter» wird nicht dem Alter der Kristallisation entsprechen, sondern dem Zeitpunkt der Abkühlung auf eine bestimmte Temperatur. Da die Abkühlung des Gebirges von oben nach unten fortschritt, sollten sich aber auch hier gegen die Tiefe abnehmende Isotopenalter ergeben, sofern der im Alterswert zum Ausdruck kommende Akt der Schliessung des Systems, gleichgültig, ob es sich um Mineralneubildungen oder um rekristallisierte Altbestände handelt, überall bei derselben Temperatur erfolgte und nicht etwa durch Belastungsdruck, Partialdrucke, chemisches Milieu oder geochemische Migration wesentlich beeinflusst wurde.

Sollte sich wider Erwarten in vertikaler Richtung eine deutliche Inversion der Alterswerte ergeben, so wären die genannten Voraussetzungen kritisch zu überprüfen und es würde sich dann wohl auch das Modell der Tiefenumwandlung und dasjenige einer unter dem aufgeschlossenen Profil befindlichen Energiequelle als falsch erweisen; die tertiäre Gebirgsbildung wäre dann über einem kalten Untergrund vor sich gegangen, wie früher angenommen wurde. Studien über Isotopenverhältnisse haben also, auch wenn wir vom nackten Alterswert absehen, eine eminente geologische Bedeutung.

Bei der Beurteilung von Isotopenaltern muss die geologische Situation gebührend berücksichtigt werden. Tektonischen Interpretationen darf dabei aber keine zu grosse Bedeutung beigemessen werden. Wir leben in einer Zeit, in der – trotz voller Bejahung des Deckenbaues im tektonisch hohen Niveau – doch manche der früher angenommenen Unterschiede zwischen Zentralmassiven und Decken, zwischen Decken und ihren Wurzeln, zwischen Deckenwurzeln und Wurzelmassiven, und zwischen deckenartigen granitoiden Kernen und spätalpidischen Granitintrusionen an Geltung verlieren. Strukturelle, mineralparagenetische und isotopengeologische Studien über das Gotthard-Massiv haben beispielsweise gezeigt, dass dieses keinesfalls als herzynisches Zentralmassiv erhalten blieb, sondern eine Übergangsstellung einnimmt, da sein südlich zentraler Teil durch eine gemeinsame alpidische Geschichte mit den Gesteinszonen der Tessiner Alpen verbunden ist. Auch einige Manifestationen in der späteren Entwicklung der Alpen kümmern sich wenig um die grossen tektonischen Einheiten: Die morphologisch so gut hervortretenden, saigeren Kluftscharen ziehen geradlinig aus der Gegend der Wurzelzone von Domodossola durch die Simplongruppe bis ins Aarmassiv hinein (H. R. WENK, 1966), und das so attraktive Phänomen der Kluftmineralbildung (P. NIGGLI et al., 1940) äussert sich sowohl in Wurzelmassiven (Beura, Onsernone), in Deckenwurzeln (Crevola, Claro), in Decken (Simplongruppe bis Adula) als auch in Zentralmassiven (Aar, Gotthard) und sogar in Bereichen der helvetischen Kalkalpen. Manche endogene alpidische Prozesse machen also nicht Halt vor tektonischen Grenzen, und das gleiche könnte auch für die Vorgänge gelten, welche der Isotopengeologe verfolgt.

Bei der geologischen Beurteilung von Isotopenverhältnissen müssen wir jedoch von einem vorangegangenen, bekannten «status quo» ausgehen. Den am besten gesicherten Ausgangspunkt bildet die Situation zur Zeit der alpidischen Hauptkristallisation. Für das Verständnis des hier besonders berücksichtigten zentralen Abschnittes der Alpen sind die in den letzten Jahren durchgeführten Metamorphosestudien von besonderer Bedeutung. Die mineralogische Forschung war in den Schweizer Alpen in neuerer Zeit recht aktiv und konzentrierte sich darauf, die physikalischen und kristallographischen Eigenschaften, die Mineralchemie und die Verbreitung wichtiger *gesteinsbildender Mineralien*, die Verteilung bestimmter *Mineral-Paragenesen* und auch die *Verteilungskoeffizienten* gewisser Elemente in koexistierenden Mineralphasen regional zu verfolgen, um Isograde der Metamorphose abzuleiten.

Überall dort, wo zwei chemisch verwandte Mineralien im Gefügebild nachweisbar miteinander reagieren und einen engen Koexistenzbereich besitzen, kann eine Trennlinie gezogen werden. So lässt sich beispielsweise zwischen den Verbreitungsfeldern von Chloritoid und Staurolith (E. NIGGLI, 1960, 1956; W. EGLI, 1966) ein recht scharfer Isograd ziehen, der einen niedriger metamorphen Bereich von einem höher metamorphen trennt. Das gleiche gilt für Mischkristalle, deren ändernde Zusammensetzung in gegebener Paragenese mit dem Metamorphosegrad in bekannter Weise variiert. Als Beispiel diene der Ca-Gehalt von Plagioklas, der zusammen mit Calcit auftritt (E. WENK, 1962; H. SCHWANDER & E. WENK, 1967).

Auch das erste Auftreten eines bestimmten Minerals mit invarianter Zusammensetzung in beliebiger Paragenese (z. B. Disthen, Sillimanit) oder einer bestimmten Mineralassoziation mit bekanntem Stabilitätsbereich, z. B. von Forsterit-Calcit oder Diopsid-Calcit anstelle von Tremolit-Calcit ist bedeutsam (V. TROMMSDORFF, 1966). Der Aussagewert mancher anderer Grenzzonen bleibt unklar. Es ist auch stets zu berücksichtigen, dass die tertiäre Metamorphose mehrphasig war.

Fig. 1 zeigt den Verlauf verschiedener Isograde der alpidischen Metamorphose und legt überzeugend dar, dass diese Scheidelinien, obwohl sie weder Isochronen darstellen noch sich auf isochemische Systeme beziehen, ein weitgehend übereinstimmendes Bild ergeben. Sie kennzeichnen die Lage des höchstmetamorphen Bereiches; dieser liegt östlich Val d'Antigorio – also östlich der Tosa-Kulmination –, umfasst das Maggia-Verzasca-Ticino-Mesolcina-Gebiet und erstreckt sich lückenlos bis zum Ostrand des Bergeller Massives. Die Isograde, wie sie in Fig. 1 dargestellt sind, lokalisieren unmissverständlich die Kernpartie des alpidischen Kristallisationshofes, die wir auf Grund von experimentellen Daten als die heisseste Zone während jener Phasen der Gesteinsmetamorphose betrachten dürfen, in denen die betreffenden Paragenesen entstanden.

Beim Betrachten von Fig. 1 stellt sich ausserdem die Frage nach der Raumlage der isograden Trennflächen, also die Frage nach der Konfiguration des alpidischen mesothermalen Körpers auf der Südseite der Alpen.

Wir beginnen die Diskussion mit der langgestreckten heissesten Zone, in der in Karbonatgesteinen neben anderen Mineralien Plagioklas $An > 85$, Diopsid und stellenweise Forsterit zu finden sind. Sie ist zugleich durch das Vorkommen von granitoiden Mobilisaten gekennzeichnet (die allerdings auch ausserhalb der $An 85$ -Linie auftreten). Der Aussengrenze dieser Zentralzone ($An 85$) darf eine mittlere Temperatur $\geq 570^\circ$ zugeschrieben werden. Im Innern der Zone dürften im Westen, wo nur partielle Anatexis festzustellen ist, Temperaturen von 600 bis 650° , im Osten aber, wo homogenisierte Granitoide in den Oberbau aufgestiegen sind, solche $> 700^\circ$ geherrscht haben. Im Gegensatz zu den Temperaturen müssen die Drucke im Osten geringer gewesen sein als im Westen, da die Mineralien Staurolith und Disthen östlich der Mera (Chiavenna-Lago di Como) stark zurücktreten, zugunsten von Sillimanit¹⁾. Auch das verbreitete Auftreten von Wollastonit E der Mera und die tektonische Situation (siehe Profil Taf. V) sprechen für geringere hydrostatische Drucke im Ostflügel. Die Thermo-Dynamo-Metamorphose der Lepontinischen Alpen geht gegen Osten hin graduell in eine Thermo-Metamorphose über. Die diskutierte, in Fig. 1 stark hervorgehobene Zentralzone, die über weite Strecken dem Nordrand der klassischen Wurzelzone folgt und sowohl steil stehende als auch flach gelagerte Gesteinsserien umfasst, zieht als W-E gerichtetes Rückgrat, quer zum südgerichteten Entwässerungssystem über Berg und Tal. Höhendifferenzen zwischen eng benachbarten Gipfeln und Talsohlen von 2000 m im W und 3000 m im E haben hier anscheinend keinen Einfluss auf die Plagioklas-Calcit-Para-

¹⁾ Die Vorkommen von Andalusit am Ostrand des Bergellermassives würden sehr gut in das Bild hineinpassen; aber es ist zuerst durch neue Untersuchungen zu überprüfen, ob dieses Mineral dort jung oder alt ist.

genese. Ihr Stabilitätsbereich ist hauptsächlich temperaturabhängig und wird durch die aufgeschlossene Gebirgslast nicht erkennbar modifiziert. Die Isograde der Metamorphose müssen im W-E Profil entlang der Achse dieser heissesten Zone (Taf. V) einen sehr flach gegen W abfallenden Verlauf zeigen.

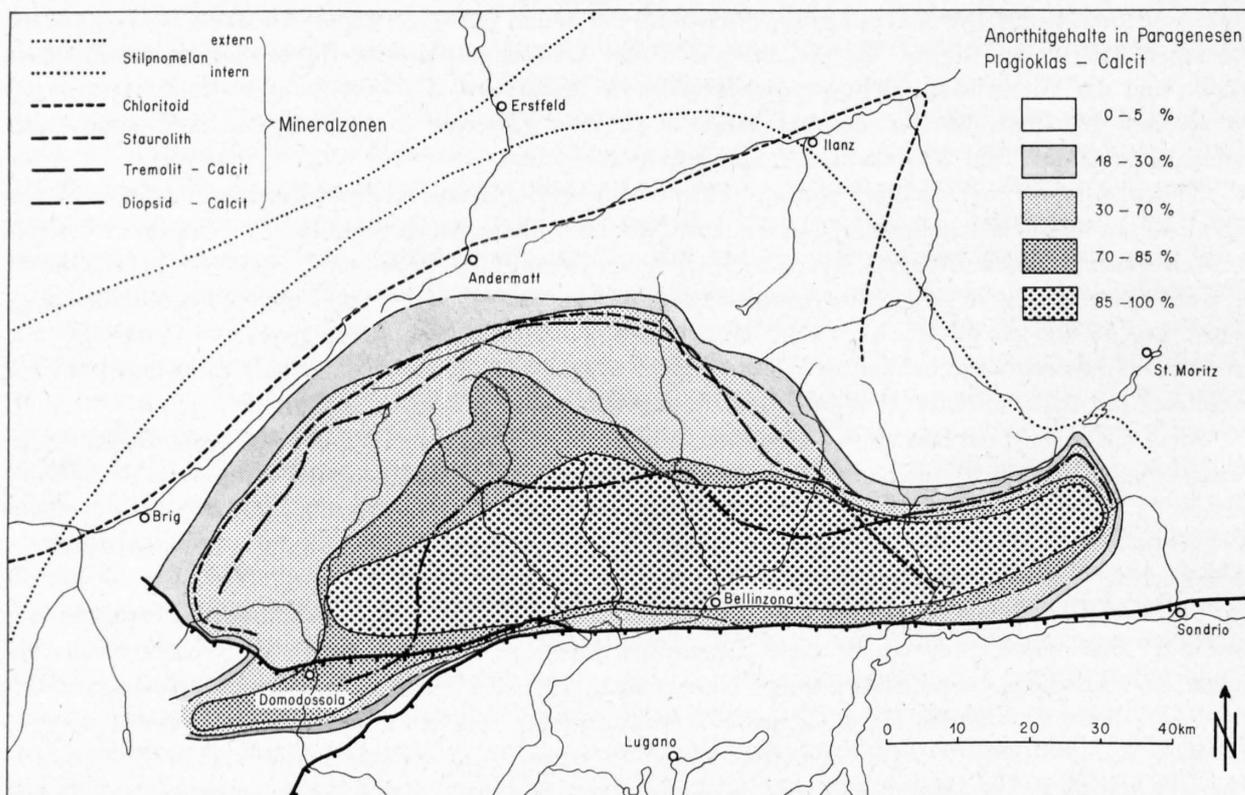


Fig. 1. Isograde der alpinen Metamorphose in den Zentralalpen.

Das gleiche darf auch für die viel weiter nach N und nach SW ausholende Zone An 70 postuliert werden, die im zentralen und westlichen Bereich innerhalb der Disthen-Zone liegt, jedoch nicht dem Verbreitungsgebiet eines bestimmten Mafites entspricht. Wir dürfen also für diese beiden regional ausgedehnten inneren Zonen der mesothermalen alpidischen Kristallisation gewellte subhorizontale isothermische Flächen – ein flach gewölbtes Dach des Wärmedomes – folgern.

Die im Gebiet der Maggia-Querzone weit nach N und im Val Antrona gegen WSW vorstossenden Halbinseln der Zone An >70 sprechen für besonderen Wärmefluss längs internen Steilzonen im heissen Körper.

Die peripheren Isograde des mesothermalen Körpers der Zentralalpen sind im Gegensatz zu den internen eng geschart und weisen damit auf rasche Abnahme der Temperatur und – angesichts des Gebirgsreliefs – auf steile isograde Flächen hin. Dies gilt nicht bloss für den Rahmen des Bergellermassives, sondern für weite Gebiete der lepontinischen Region. Steile Isograde beobachten wir auch im Simplon-Tunnelprofil. Die im Tertiär unter mesothermalen Bedingungen rekristallisierte grosse Gebirgsmasse ist somit als Körper mit flach gewelltem Dach und steilen Flanken aufzufassen, was a priori wohl von niemandem angenommen wurde. Flach auswärts einfallende isograde Flächen des Wärmedomes würden manchen Vorstellungen besser entsprechen.

Es ergibt sich hier ein neuer Gesichtspunkt: Die eng geschartten peripheren Isograde, An-5-Calcit, An-30-Calcit, Chloritoid/Staurolith, Tremolit-Calcit liegen fast durchwegs in Gebieten, in denen auch die s-Flächen steil stehen, also in Zonen mit viel besserer Wärmeleitfähigkeit in der Vertikalen als in der Horizontalen. Würde der heisse Tiefenkörper, der im Bergell und im Tessin teilweise aufgeschlossen ist, sich unter den grossen Überschiebungsdecken Graubündens und des Wallis fortsetzen, so müssten alle Steilzonen im Gebirgsbau thermische Hoch darstellen. Dies ist jedoch ausserhalb der Lepontinischen Alpen nicht

der Fall, und die Befunde sprechen somit für Lokalisierung des Wärmedomes (Asthenolithen) und seine äussere Begrenzung durch Steilzonen, welche Barrieren für horizontalen Wärmetransport darstellen.

Bei der Festlegung von Isograden ist natürlich darauf zu achten, dass nicht Daten über Kristallisationsprodukte verschiedener geologischer Epochen miteinander kombiniert werden. Die mesozoische Geosynklinalserie hat nur einen, nämlich den alpidischen Metamorphosenzyklus durchgemacht. Solche Gesteine eignen sich viel besser zum Studium der jungen Veränderungen als das ehemalige «Altkristallin», in dem auch bei alpidischer Überprägung Relikte früherer Metamorphosen bestehen bleiben können. Vergleichende mineralparagenetische Studien über das metamorphe Mesozoikum haben somit entscheidendes Gewicht. Die aus den Anorthitgehalten von Plagioklasen und aus Ca-Mg-Silikaten abgeleiteten Isograde beziehen sich ausschliesslich auf Karbonatgesteine, deren mesozoisches Alter (Ausgangsmaterial) erwiesen, oder doch auf Grund von geologischen Überlegungen sehr wahrscheinlich ist. Die Übergangszone Chloritoid–Staurolith hingegen berücksichtigt auch Belegpunkte aus «altkristallinem» Material. Die vorzügliche Übereinstimmung dieser Grenze mit derjenigen von Oligoklas–Andesin in Karbonatgesteinen und auch mit dem ersten Auftreten der Paragenese Tremolit–Calcit belegt aber, dass – wenigstens im mesothermalen Bereich – eine vollständige alpidische Umkristallisation erfolgte. Im epithermalen Bereich sind die Verhältnisse viel komplizierter, und der Nachweis von Glaukophan in Geröllen permischer Konglomerate (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963) mahnt zur Vorsicht.

In diesem Abschnitt wurde eingangs von Tiefe gesprochen, aber dieses Wort ist trügerisch und bedarf einer Präzisierung, denn Tiefe kann nicht bloss tektonisch gemessen werden:

Die auf Grund von mineralogisch-paragenetischen Kriterien festgelegte, höchstmetamorphe und heisseste Zone stimmt nicht mit einer der geologisch-tektonischen Grosseinheiten überein. Sie entspricht nicht dem Gebiet der tieferen penninischen Decken von ARGAND (1911) oder von STAUB, in irgendeiner der von diesem Autor in den Jahren 1916 bis 1956 entworfenen Versionen. Die höchstmetamorphe Zone schliesst an ihrem Westrand weder den Verampio-Gneis noch die Antigorio-, Monte-Leone- oder Berisal-Decke des für die «nappes penniques inférieures» klassischen Simplonprofils ein, wohl aber deren direkte geologische Fortsetzungen weiter im Osten. Sie umfasst in östlicher Richtung abgesehen von den Tessinergneisen auch die südlichen Fortsetzungen der tektonisch höheren Einheiten Adula und Tambo, deren Nordteile viel kälter waren und im Niveau epithermaler alpidischer Metamorphose lagen.

Vor eine ganz ähnliche Situation sah sich E. WENK (1956) gestellt, als er auf Grund von geologischen, strukturell-gefügeanalytischen und petrogenetischen Befunden (z. B. Verbreitung alpidischer Mobilisate) den Begriff der *Lepontinischen Gneissregion* aufstellte, der den durch einen besonderen rheologischen Zustand gekennzeichneten, in den Tessiner Alpen und angrenzenden italienischen Gebieten, besonders auch in Valle della Mera und Val Masino aufgeschlossenen Unterbau der Alpen umfassen soll und dessen Rahmen manche Stoffgrenzen schief durchschneidet. So gehört z. B. der Nordteil des Adula-Kristallins zum Oberbau und bildet eine Decke; die südöstliche Fortsetzung gehört aber bereits im Misox und besonders in Valle della Mera zum ultrametamorphen Unterbau. Die seither festgestellten Isograde der Metamorphose durchschneiden die Struktur in analoger Weise.

Wenn von Tiefe die Rede ist in Metamorphosefragen, so handelt es sich also um geothermische Tiefe zur Zeit der Bildung der diskutierten gesteinsbildenden Mineralien, unabhängig davon, welchem Modell für die Erwärmung der ursprünglich kalten Krustenteile man jetzt den Vorzug gibt. Diese Fragen sind nicht hier zu diskutieren.

Trotzdem vieles zu tun übrig bleibt und sich wohl noch manche Überraschung einstellen wird, wissen wir also durch simultane Untersuchungen über das gleiche grosse Thema heute viel mehr als vor wenigen Jahren. Wir kennen die Ausdehnung des höchstmetamorphen und heissesten Bereiches während der Kristallisation bestimmter Hauptgemengteile in guter Annäherung. Für den Isotopenforscher, der sich ebenfalls mit Fragen der thermischen Entwicklung im Orogen auseinandersetzt, sich jedoch in der Regel mit Ereignissen in einem späteren Moment der Gebirgsbildung befasst, können diese Erfahrungen einen wertvollen Ausgangspunkt bilden. Infolge der Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ist bei Deduktionen jedoch auch die steile oder flache Lagerung der s-Flächen zu berücksichtigen. Beim Prüfen der Frage, ob die während der Hauptkristallisation heisse Kernzone, resp. ihr im aufgeschlossenen Gebirgsabschnitt feststellbares Epizentrum, beim Abklingen des Kristallisationsvorganges an Ort blieb oder sich verlagerte, ist also

zu berücksichtigen, dass – bei gleicher Überdeckung – eine Steilzone (Wurzel, Querzone, Massiv) ihre Wärme schneller abgeben wird als ein geschlossener flacher Dom.

Beim Abwägen des Gewichtes einer Ausgangssituation – vor jenem Event, das der Isotopengeologe registriert, muss man auch beachten, dass wir im allgemeinen allzu rasch bereit sind, das Geschehen bei der Schliessung des chemischen Systemes in Beziehung zu bringen zu Nachwehen der Gesteinsmetamorphose. Es sind jedoch auch die Möglichkeiten in Betracht zu ziehen, dass im Verlaufe der späten Geschichte der Orogenese eine durch irgendwelche unabhängige Prozesse ausgelöste geochemische Migration stattfand oder dass sich die im heute aufgeschlossenen Erdrindenstück feststellbare, jeweils heisseste Zone verlagerte, infolge von Vorgängen in der tieferen Kruste, die sich nicht um die Oberflächentektonik kümmern und sich nicht mehr in der mit anderen Methoden erfassten Gesteinsmetamorphose äussern.

Analysendaten und Altersresultate

Von E. Jäger

In Tab.1 sind die Analysendaten und Altersresultate an Biotiten zusammengefasst, Tab.2 gibt die entsprechenden Daten an Muskowiten der Zentralalpen. Bereits publizierte Resultate sind bei den Probennummern markiert, die entsprechende Literatur wird in der Fussnote gegeben. Die verwendeten Methoden wurden bereits früher publiziert (E. JÄGER, 1962, und H. WÜTHRICH, 1965), so kann auf die Beschreibung der Analysenmethoden hier verzichtet werden.

In den Tab. 1 und 2 sind die Proben unterteilt in Gruppen gleicher tektonischer Herkunft, die Reihenfolge innerhalb dieser Gruppen wird bestimmt durch die nicht korrigierten Alterswerte, und zwar jeweils beginnend mit den höchsten Alterswerten einer tektonischen Einheit. Dabei wurde die Art des Gesteins nicht berücksichtigt, Glimmer von Ganggesteinen sind in der gleichen Reihenfolge mit den Nebengesteinen geordnet.

Tabelle 1: Analysenresultate und Alterswerte an Biotiten.

Penninikum

Proben Nr.	Gestein	Lokalität	Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korr. Alter in Millionen Jahren
KAW 153	Adula-Paragneis	Zervreila	177	0,456	56,0	5,19	175 ± 7	
KAW 283	Gneis des oberen Staldener Lappens	Embd	113	0,213	37,5	5,15	128 ± 6	
KAW 325	Gneis des oberen Staldener Lappens	Gspon	112	0,156	37,7	3,75	94,7 ± 4,5	
KAW 86	Monte Rosa-Granit	Monte Rosa-Hütte	377	0,504	86,0	1,19	91 ± 4	
KAW 88	Adula-Phengitgneis	Zervreila	382	0,275	23,0	13,4	49,0 ± 3,9	23,5 ± 3,2
KAW 322	Gneis der Furgg-Zone	Mattmark	90,7	0,0389	16,2	2,92	29,2 ± 4,0	28,0 ± 3,5
KAW 326	pegmatoide Schliere im Gneis	Almagell	520 510	0,219 0,213	86,6 60,7	0,490 2,00	28,6 ± 1,1 28,4 ± 1,1	
P 4a	Biotitrind am Pegmatit	I Mondei	246	0,094	9	13,7	25,9 ± 5,4	
KAW 105	Tambo-Granitgneis	Truzzo	433 432	0,159 0,161	70,7 59,6	0,96 1,58	25,0 ± 1,0 25,3 ± 1,0	24,4 ± 1,0
Z 6	Bergeller Granit	Forno-Hütte	363 367	0,134 0,133	32,3 32,1	4,06 4,09	25,1 ± 1,5 24,6 ± 1,5	
B 17	Bergeller Granit	Bagni di Masino	237	0,0781	33,2	2,28	22,4 ± 1,3	
KAW 48	Melirola-Tonalit	Dubino	141	0,0468 0,0438	19,6 18,8	2,77 2,74	21,8 ± 2,3	
KAW 83	Gneis der Wurzelzone	Beura	272	0,0847	34,4	2,35	21,1 ± 1,3	20,1 ± 1,1
B 8	Gneis der Wurzelzone	Gordemo	138 142	0,0409 0,0408	21,8 18,3	2,13 2,65	20,2 ± 2,0 19,5 ± 2,4	19,2 ± 1,6
P 3	Gneis der Wurzelzone	Cresti	160	0,046	10,6	5,48	19,7 ± 3,9	
P 2a	Gneis der Wurzelzone	Villadossola	326	0,095	25	4,08	19,7 ± 1,7	

Proben Nr.	Gestein	Lokalität	Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korr. Alter in Millionen Jahren
B 18	Gneis der Wurzelzone	Gorduno	151	0,0430	20,0	2,49	19,4 ± 2,3	
KAW 82	Gneis der Wurzelzone	Cropo	305	0,0866 0,0863	58,7 59,5	0,885 0,850	19,3 ± 0,7	18,7 ± 0,6
B 5	Biotitsaum um Quarzknauer	Val della Porta	134	0,0370 0,0381	15,7 14,6	2,88 3,22	19,1 ± 2,7	
B 3	Pegmatit	Lavertezzo	307 308	0,0838 0,0833	18,1 20,0	5,52 4,83	18,6 ± 2,1 18,4 ± 1,9	
B 16	Verzasca-Gneis	Monte Odro	388 385	0,106 0,104	61,9 56,2	0,94 1,18	18,6 ± 0,7 18,4 ± 0,7	18,2 ± 0,7
KAW 145	Adula-Biotitgneis	Soazza	160 160	0,0435 0,0430	24,4 25,4	1,95 1,83	18,5 ± 1,6 18,3 ± 1,6	
B 14	Pegmatit	Lavertezzo	264	0,0717	29,9	2,44	18,5 ± 1,4	
B 43	pegmatoide Schliere im Gneis	Ponte Brolla	180 181	0,0481 0,0482	44,4 43,6	0,873 0,905	18,2 ± 0,9 18,1 ± 0,9	
KAW 133	Granitgneis der Bergeller Intrusion	Novate-Mezzola	293	0,0764	34,2	2,13	17,7 ± 1,0	17,7 ± 1,0
KAW 324	Paragneis des unteren Staldener Lappens	Nanztal	117	0,0300 0,0298	47,1 47,7	0,489 0,474	17,4 ± 0,7	17,4 ± 0,7
KAW 6	Aplit	Lavertezzo	258	0,0657	15,8	5,10	17,3 ± 2,5	
B 12	Verzasca-Gneis	La Marcia/Verzasca	150 151	0,0374 0,0377	14,1 14,1	3,31 3,33	17,0 ± 2,7 17,0 ± 2,7	
KAW 75	Leventina-Gneis	Claro	243 242	0,0600 0,0593	30,6 35,6	1,97 1,55	16,8 ± 1,1 16,7 ± 1,0	
B 31	Antigorio-Gneis	Onsernone	140	0,0343	17,5	2,34	16,7 ± 2,1	
B 19	Gneis der Wurzelzone	Ponte Brolla	140 141	0,0342 0,0341	23,2 17,4	1,64 2,35	16,6 ± 1,7 16,4 ± 2,0	

KAW 4B	Verzasca-Gneis (Standard-Biotit Bern 4B)	Brione/Verzasca	169	0,0393	22,5	1,96	15,9 ± 1,4	
			167	0,0405	21,2	2,18	16,6 ± 1,4	
			168	0,0395	21,9	2,04	16,0 ± 1,6	
B 32	Antigorio-Gneis	Vergeletto	129	0,0310	19,1	1,90	16,3 ± 1,9	
B 1	Cocco-Gneis	Cocco	188	0,0443	27,1	1,73	16,0 ± 1,3	
			187	0,0441	26,4	1,79	16,0 ± 1,2	
B 7	Antigorio-Gneis	Riveo	99,6	0,0235	11,6	2,59	16,0 ± 3,2	
B 29	Bündnerschiefer	Ambri-Piotta	238	0,0516	4,9	14,7	15 ± 6	
			233	0,0519	4,8	14,9	15 ± 6	
B 28a	Lebendun-Gneis	Cascata Toce	325	0,0714	32,2	2,18	14,9 ± 1,0	
B 21	Antigorio-Gneis	Valle di Campo	207	0,0448	24,6	1,99	14,7 ± 1,4	
			205	0,0441	24,3	1,99	14,6 ± 1,3	
B 36	Antigorio-Gneis	Wandfluhhorn	202	0,0433	6,7	8,78	14,6 ± 4,5	
B 28c	Granit im Lebendun-Konglomerat	Cascata Toce	337	0,0721	31,6	2,26	14,6 ± 1,0	13,2 ± 0,8
B 22	Antigorio-Gneis	S. Carlo/V. Bavona	263	0,0560	30,1	1,89	14,5 ± 1,0	
B 28b	Gneiskomponente im Lebendun-Konglomerat	Cascata Toce	334	0,0708	38,6	1,63	14,4 ± 0,8	13,5 ± 0,7
KAW 348	Kluftbiotit	Simplontunnel	170	0,0358	11,4	4,01	14,3 ± 2,7	?
B 24	Antigorio-Gneis	Vannino	171	0,0358	8,6	5,52	14,2 ± 3,4	
B 30	Antigorio-Gneis	Valdo/V. Formazza	207	0,0428	13,4	4,00	14,1 ± 2,2	
KAW 162	Berisal-Gneis	Simplonstrasse	285	0,0591	18,0	3,91	14,1 ± 1,7	11,7 ± 1,4
B 4	Verampio-Gneis	Baceno-Crodo	378	0,0784	53,4	0,99	14,1 ± 0,6	
			380	0,0788	55,0	0,93	14,1 ± 0,6	13,4 ± 0,5
KAW 201	Verampio-Gneis	Baceno-Crodo	412	0,0847	47,1	1,38	14,0 ± 0,6	13,4 ± 0,5
			412	0,0855	45,3	1,49	14,1 ± 0,6	
KAW 165	Eisten-Gneis	Simplonstrasse	235	0,0466	11,2	5,37	13,5 ± 2,6	6,7 ± 2,0
								6,8 ± 2,1
								5,8 ± 2,1
								6,6 ± 2,1
			232	0,0461	11,1	5,36	13,5 ± 2,6	6,6 ± 2,1
							5,7 ± 2,1	

Proben Nr.	Gestein	Lokalität	Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korr. Alter in Millionen Jahren
B 27	Antigorio-Gneis	Rencio	135	0,0263	8,5	4,08	13,4 ± 3,4	
KAW 318	Bündnerschiefer	Feld	175	0,0340	10,1	4,36	13,2 ± 2,8	
KAW 164	Ganter-Gneis	Eisten/Simplonstrasse	188	0,0365	10,1	4,69	13,2 ± 2,8	11,7 ± 1,8
			190	0,0346	10,7	4,17	12,4 ± 2,3	
KAW 163	Gneis aus dem Berisalkomplex	Rothwald/Simplon	114	0,0219	10,2	2,77	13,1 ± 2,8	12,6 ± 2,2
B 35	Antigorio-Gneis	Rencio	139	0,0262	3,9	9,25	13 ± 7	
KAW 356	Bündnerschiefer	Serra	183	0,0347	2,9	16,6	12,9 ± 9,0	
B 26	Antigorio-Gneis	Piedilago/Toce	189	0,0358	14,8	2,98	12,9 ± 1,9	
			188	0,0347	17,7	2,35	12,6 ± 1,7	
KAW 261	Antigorio-Gneis	Foppiano	181	0,0344	14,1	3,04	12,9 ± 2,0	
KAW 349	Kluftbiotit	Simplontunnel	187	0,0352	32,9	1,04	12,8 ± 0,9	?
KAW 352	Kluftbiotit	Simplontunnel	172	0,0322	11,6	3,57	12,7 ± 2,4	?
KAW 358	Lebendun-Gneis	Serra	408	0,0760	37,8	1,81	12,7 ± 0,7	11,9 ± 0,6
KAW 357	Gneis der Monte Leone-Trias	Serra	127	0,0227	9,7	3,06	12,2 ± 2,8	
KAW 350	Kluftbiotit	Simplontunnel	156	0,0275	11,3	3,12	12,0 ± 2,3	10,2 ± 1,8
			(Korrektur mit Messungen an Anhydrit) 87/86 = 0,7225					
KAW 160	Lebendun-Gneis	W. Gondo/Simplon	291	0,0501	17,5	3,42	11,7 ± 1,4	11,0 ± 1,1
KAW 159	Antigorio-Gneis	Gondo/Simplonstrasse	190	0,0321	11,8	3,48	11,5 ± 2,1	11,4 ± 1,3
			192	0,0323	14,1	2,85	11,4 ± 1,7	
KAW 161	Monte Leone-Gneis	Simplontunnel	162	0,0269	20,8	1,49	11,3 ± 1,3	11,0 ± 1,0
Aarmassiv und Urserenzone								
W 5	Erstfelder Gneis	Bocki/Erstfeld	114	0,501	69,4	3,20	298 ± 12	
			112	0,504	66,9	3,60	305 ± 12	
W 10	Biotitgneis	Lötschental	145	0,614	82,6	1,84	287 ± 12	

W 1	Gastern-Granit	Gastertal	128	0,518	54,0	6,40	275 ± 11	
W 6	Erstfelder Gneis	Sustenstrasse	65,4	0,163	13,4	15,3	170 ± 27	
A 3	Mittagfluh-Granit	Tschingelbrücke	555	0,593	35,1	15,9	73	
W 2	Mittagfluh-Granit	Tschingelbrücke	625	0,501	64,0	4,09	54 ± 2	46 ± 2
W 14	Zentraler Aaregranit	Gurtnellen	675	0,369	79,4	1,39	37,2 ± 1,5	35,3 ± 1,4
W 3	Zentraler Aaregranit	Räterichsboden	261	0,0710	31,3	2,64	18,5 ± 2	
KAW 193	Phyllit aus dem Permocarbon der Urserenzone	Mörel	235	0,0540	5,3	14,0	15,6 ± 5,9	11,8 ± 4,5
W 13	Aplit	Kessiturm	893	0,192	79,5	0,910	14,6 ± 0,6	11,3 ± 0,5
			896	0,191	68,7	1,27	14,5 ± 0,6	
			883	0,190	72,2	1,06	14,6 ± 0,6	
W 12	Grimsel-Granodiorit	Grimselfass	202	0,0410	19,7	2,43	13,8 ± 1,6	
KAW 96	Quarzdiorit	Gletsch	133	0,0260	6,9	5,12	13,3 ± 4,2	
			133	0,0256	6,4	5,40	13,1 ± 4,5	
KAW 359	Gneis	Massa-Stollen	135	0,206	7,9	3,48	10,4 ± 2,9	10,3 ± 2,3
KAW 315	Gneis, Nebengestein zu KAW 314	Massa-Stollen	132	0,0198	3,9	7,04	10,2 ± 5,5	9,5 ± 4,2
KAW 314	Kluftbiotit	Massa-Stollen	116	0,0169	17,4	1,16	9,9 ± 1,4	
			116	0,0168	16,9	1,20	9,9 ± 1,3	

Gotthard-Massiv

KAW 93	Ultrabasische Scholle	Druckstollen Nalps-Curnera, m 1136	130	0,506	62,5	4,41	264 ± 11	
			129	0,510	60,9	4,75	268 ± 11	
KAW 126	Rand um ultrabasische Scholle	Druckstollen Nalps-Curnera, m 1136	114	0,276	46,5	4,61	164 ± 7	
KAW 124	Biotit-Disthen-Sillimanitgneis	Druckstollen Nalps-Curnera, m 1136	73,9	0,0589	13,4	5,51	54 ± 8	51 ± 7
			74,3	0,0589	12,8	5,82	54 ± 9	
KAW 125	Quarzdiorit	Druckstollen Nalps-Curnera, m 1136	93,9	0,0313	26,4	1,27	22,7 ± 2,2	
			94,9	0,0316	28,0	1,18	22,6 ± 2,0	
KAW 39	Granat-Biotitgneis	NE Piz Maler	103	0,0633	12,6	6,39	42 ± 5	

Proben Nr.	Gestein	Lokalität	Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korr. Alter in Millionen Jahren
Z 4	Streifengneis	Lukmanierpass	198	0,0939	4,6	28,3	32 ± 14	
KAW 235	Biotit-Hornblendegneis	Druckstollen Nalps- Curnera, m 1729-1761	98,5	0,0415	25,7	1,74	28,7 ± 2,4	
Z 5	Rotondo-Granit	Chüebodenhorn	646	0,268	34,3	7,45	28,2 ± 1,6	13,4 ± 1,5
KAW 174	Biotitamphibolit	Druckstollen Nalps- Curnera, m 1816	116	0,0412	35,7	1,08	24,2 ± 1,7	
Z 3	Medelser Granitgneis	Lukmanierpass	289	0,0924	7,9	15,7	21,7 ± 5,6	
Z 13	Gurschen-Gneis	S Hospental	150	0,0403	7,3	7,44	18,3 ± 5,2	
Z 12	Cristallina-Granodioritgneis	Aequacalda	174	0,0428	24,2	1,95	16,7 ± 1,6	
KAW 203	Fibbia-Granitgneis	Gotthardpass	312	0,0735	16,6	5,37	16,0 ± 1,9	14,6 ± 1,5
Z 2	Fibbia-Granitgneis	Gotthardpass	324	0,0763	17,7	5,16	16,0 ± 1,9	
Z 1	Gamsboden-Granitgneis	S Hospental	329	0,0741	13,0	7,17	15,3 ± 2,4	
KAW 175	Kluftbiotit	Stollen Oberalp- Val Val, m 863	198	0,0440	22,9	2,15	15,1 ± 1,6	
KAW 317	Streifengneis	Ernen	202	0,0427	7,3	7,86	14,4 ± 4,0	10,5 ± 3,1
B 23	Quartenschiefer	Aegidental	180	0,0364	4,9	10,2	13,8 ± 5,8	
Südalpen, Silvretta								
Südalpen:								
A 8	Granit	Mont Orfano	233	0,941	76,4	4,20	274 ± 11	
KAW 84	Amphibolit	Albo-Nibbio	156	0,396	23,7	18,4	172 ± 13	
B 44	Pegmatit	Ronco	103	0,245	34,2	6,83	162 ± 8	
			106	0,245	34,0	6,90	157 ± 8	
KAW 81	Peridotit	Finero	128	0,304	3,1	140	160 ± 100	

Silvretta:								
KAW 57	Paragneis	Radönt	110	0,496	41,4	10,2	306 ± 13	
KAW 224 ^G	Orthogneis	Sand, Sertigtal	261	1,14	90,2		297 ± 12	297 ± 12
KAW 229 ^G	Orthogneis	Mehlkasten	325	1,40	95,4		292 ± 12	292 ± 12
KAW 230 ^G	Orthogneis	Güstizia	515	1,92	96,1		253 ± 10	251 ± 10
KAW 231 ^G	Orthogneis	Plattas	501	1,29	95,6		175 ± 7	173 ± 7
KAW 225 ^G	Orthogneis	Chassetas	497	0,947	88,2		129 ± 5	124 ± 5

Übrige Schweiz

KAW 263	Pinitgranit	Bohrung Lindau 1, 2369 m	191	0,815	80,3	2,90	290 ± 12	
KAW 262	Biotitschiefer	Bohrung Lindau 1 2375 m	150	0,624	39,2	14,1	282 ± 12	
KAW 25	Granit	Habkern	156	0,614	55,1	7,26	267 ± 11	

Bereits publizierte Resultate:

Proben mit den Nummern: B 1, B 4, B 7, B 8, B 23; KAW 4B, KAW 25, KAW 39, KAW 48, KAW 57, KAW 75, KAW 81, KAW 82, KAW 83, KAW 84, KAW 86, KAW 93, KAW 96, KAW 105, KAW 124, KAW 125, KAW 126, KAW 145, KAW 153, KAW 164, KAW 174, KAW 175, KAW 235; Z 1, Z 2, Z 3, Z 4, Z 5, Z 6, Z 12, Z 13 in den Arbeiten:

ARMSTRONG, R.L. et al. (1966)
 ARNOLD, A. & E. JÄGER (1965)
 JÄGER, E. (1962)
 JÄGER, E. & H. FAUL (1959, 1960)
 JÄGER, E. et al. (1961)
 JÄGER, E. & E. NIGGLI (1964)

Ferner die Proben W 1 bis W 14 in WÜTHRICH, H. (1963, 1965) und KAW 224^G, KAW 225^G, KAW 229^G, KAW 230^G und KAW 231^G in GRAUERT, B. (1966).

Bereits publizierte Analysen aus anderen Laboratorien:

A 3 und A 8 in JÄGER E. & H. FAUL (1959, 1960); die Alterswerte wurden in diesen Arbeiten mit einer anderen Rb-Zerfallskonstanten berechnet: $1,39 \times 10^{-11}$ Jahre⁻¹. Für diese Publikation wurden sie mit der in dieser Arbeit verwendeten Zerfallskonstanten umgerechnet.
 P 2a, P 3, P 4a in FERRARA, G. et al. (1962).

Tabelle 2: Analysenresultate und Alterswerte an Muskowiten und Phengiten.

Penninikum

Proben Nr.	Gestein	Lokalität	Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korr. Alter in Millionen Jahren
KAW 283	Gneis des oberen Staldener Lappens	Embd	72,8	0,376	3,7	144	350 ± 200	
KAW 325	Gneis des oberen Staldener Lappens	Gspon	58,4	0,279	5,1	75,0	320 ± 140	
KAW 153	Adula-Paragneis	Zervreila	93,8	0,426	21,5	22,6	308 ± 27	
KAW 105	Tambo-Granitgneis	Truzzo	211	0,740	60,9	6,90	238 ± 10	
P 4d	Pegmatit	I Mondei	117	0,362	40	7,81	210 ± 9	
P 4b	Pegmatit	I Mondei	143	0,430	63	3,58	204 ± 6,5	
P 4e	Pegmatit	I Mondei	367	1,067	70	6,65	198 ± 7	
B 8	Gneis der Wurzelzone	Gordemo	78,6	0,0589	3,0	27,5	50 ± 35	30 ± 28
KAW 115	Adula-Phengitgneis	Bernhardintunnel	129	0,0793	9,4	11,1	42 ± 9	
			127	0,0771	9,1	11,2	41 ± 9	
KAW 82	Gneis der Wurzelzone	Crosso	153	0,0849	11,4	9,58	37,7 ± 7	26 ± 6
			155	0,0850	10,9	10,1	37,3 ± 7	
KAW 88	Adula-Phengitgneis	Zervreila	245	0,130	37,5	3,14	36,1 ± 1,8	27,6 ± 1,1
	Phengit hell		292	0,147	45,1	2,59	34,2 ± 1,4	
KAW 106	Pegmatit	Binntal	348	0,183	21,7	9,56	35,8 ± 3,1	19,2 ± 2,6
			351	0,179	22,2	9,10	34,7 ± 3,0	
KAW 83	Gneis der Wurzelzone	Beura	135	0,0693	11,4	7,83	34,9 ± 7,3	28 ± 6
P 2b 50- 70 m 70-100 m	Gneis der Wurzelzone	Villadossola	224	0,113	10,3	13,98	34,3 ± 3,5	
			223	0,110	19,6	6,45	33,6 ± 3,3	
P 1	Gneis der Wurzelzone	I Mondei	120	0,060	7,8	10,18	33,9 ± 8,2	
			120	0,060	8,1	9,70	33,9 ± 8,2	

KAW 162	Berisal-Gneis	Simplonstrasse	160	0,0652	11,2	7,45	27,7 ± 5,7	19,9 ± 4,7		
B 2	Pegmatit	Lavertezzo	164	0,0646	9,9	8,56	26,8 ± 5,5			
			168	0,0654	11,8	7,10	26,5 ± 4,6			
KAW 165	Eisten-Gneis	Simplonstrasse	149	0,0588	15,8	4,56	26,8 ± 3,6	18,2 ± 2,9		
			Korrektur mit neuer Gesamtgesteinsprobe						17,1 ± 2,9	
			152	0,0565	14,5	4,81	25,3 ± 4,1	16,3 ± 3,4		
			Korrektur mit neuer Gesamtgesteinsprobe						16,4 ± 3,4	15,2 ± 3,4
KAW 100	Pegmatit	Croppo	357	0,132	49,0	1,98	25,1 ± 1,1			
			354	0,128	48,6	1,97	24,6 ± 1,0			
KAW 164	Ganter-Gneis	Eisten/Simplonstrasse	106	0,0370	4,3	12,0	24 ± 12	21 ± 10		
KAW 358	Lebendun-Gneis	Serra	238	0,0810	16,1	6,11	23,3 ± 3,4	19,0 ± 2,8		
				0,0824	16,4	6,09				
KAW 161	Monte Leone-Gneis	Gabi/Simplonstrasse	90,3	0,0291	2,8	14,6	22 ± 22	18 ± 14		
			90,3	0,0304	2,8	15,2	23 ± 18	18 ± 14		
KAW 160	Lebendun-Gneis	Simplonstrasse	146	0,0477	5,6	11,7	22,2 ± 9,0	17,3 ± 7,8		
KAW 132	Pegmatit konkordant	Novate-Mezzola	260	0,0843	26,3	3,43	22,0 ± 2,7	22,1 ± 2,4		
			255	0,0815	23,5	3,85	21,7 ± 1,9	21,7 ± 1,6		
B 9	Pegmatit	Verzasca	177	0,0557	7,4	10,0	21,4 ± 6			
KAW 127	Pegmatit	Alpe Drosina	274	0,0820	29,6	2,83	20,4 ± 1,4			
			276	0,0840	32,2	2,56	20,7 ± 1,6	19,8 ± 1,4		
B 6	Kluftmuskowit	Val d'Isorno	91,1	0,0262	2,6	14,2	20 ± 14			
KAW 74	Pegmatit	Claro	217	0,0634	9,8	8,47	19,9 ± 4,1			
B 11	Pegmatit	Monte Odro	482	0,141	66,0	1,05	19,9 ± 0,8			
			487	0,140	47,1	2,29	19,6 ± 0,8			
KAW 201	Verampio-Gneis	Baceno-Crodo	250	0,0692	16,6	5,04	18,8 ± 2,8			
			250	0,0687	17,5	4,72	18,7 ± 2,7	15,1 ± 2,3		
			256	0,0686	17,9	4,57	18,2 ± 2,3	14,9 ± 1,9		

Proben Nr.	Gestein	Lokalität	Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ radiogen ppm	% radiogen	Sr comm. ppm	Alter in Millionen Jahren	Korr. Alter in Millionen Jahren
<i>Muskowite aus dem Penninikum, die nur die Angabe eines Maximalalters gestatten.</i>								
KAW 4M	Verzasca-Gneis	Brione/Verzasca	92,9 91,9	0,0262	1,2	30,4	t _{max} = 50	
KAW 159	Antigorio-Gneis	Gondo	107	0,028	1,7	24,0	t _{max} = 40	
Aarmassiv								
W 9	Pegmatit	Lötschental	82,6	0,372	19,1	23,1	305 ± 30	
W 7	Pegmatit	im Tödigranit	317	1,46	82,7	4,42	313 ± 12	
W 11	Pegmatit	Lötschental	90,8	0,390	22,3	19,6	292 ± 24	
W 8	Pegmatit	Mittelplatten	198	0,834	73,5	4,36	286 ± 12	
Gotthard- und Tavetscher Massiv								
KAW 94	Pegmatit	Druckstollen Nalps- Curnera, m 115	85,1	0,458	31,1	14,7	365 ± 21	
KAW 41	Pegmatit	Sedrun-Nalps	108	0,470	37,1	11,6	295 ± 14	
KAW 317	Streifengneis	Ernen	101	0,334	21,3	17,9	225 ± 22	
KAW 203	Fibbia-Granitgneis	Gotthardpass	159	0,0622	5,9	14,4	27 ± 10	
Silvretta und Südalpen								
Silvretta:								
KAW 230 ^G	Orthogneis	Güstizia	273	1,27	81,5		316 ± 13	305 ± 12
KAW 231 ^G	Orthogneis	Plattas	242	1,07	78,3		300 ± 12	295 ± 12
KAW 229 ^G	Orthogneis	Mehlkasten	159	0,699	58,0		298 ± 12	290 ± 12

KAW 224 ^G	Orthogneis	Sand, Sertigtal	155	0,678	51,7		297 ± 12	291 ± 12
KAW 55	Orthogneis	Frauenkirch	287	1,24	73,8	6,38	293 ± 12	282 ± 11
KAW 225 ^G	Orthogneis	Chassetas	253	1,08	84,3		290 ± 12	280 ± 11
KAW 266/2 ^G	Orthogneis	God della Giustizia	700	2,97	97,6		288 ± 12	273 ± 11
ETH/10-M	Pegmatit	Val Grosina	173	0,642 0,640		5,08 5,34	252	
Südalpen:								
ETH/P-4	Pegmatit	Olgiasca	289 292 290	1,22 1,06		27,5 5,46	286 250	244
ETH/P-15	Pegmatit	Riccoli Dei Lorla	456	1,49		3,83	223	
KAW 51	Pegmatit	Brissago	139	0,442	62,1	3,9	216 ± 9	

Bereits publizierte Resultate:

KAW 4M, KAW 41 und KAW 55 in JÄGER, E. et al (1961), JÄGER, E. (1962) und ARNOLD, A. & E. JÄGER (1965).
 KAW 224^G, KAW 225^G, KAW 229^G, KAW 230^G, KAW 231^G und KAW 266/2^G in GRAUERT, B. (1966).
 W 7, W 8, W 9 und W 11 in WÜTHRICH, H. (1963, 1965).

Bereits publizierte Analysen aus anderen Laboratorien:

ETH/10-M, ETH/P-4 und ETH/P-15 in HANSON, G. N. et al. (1966).
 P 1, P 2b, P 4b, P 4d, P 4e in FERRARA, G. et al. (1962).

Für die Berechnung der Alterswerte wurden folgende Konstanten verwendet:

	Zerfallskonstante $\lambda = 1,47 \times 10^{-11}$ Jahre ⁻¹
gewöhnliches Sr:	88/86 = 8,432 (Atomverhältnisse)
	87/86 = 0,7091 (Atomverhältnisse)
	86/84 = 17,49 (Atomverhältnisse)
Rb:	85/87 = 2,591 (Atomverhältnisse)

$$\% \text{ radiogen bedeutet: } \frac{\text{Sr}^{87}_{\text{radiogen}}}{\text{Sr}^{87}_{\text{radiogen}} + \text{Sr}^{87}_{\text{gewöhnlich}}} \times 100$$

Die vorletzte Kolonne gibt in beiden Tabellen die Alterswerte, wie sie sich unter Verwendung der oben angeführten Konstanten ergeben. Nun sind aber in den meisten Fällen die Gesamtgesteinsalter wesentlich höher als die Alterswerte der Glimmer. Hat der Glimmer eines älteren Gesteins während der alpinen Metamorphose sein Sr mit dem Gestein ausgetauscht, so baute er damit radiogenes Sr ein, das sich bis zur Zeit der Metamorphose im Gestein angesammelt hatte. Nehmen wir an, dass bei der Metamorphose bis zur Schließung des Rb-Sr Systems im Glimmer das Verhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ für Glimmer und Gestein gleich war, so können wir mit Hilfe einer Gesamtgesteinsanalyse für diesen Überschuss an radiogenem Sr im Glimmer korrigieren. Dadurch wird das oft zu hohe Alter des Glimmers erniedrigt auf den sogenannten «korrigierten» Alterswert der letzten Kolonne in Tab. 1 und 2.

Diese Korrektur ist jedoch nur dann zulässig, wenn man annehmen kann, dass die Sr-Homogenisierung zwischen Glimmer und Gestein vollständig war. Dies trifft sicher dann nicht zu, wenn der Glimmer einen Mischalterswert angibt, d. h. bei nur teilweiser Verjüngung durch die alpine Metamorphose. Korrigierte Alterswerte wurden daher nur für junge, alpine Glimmeralter berechnet, bei Glimmern mit Mischalterswerten, z. B. Biotit KAW 283 und Biotit KAW 325, wurden keine korrigierten Alterswerte berechnet. Diese Korrektur kann auch dann für den Biotit nicht eindeutig gemacht werden, wenn der Biotit wohl ein junges Alter gibt, der Muskowit desselben Gesteins aber seinen voralpinen Alterswert ganz oder teilweise bewahrt hat – z. B. KAW 317, Streifengneis Ernen. Hier hat der Muskowit während der alpinen Metamorphose seinen Überschuss an radiogenem Sr, den wir bei der Gesamtgesteinsanalyse mitbestimmen, bewahrt und nicht an die Nachbarmineralien, wie den Biotit, abgegeben. Die Korrektur wird daher zu gross, der angegebene Wert des korrigierten Alters zu nieder. Der richtige korrigierte Alterswert läge zwischen dem angegebenen korrigierten und dem nicht korrigierten Alterswert.

Abgesehen von solchen Ausnahmen sind wegen der bei den jungen Glimmer-Altern kleinen Anteile des radiogenen am totalen Sr^{87} diese Korrekturen äusserst wichtig; nur mit den korrigierten Alterswerten erhält man gleiche Alter für ein bestimmtes Gebiet, d. h. nur sie sind von geologischer Bedeutung. Es ist jedoch nicht immer notwendig, diese Korrekturen zu machen. Hat der Biotit ein sehr hohes, das Gestein aber ein niederes Rb/Sr-Verhältnis, so ist der Überschuss an radiogenem Sr im Gestein so klein, dass die Korrektur für den Biotit innerhalb der Fehlergrenze der Bestimmung bleibt. Sind Gesamtgestein und Mineral ungefähr gleich alt, so wird die Korrektur der Glimmer-Alter sehr klein, sie ist deshalb bei den jungen Muskowiten der alpinen Tessiner Pegmatite nicht nötig, da hier das Gesamtgesteinsalter nicht viel höher ist als das Alter des Muskowits (siehe Besprechung der Pegmatite).

Es ist mit einiger Erfahrung leicht abzuschätzen, wo eine solche Korrektur nötig ist. Sie ist sicher nicht nötig bei Rb-armen Biotiten mit einem kleinen Sr-Gehalt von nur 1–2 ppm. Tritt jedoch anstelle des begleitenden Muskowits Phengit, so müssen die Alterswerte beider Mineralien korrigiert werden, da der Biotit als Begleiter von Phengit mehr gewöhnliches Sr einbaut. Das Verteilungsverhältnis von Sr für Muskowit/Biotit ist nämlich wesentlich höher als für coexistenten Phengit/Biotit.

So wurden von allen Schlüsselproben Gesamtgesteinsbestimmungen gemacht. Nur dann, wenn die erwartete Korrektur innerhalb der Fehlergrenze der Bestimmung blieb, wurde auf die Korrektur verzichtet. Damit ist es gerechtfertigt, dass die korrigierten mit den nicht korrigierten Alterswerten in einer Karte dargestellt werden (Taf. I und Taf. II).

Bei den Kluffbiotiten ist im allgemeinen eine Korrektur mit dem Sr der Umgebung nicht möglich, da man ja nicht weiss, mit welchem Mineral der Biotit gleiche Ausgangsverhältnisse von Sr hatte. In einem Fall

konnten wir eine Korrektur eines Kluffbiotits angeben, nämlich KAW 350 Kluffbiotit Simplontunnel. Hier ist der Biotit eng mit Anhydrit verwachsen, so dass man wohl annehmen kann, dass beide Mineralien dasselbe Sr einbauten.

Obwohl auch die Fehlerrechnung bereits publiziert wurde, sei sie hier kurz wiederholt. Bei hochradio-genen Proben, bei denen der Wert «% radiogen» grösser ist als ungefähr 35%, setzt sich der Fehler aus gleichen Fehleranteilen der Rb- und der Sr-Bestimmung zusammen; wir geben für solche Proben einen Fehler von $\pm 4\%$. Bei wenig radiogenen Proben bestimmt vor allem der Fehler der Sr-Bestimmung den gesamten Fehler, der dann oft weit grösser wird als die 4%. Wir berechnen den Fehler in diesem Fall nach folgender Formel:

$$\frac{\text{Sr}^{87}_{\text{total}} + \text{Sr}^{87}_{\text{gewöhnlich}}}{100 \times \text{Sr}^{87}_{\text{radiogen}}} \times \text{Alterswert} = \pm \text{Fehler in Millionen Jahren,}$$

dabei ist $\text{Sr}^{87}_{\text{total}} = \text{Sr}^{87}_{\text{Vergleichsisotop}} + \text{Sr}^{87}_{\text{radiogen}} + \text{Sr}^{87}_{\text{gewöhnlich}}$.

Es wurde also für die Bestimmung von $\text{Sr}^{87}_{\text{total}}$ und von $\text{Sr}^{87}_{\text{gewöhnlich}}$ je ein Fehler von 1% berechnet. Der massenspektrometrische Messfehler der $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Messung, der massgeblich die Grösse $\text{Sr}^{87}_{\text{total}}$ und damit auch $\text{Sr}^{87}_{\text{radiogen}}$ bestimmt, ist bei unseren Messungen kleiner, er schwankt in der Regel zwischen 2 und 4‰, bestimmt als mittlerer quadratischer Fehler. Der Fehler von $\pm 1\%$ auch auf $\text{Sr}^{87}_{\text{gewöhnlich}}$ trägt der Tatsache Rechnung, dass das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis des gewöhnlichen Sr nicht für alle Gesteine konstant ist, sondern in den meisten Fällen innerhalb $\pm 1\%$ variiert. Wir verkleinern daher die Fehlerangabe in der oberen Formel, wenn wir mit Hilfe einer Gesamtgesteinsbestimmung das gewöhnliche Sr im Glimmer bestimmen konnten; wir geben dann für die Grösse $\text{Sr}^{87}_{\text{gewöhnlich}}$ nur noch einen Fehler von $\pm 5\%$.

Darstellung der Biotit-Alterswerte

Von E. Jäger

Die Biotit-Alterswerte sind in der Karte Taf. I dargestellt, ferner in den Profilen der Taf. III–V.

Taf. I gibt eine stark vereinfachte tektonische Karte des Untersuchungsgebietes, ferner einige Zonen der alpinen Metamorphose: den Bereich von Stilpnomelan, das erste Auftreten von Chloritoid und Stauro-lith, ferner Zonen der Paragenesen Plagioklas-Calcit mit Werten von $\text{An} > 85\%$ und $\text{An} = 70\text{--}85\%$. In dieser Karte sind mit Farbpunkten die Alterswerte von Biotiten angegeben, wobei die Farben folgende Alterswerte bedeuten: intensiv rot < 12 M. J., schwach rot 12–15 M. J., intensiv grün 15–18 M. J., schwach grün 18–20 M. J., intensiv blau 20–25 M. J., schwach blau 25–50 M. J., grau 50–200 M. J., schwarz grösser als 200 M. J. Biotite aus Ganggesteinen sind mit gleicher Signatur angegeben, Messungen an Kluffbiotiten wurden nicht in die Karte aufgenommen. Es sind ferner angegeben Simplon- und Gotthard-Tunnel, für die S. P. CLARK & E. R. NIBLETT (1956) auf Grund der Temperaturmessungen den Wärmefluss berechneten.

Die Altersbestimmungen sind nicht gleichmässig über das Gebiet verteilt. Wir finden die grösste Konzentration von Alterswerten im Simplon-Gebiet und im östlich anschliessenden Teil des Penninikums. Im östlichen Penninikum und in den Südalpen wurden bisher nur wenige Messungen gemacht. Obwohl gesamthaft eine grosse Zahl von Altersbestimmungen zur Verfügung steht, zeigt ein Blick auf Taf. I doch recht viele farblose Regionen, die noch zahlreiche Probleme für Isotopenbestimmungen bergen.

Dies kommt recht klar in der kleinen Übersichtskarte der Taf. I zum Ausdruck. Hier wurde versucht, auf einer tektonischen Grundlage Altersbereiche von Biotiten abzugrenzen. Schwarze Punktraster markieren Gebiete mit voralpinen Biotit-Alterswerten von mehr als 200 M. J. Die Übergangszone zwischen voralpinen und jungen alpinen Alterswerten ist mit einer schwarz-roten Kreuzsignatur gekennzeichnet. Bereiche von

jungen Biotit-Alterswerten sind in Farbraster dargestellt, wobei wieder intensiv rot <12 M. J., schwach rot 12–15 M. J., intensiv grün 15–18 M. J., schwach grün 18–20 M. J. und blau 20–25 M. J. bedeuten. Eine sichere Abgrenzung von «Altersbereichen» ist allerdings nur dort möglich, wo sehr viele Messungen zur Verfügung stehen, wie im Gebiet Simplon–Antigorio.

Die Biotit-Alter sind ferner dargestellt in den Taf. III–V, in einem N–S Querprofil und zwei Längsprofilen.

Taf. III gibt ein N–S Profil vom Aarmassiv bis in die Südalpen, entlang der Grimsel, durch das Gotthard-Massiv, zum Val d'Antigorio und bis zum Granitgebiet Baveno–Mont Orfano in den Südalpen. In Verbindung mit einem recht detaillierten geologisch-tektonischen Profil, das von Herrn Dr. A. Steck, Basel, aus neuen, z. T. unveröffentlichten Arbeiten des Basler Mineralogisch-petrographischen Institutes zusammengestellt und gezeichnet wurde, sind neben Isograden der alpinen Metamorphose auch die Alterswerte an Glimmern in einem logarithmischen Massstab angegeben. Da das Hauptprofil über die Höhen östlich des Val d'Antigorio führt, während viele Bestimmungen in dem interessanten Gebiet um Verampio gemacht wurden, wurde ein kurzes Parallelprofil durch das Val d'Antigorio mit den entsprechenden Altersdaten eingefügt.

Taf. IV gibt ein Längsprofil durch die Zentralalpen, vom Penninikum des Wallis bis in die Silvretta, vom Mattertal bis zum Piz Buin. Hier ist das tektonische Profil stark vereinfacht; der Zusammenhang zwischen der Aufwölbung der Tessiner Kulmination, d. h. der tektonischen Position der Gesteine und dem Grad der alpinen Metamorphose, wie er durch die alpinen Mineralien Stilpnomelan, Chloritoid und Staurolith angegeben wird, ist hier jedoch recht klar. Wir finden im Zentrum der Aufwölbung, in den ehemals tiefsten Gesteinen, den höchsten Grad der alpinen Metamorphose, hier finden wir auch die jungen Glimmer-Alter, die wieder im logarithmischen Massstab dargestellt sind.

Taf. V gibt ein weiter südlich verlaufendes Längsprofil vom Fletschhorn bis Disgrazia. Dieses Längsprofil verbindet die beiden Grosskulminationen Crodo (Verampio) und S Biasca; es wurde nach grösstenteils unpublizierten Messungen planarer und linearer Elemente gezeichnet. Westlich Crodo und östlich Lodrino (Riviera) folgt es dem Achsenstreichen. Der glückliche Umstand, dass dieses angenähert der klassischen «Firstlinie der Alpen» folgende Tracé jeweils im höchstmetamorphen Bereich verläuft, wenn es auch nicht dessen Mediane entspricht, gestattet es, mineralparagenetische Daten auf 5 km Distanz in das Profil hinein-zuprojizieren. Neben den Isograden der alpinen Metamorphose sind wieder die Glimmer-Alterswerte im logarithmischen Massstab angegeben.

In allen Profilen ist der Übergang von voralpinen zu jungen alpinen Alterswerten mit zunehmender alpiner Metamorphose klar ersichtlich. Wenig markant sind trotz der logarithmischen Darstellung die Altersunterschiede der jungen Biotite von 11–25 M. J. Hingegen kommen bei den jungen Glimmern die Altersunterschiede Muskowit-Biotit eines Gesteins recht klar zum Ausdruck.

Die Bedeutung der Biotit-Alterswerte

Von E. Jäger

Betrachten wir in Taf. I und in den Profilen der Taf. III–V die *Übergangszone zwischen voralpinen und alpinen Alterswerten*, so finden wir eine Parallelität mit den Zonen der alpinen Metamorphose. In der äusseren Zone von alpin gebildetem Stilpnomelan finden wir voralpine Alterswerte von 300 M. J., die von der alpinen Metamorphose nicht erniedrigt wurden. In der Richtung zu höherer Metamorphose, ebenfalls noch in der Stilpnomelanzone, gruppieren sich Mischalter, die zwischen 50 und 200 M. J. variieren. Es ist jedoch nicht möglich, für den Übergang von voralpinen zu alpinen Alterswerten eine scharfe Zone zu konstruieren. Es ergibt sich ein teilweise recht breiter Übergangsbereich, der in der Übersichtskarte der Taf. I mit rot-schwar-

zer Kreuzsignatur dargestellt wurde. Wie nämlich A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) zeigen konnten, wird die Verjüngung neben dem Grad der Metamorphose wesentlich bestimmt von der Resistenz des Gesteins gegenüber der Umwandlung. Sie fanden in der Zone von alpinem Chloritoid in einer wenig umgewandelten ultrabasischen Scholle noch einen voralpinen Biotit-Alterswert, obwohl die Biotite der Umgebung alle entsprechend dem Ausmass der alpinen Neukristallisation verjüngt waren. So erhielt sich hier in der Chloritoid-Zone des nördlichen Gotthard-Massivs ein voralpiner Biotit-Alterswert, obwohl im Norden, in der Stilpnomelan-Zone im Aarmassiv, bereits ein junger Biotit-Alterswert gefunden wurde. Dadurch wird die Übergangszone sehr breit, ihr allgemeiner Verlauf deckt sich jedoch gut mit den Mineralzonen. Es über- rascht allerdings, in den alpin wenig metamorphen Gesteinen der Massa (SW Aarmassiv) bereits vollkommen verjüngte Biotit-Alterswerte zu finden. Im wesentlichen ist jedoch der Grad der Metamorphose verantwort- lich für die Verjüngung der Biotit-Alterswerte.

Die insubrische Linie, die im Süden die Begrenzung der alpinen Mineralparagenesen bildet, ist auch die südliche Begrenzung der jungen alpinen Alterswerte; südlich der insubrischen Linie finden wir durchwegs voralpine Alterswerte. Somit ergaben bereits die ersten Altersarbeiten (siehe E. JÄGER & H. FAUL, 1959, 1960), dass die Südalpen im wesentlichen voralpin geprägt sind.

Betrachten wir nun die *jungen, alpinen Biotit-Alterswerte*, wie sie in Taf. I dargestellt sind, so machen wir folgende Feststellungen:

1. Ein bestimmter Biotit-Alterswert ist typisch für ein bestimmtes Gebiet. Selbst dann, wenn die Biotite aus ganz verschiedenen Gesteinen stammen, wie alpin wenig beeinflusste voralpine Granite, alpin geprägte Gneise und Bündnerschiefer, ist der korrigierte Biotit-Alterswert für eine bestimmte Region der gleiche. Der Biotit-Alterswert ist regional auch derselbe für voralpine, total verjüngte und für alpin neu kristallisierte Biotite. Die Übereinstimmung ist sehr gut, sonst wäre es gar nicht möglich, derart schmale Altersbereiche abzugrenzen. Da in einer solchen Karte die Fehlergrenzen nicht berücksichtigt werden können, sind die Fehler manchmal grösser als ein Altersbereich. So ist z. B. eine Probe aus dem Simplongebiet, in dem wir sonst Alterswerte kleiner als 12 M. J. finden, älter als 12 M. J.; es ist dies der Biotit der Probe KAW 163, mit $t_{\text{corr.}} = 12,6 \pm 2,2$ M. J. Wir glauben aber doch, dass eine derart scharfe Einteilung der Altersresultate gerechtfertigt ist. Es konnten ja viele Biotite mit dem minimalen Fehler von $\pm 4\%$ bestimmt werden; die beste Rechtfertigung ist jedoch die Karte Taf. I selber, mit ihren recht homogenen «Farbflecken».
2. Die jungen Alterswerte (11–25 M. J.) gruppieren sich wohl regional sehr homogen, die Grenzen der Alterszonen stimmen aber mit keiner bisher bekannten geologischen Gegebenheit überein. Die Grenzen dieser jungen Alterswerte schneiden die wesentlichen tektonischen Einheiten; wir finden dieselben jungen Alterswerte in Aar- und Gotthard-Massiv und im Penninikum. Abgesehen von der insubrischen Linie halten sich die Altersgrenzen nirgends an tektonische Linien. Wir finden auch keine Übereinstimmung mit der Lagerung der Gesteine; Bereiche gleichen Alters umfassen steilstehende und flach- liegende Gesteine, z. B. 12–15 M. J. im steilstehenden südlichen Aarmassiv und im flachliegenden Pen- ninikum – z. B. Verampio.

Diese beiden Tatsachen erleichtern uns die Interpretation der Biotit-Alterswerte: Die gute regionale Übereinstimmung der Alter zeigt, dass wir ein geologisch bedeutendes Ereignis datieren; das Übergreifen junger Altersbereiche über tektonische Grenzen zeigt, dass die Biotit-Alterswerte ein Ereignis datieren, das jünger ist als das geologische Geschehen, das verantwortlich ist für die Metamorphose. Somit erklären wir die Biotit-Alterswerte als Alter der Abkühlung auf eine bestimmte Temperatur. Nehmen wir an, dass das Öffnen und Schliessen des Sr-Rb Systems im Biotit ein analoger Vorgang ist, eine Annahme, die nur teilweise richtig ist, wie später dargelegt wird, so erscheint die Erklärung der Biotit-Alterswerte als Alter der Abküh- lung logisch. Wir wissen ja, dass Biotite bei relativ schwacher Metamorphose bereits ihr radiogenes Sr verlieren, wie z. B. durch die Arbeiten im Kontaktbereich einer jüngeren Intrusion durch S. R. HART (1964) und P. W. GAST & G. N. HANSON (1963) gezeigt werden konnte. Dies bedeutet, dass oberhalb einer bestimm- ten Temperatur der Biotit sein radiogenes Sr nicht festhalten kann; wenn dies für das Aufheizen über eine

bestimmte Temperatur gilt, so muss man logischer Weise einen ähnlichen Effekt auch bei der Abkühlung bis zu einer bestimmten Temperatur erwarten.

Es ist nun sehr schwierig, die Temperatur, bei der Biotit während des Aufheizens vom geschlossenen zum offenen System wird, genau anzugeben. S. R. HART stellt in seiner eingehenden Bearbeitung der Altersverhältnisse in einem Kontakthof fest, dass das Rb-Sr Alter am Biotit schon bei tiefen Temperaturen stark beeinflusst wird, bei Temperaturen, bei denen man noch keine anderen Effekte im Gestein feststellen kann. J. L. KULP & J. ENGELS (1963) konnten mit Ionenaustausch-Experimenten zeigen, dass Biotit selbst bei Zimmertemperatur bei geeigneten Bedingungen des Ionenaustauschs seinen Gehalt an Rb und Sr und damit seinen Alterswert ändern kann.

Wir glauben, dass bei Bedingungen der Regionalmetamorphose die für die Intensität der Metamorphose typischen Mineralien einen guten Hinweis liefern, unter welchen Bedingungen der Biotit seinen vormetamorphenen Alterswert verliert. Der Grad der Verjüngung und die Existenz bestimmter Mineralien sind ja ein Mass der bei der Metamorphose maximal erreichten Temperatur. Allerdings ist gerade im Übergangsbereich von vormetamorphenen zu metamorphen Alterswerten nicht nur die P-T-Bedingung, sondern auch die Resistenz eines Gesteins massgebend für den Alterswert am Biotit. Dadurch wird, wie im vorhergehenden Kapitel gezeigt wurde, die Übergangszone sehr breit. Sie beginnt im Stabilitätsfeld von Stilpnomelan und kann bei sehr resistenten Gesteinen die Chloritoidzone erreichen.

Wir kennen die Stabilitätsverhältnisse von Stilpnomelan nicht gut. Wenn nach H. G. F. WINKLER (1965) der Beginn der Grünschieferfazies bei 400°C angenommen wird, muss die Biotit-Verjüngung bei ungefähr 300°C stattgefunden haben, wohl kaum bei Temperaturen unter 250°C. Die Angabe dieser Temperatur ist allerdings noch mit grosser Unsicherheit behaftet.

Keinen Anhaltspunkt haben wir für die Temperatur, bei der Biotit bei der Abkühlung wieder zum geschlossenen System wird. Wir sehen aus der recht homogenen Gruppierung der jungen Biotit-Alter, dass sich der Übergang vom offenen zum geschlossenen System in einem relativ schmalen Temperaturintervall vollziehen muss. Wir können nur in Analogie zum Aufheizvorgang annehmen, dass dieses kritische Temperaturintervall der Abkühlung bei ungefähr 300°C liegen könnte. Die Angabe der Temperatur, bei der Biotit bei der Abkühlung zum geschlossenen System wird, ist noch unsicherer als die kritische Aufheiztemperatur, die doch mit verschiedenen Methoden erfasst werden kann.

Bei der Interpretation der *jungen Biotit-Alterswerte* als Alter der Abkühlung überrascht zunächst die regionale Verteilung dieser jungen Alterswerte. Wir müssten eigentlich die jüngsten Alter in den Gebieten erwarten, die während der alpinen Metamorphose die höchsten Temperaturen hatten oder, falls die Metamorphose bedingt war durch tektonische Belastung, in Gebieten mit der mächtigsten Überdeckung. Wie Taf. I zeigt, liegt die Zone der Plagioklase mit dem höchsten Anorthitgehalt östlich vom Val d'Antigorio, sie zieht ins Bergell zur Intrusion des Bergeller Granits. Die Zone der jüngsten Biotit-Alterswerte liegt aber weit westlich von der heissen Zone der alpinen Metamorphose, nämlich im Simplongebiet und im Südwesten des Aarmassivs, wo sie die Zone Albit-Calcit erreicht. Dies deutet auf eine grosse Verlagerung der heissen Zone von Ost nach West, wobei Gebiete, die während der alpinen Metamorphose die höchsten Temperaturen erreicht hatten, früher abgekühlt wurden als relativ weniger heisse Zonen im Westen. Wir können leider auf Grund dieser Messungen nicht unterscheiden, ob die langsame Abkühlung im Westen ausschliesslich auf einer späteren Hebung und Erosion oder auf einer Verlagerung einer Wärmezufuhr aus der Tiefe beruht.

Eine gute Bestätigung für die besondere thermische Geschichte im Gebiet der jüngsten Biotit-Alterswerte finden wir durch die Wärmefluss-Berechnungen, wie sie S. P. CLARK & E. R. NIBLETT (1956) ausführten auf Grund der Temperaturmessungen während des Baues einiger Alpentunnel. CLARK & NIBLETT fanden für den Simplontunnel einen weit höheren Wärmefluss als für den Gotthardtunnel. Es ist ja auch bekannt, dass beim Bau des Simplontunnels überraschenderweise weit höhere Temperaturen gemessen wurden als beispielsweise in den Stollen der Maggia-Kraftwerke der ehemals heisseren Region. Studiert man die Arbeit von CLARK & NIBLETT, so stellt man fest, dass die junge Hebungsgeschichte den Wärmefluss am stärksten beeinflusst. Da CLARK & NIBLETT nicht annehmen konnten, dass das Simplongebiet länger warm blieb als der Gotthard, gaben sie nur verschiedene, für alle Tunnel gleiche Modelle der Hebung und Abkühlung; sie konnten aber damit den grossen Unterschied im Wärmefluss dieser beiden Gebiete nicht erklären. Es drängt sich nun eine Neubearbeitung der Temperaturmessungen auf unter Berücksichtigung der Rb-Sr

Alterswerte am Biotit. Wir wollen nur festhalten, dass uns der hohe Wärmefluss im Simplongebiet eine Bestätigung liefert, dass in diesem Bereich die Abkühlung tatsächlich später erfolgte.

Es wäre nun interessant, den Umfang dieses Gebietes der letzten Abkühlung genau festzulegen. Dies ist leider auf Grund der bisherigen Daten nicht möglich. Wir finden entlang der Simplonstrasse junge Alterswerte von 11–12 M. J., im westlich anschliessenden Nanztal einen Biotit-Alterswert von 16 M. J. und bereits im nächst westlichen Saastal kommen wir in das Gebiet der Mischalterswerte mit 128 M. J. (KAW 283, Embd) und 95 M. J. (KAW 325, Gspon). Die Frage ist nun, ob die 16 M. J. im Nanztal ebenfalls bereits einen Mischalterswert bedeuten oder ein ganz verjüngtes Alter der Abkühlung. In diesem Fall wäre der Bereich der jüngsten Alterswerte im Penninikum sehr klein, er wäre beschränkt auf den Simplon. Ist der eine Alterswert am Biotit Nanztal jedoch ein Mischalterswert, dann würde der Bereich der späten Abkühlung nach Westen weitergehen, in die Zone der Mischalter, wo die Maximaltemperaturen nicht ausreichten, um die Biotite ganz zu verjüngen. Hier kann nur eine Detailbearbeitung mit einer grösseren Anzahl von Messungen Klärung bringen.

Nun finden wir nicht nur eine E–W-Verlagerung der Abkühlung im Alpen-Längsprofil, wir stellen auch quer dazu im N–S Profil Altersunterschiede fest. So finden wir z. B. in dem Profil, das ungefähr N–S entlang der Tosa-Antigorio bis zur Grimsel verläuft (siehe Taf. III), vom Süden, von der insubrischen Linie her, eine Abnahme der Biotit-Alterswerte von 20 M. J. (Beura, KAW 83), über 19 M. J. (Croppo, KAW 82) zu 13 M. J. in Rencio (B 27, B 35) und Verampio (KAW 201, B 4). Dieser Alterswert von 13 M. J. bleibt nun konstant im Lebendun-Konglomerat (B 28c, B 28b), im Rotondo-Granit des Gotthard-Massivs (Z 5) und im südlichen Aarmassiv bei Gletsch (KAW 96) bis zum Grimsel-Granodiorit (W 12). Auch hier ist der Übergang zu höheren Alterswerten im nördlichen Aarmassiv mit zu wenig Analysenpunkten belegt, um festzustellen, ob beispielsweise im Zentralen Aaregranit beim Räterichsboden die Biotit-Alterswerte konstant mit 18,5 M. J. höher sind, oder ob wir hier bereits in den beginnenden Mischaltersbereich kommen; leider fehlt hier auch noch die Korrektur für den einen Alterswert.

Sehen wir von der nördlichen Begrenzung der jungen Biotit-Alterswerte ab, so finden wir von Süd nach Nord, von der insubrischen Linie her, eine Abnahme der Biotit-Alterswerte von 20 M. J. auf 13 M. J. Hier glauben wir doch, dass bei der früheren Abkühlung im Süden, in der Wurzelzone, tatsächlich eine frühere Hebung und Erosion der Grund der höheren Alterswerte ist. Wir finden ja in der Poebene eine enorme Mächtigkeit der Miozän- und Pliozän-Sedimente, die im Norden der Alpen, in der Molasse, viel weniger mächtig sind. Die jungtertiäre Sedimentation ging also vorwiegend nach Süden, die Erosion muss daher im Alpenkörper von Süd nach Nord fortgeschritten sein. Wir hätten also entlang der insubrischen Linie eine frühe Heraushebung, während der nördliche Gebirgskörper, d. h. der Nordteil der penninischen Decken mit Aar- und Gotthard-Massiv erst später herausgehoben wurde. Interessant ist, dass bei dieser späten Hebung der Nordteil der penninischen Decken sich nicht von den nördlichen Massiven unterscheidet.

Zusammenfassend können wir in der Interpretation der Biotit-Alterswerte zwei verschiedene Aussagen machen:

1. Wir finden in der Zone mit Mischalterswerten, d. h. im breiten Übergangsbereich zwischen voralpinen und alpinen Alterswerten einen weiteren Hinweis für das Ausmass und die Zonierung der alpinen Metamorphose.
2. Gibt uns die regionale Verteilung der jungen Biotit-Alterswerte Aufschluss über die jüngste Abkühlgeschichte in diesem Teil der Alpen. Dabei erhalten wir junge Alterswerte an alpin gebildeten Biotiten und an Biotiten, die wohl voralpin gebildet worden waren und ihren voralpinen Habitus zum grossen Teil bewahrt haben, die aber durch Sr-Verlust während der alpinen Metamorphose komplett «verjüngt» wurden.

Wir haben nun ausschliesslich die Biotit-Alterswerte als Alter der Abkühlung interpretiert. Diese Interpretation setzt sich in metamorphen Gebieten immer mehr durch, sie wurde neuerdings auch angewendet auf Alterswerte aus den Ostalpen, aus dem östlichen Tauernrand (E. R. OXBURGH et al., 1966). Wir wollen aber doch auch eingehen auf die Interpretation von R. STEIGER (1964), der die jungen Biotit-Alterswerte direkt als Alter einer jüngeren tektonischen Phase ansieht. Wir wollen die Gegenargumente gegen diese Interpretation aber erst nach der Besprechung der Muskowit-Alter anführen.

Altersbestimmungen an Kluffbiotiten

Von E. Jäger

Das einzige datierbare Mineral, der Biotit, ist leider kein häufiges und typisches Mineral für offene Klüfte, die die schönen Kluffmineralien enthalten. So datierten wir auch – mit einer Ausnahme, nämlich KAW 349: grosses Biotitblatt aus dem Simplontunnel – durchwegs geschlossene Klüfte, d.h. Klüfte, die heute keinen Hohlraum mehr zeigen, sondern mit einer leicht gebundenen Biotit-Masse erfüllt sind. Sie bilden wohl eher einen Übergang von offenen Klüften zu Biotit-Quarzknauern. Altersbestimmungen an Kluffbiotiten werden ferner erschwert durch die Tatsache, dass wir das gewöhnliche Sr, das in den Biotit eingebaut wurde, nicht kennen. Nehmen wir an, dass Sr aus dem Nebengestein ausgelaugt und vom Kluffbiotit aufgenommen wurde, so kann dieses Sr einen Überschuss an radiogenem Sr^{87} haben, wodurch der Biotit-Alterswert zu hoch würde. P. BAERTSCHI (1957) konnte durch $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ - und $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ -Bestimmungen an Kluffmineralien zeigen, dass die Materialzufuhr inhomogen gewesen sein muss; er fand sogar verschiedene $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ - und $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ -Werte innerhalb eines einzelnen Kristalles. Eine Korrektur mit dem Sr-Isotopenverhältnis, wie es aus einer Gesamtgesteinsanalyse ermittelt wird, ist also nicht möglich.

Erschwerend ist auch, dass Kluffmineralien – mit Ausnahme von Biotit – also z. B. Adular oder Muskowit, sehr viel gewöhnliches Sr einbauen (M. WEIBEL, 1957). Eine Bestimmung dieser Kluffmineralien ist daher im allgemeinen mit der Rb-Sr Methode nicht möglich.

Wir machten eine Kluffbiotit-Bestimmung aus dem *Tavetsch*, KAW 175, die mit $15,1 \pm 1,6$ M. J. einen jüngeren Alterswert ergab, als die allerdings nicht unmittelbar benachbarten minimalen Biotit-Alter der umgebenden Gesteine mit 22,7 M. J. (KAW 125, Quarzdiorit) und 21,7 M. J. (Z 3, Medelser Granit). Hier scheint der Kluffbiotit ein jüngeres Alter zu geben als Biotite der Umgebung.

Im Bereich der jüngsten Biotit-Alterswerte, im südwestlichen Aarmassiv, im Gebiet der *Massa*, geben Kluffbiotit und Biotit aus dem Nebengestein den gleichen Alterswert: Kluffbiotit (KAW 314) unkorrigiert $9,9 \pm 1,3$ M. J., Nebengesteinsbiotit (KAW 315) unkorrigiert $10,2 \pm 5,5$, korrigiert $9,5 \pm 4,2$ M. J. Eine ungefähr 500 m entfernte Probe aus demselben Gneiszug ergab einen Biotit-Alterswert von $10,3 \pm 2,3$ M. J.

Aus dem *Simplontunnel* stehen uns 4 Bestimmungen an Kluffbiotiten zur Verfügung, die alle, allerdings knapp innerhalb der Fehlergrenze, ein etwas höheres Alter ergaben als die korrigierten Biotit-Alterswerte der Simplongesteine. So lieferte ein grosses Biotitblatt (KAW 348, Simplontunnel, 4600 m vom Südportal) einen Alterswert von $14,3 \pm 2,7$ M. J. Wir nehmen an, dass dieser Biotit bei seiner Bildung Sr mit einem Überschuss von Sr^{87} eingebaut hat. Ein Nachweis ist leider nicht möglich, da man kein cogenetisches Kluffmineral findet, an dem man die Isotopenzusammensetzung von Sr bestimmen könnte.

Wir dürfen auch nicht annehmen, dass alle Kluffbiotite dasselbe Sr eingebaut haben. Nur zwei der analysierten vier Kluffbiotite (KAW 349 und KAW 352) entstammen demselben Bereich des Simplontunnels, die Angabe der Lokalität ist jedoch so unscharf (7294–7898 m vom Nordportal), dass sie gut verschiedene Nebengesteine haben könnten. Es wäre durchaus möglich, dass auch diese beiden Kluffbiotite Sr mit einem erhöhten Gehalt an Sr^{87} eingebaut haben, die Alterswerte liegen, innerhalb der Fehlergrenze, nur knapp über den korrigierten Alterswerten der Gesteinsbiotite aus dem Simplongebiet.

Wenn wir annehmen, dass das Sr, das die Kluffbiotite bei ihrer Bildung aufnahmen, zumindest zum Teil aus den Simplon-Gneisen stammt, so ist es sogar wahrscheinlich, dass dieses Sr einen Überschuss an Sr^{87} hatte. Wie Tab. 1 und 2 zeigen, haben alle analysierten Gesamtgesteinsproben aus dem Simplongebiet ein $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis, das stets und zum Teil sogar wesentlich höher ist als das von gewöhnlichem Sr: gewöhnliches Sr – $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,7091$; Berisal-Gneis 0,734, Ganter-Gneis 0,713, berechnet für –10 M. J.

In einem Fall, KAW 350 (Kluff Simplontunnel, 6100 m vom Nordportal), ist uns der Nachweis gelungen, dass tatsächlich Sr mit einem Überschuss von Sr^{87} bei der Biotitbildung eingebaut wurde. Dieser Biotit um-

hüllt Anhydrit, er ist sogar in den 2 cm grossen Anhydritkristall eingewachsen. Damit kann man annehmen, dass Anhydrit und Biotit bei ihrer Bildung Sr von ähnlicher Isotopenzusammensetzung eingebaut haben. Eine Sr-Isotopenanalyse aus dem Anhydrit ergibt nun tatsächlich einen erhöhten 87/86-Wert, also einen Überschuss an Sr⁸⁷ (Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ Anhydrit = 0,7225). Diese starke Anreicherung an Sr⁸⁷ darf als Hinweis gelten, dass das im Anhydrit eingebaute Sr und damit auch das Ca nicht aus einem Kalk oder Gips stammen kann, sondern zumindest teilweise aus einem Rb-reichen und Sr-armen Milieu, wie z. B. aus sauren Gneisen.

Korrigiert man den mit diesem Anhydrit verwachsenen Biotit, KAW 350, nun mit dem Sr-Isotopenverhältnis des Anhydrites, so erniedrigt sich der Alterswert dieses Kluffbiotites von $12,0 \pm 2,3$ auf $10,2 \pm 1,8$ M. J., ein Wert, der – allerdings innerhalb der Fehlergrenze – sogar niedriger ist als die korrigierten Biotit-Alterswerte der Simplon-Gesteine.

Es ist durchaus möglich, dass auch die anderen Kluffbiotite mit einem ähnlichen Sr korrigiert werden sollten und dass sich die Alterswerte dadurch erniedrigen würden. Diese Korrektur würde aber kaum wesentlich grösser sein als beim Biotit KAW 350, d. h. die korrigierten Alterswerte der anderen Kluffbiotite werden wohl kaum kleiner werden als die Werte an den Gesteinsbiotiten.

Es ist nun schwierig, aus den wenigen Daten konkrete Aussagen zu machen; es scheint aber doch so zu sein, dass im Bereich der jüngsten Biotit-Alterswerte die Kluffbiotite dieselben Alterswerte ergeben wie die Gesteinsbiotite, während dort, wo der Alterswert des Gesteinsbiotites höher ist, der Kluffbiotit einen jüngeren Alterswert von ungefähr 15 M. J. ergibt. Dies könnte darauf hindeuten, dass die Bildung der Kluff aus dem Tavetsch zu einer Zeit erfolgte, als das Nebengestein schon auf ungefähr 300°C abgekühlt war. Da mit der Kluffbildung wohl kaum eine grössere Wärmezufuhr verbunden war, wird die Abkühlung sehr schnell erfolgt sein. Das Alter an dem Kluffbiotit aus dem Tavetsch (15 M. J.) kommt wohl dem tatsächlichen Alter der Kluff recht nahe.

Anders im Simplon und im Gebiet der Massa: Hier sind scheinbar die Biotite aus Kluff und Nebengestein gleich alt, um 10–11 M. J. Die tatsächliche Bildung der Kluffbiotite könnte hier aber durchaus älter sein, diese Biotite wären mit dem Nebengestein noch länger warm geblieben. Wir wollen damit keineswegs behaupten, dass wir mit dem einen Alterswert aus dem Tavetsch das Alter der Kluffbildung bestimmt hätten. Zu einer solchen Aussage wäre eine grosse Anzahl von Messungen notwendig.

Alterswerte an Muskowiten und Phengiten

Von E. Jäger

Die Muskowit- und Phengit-Alterswerte sind in der Karte Taf. II dargestellt, auf derselben Kartengrundlage wie die Biotite in Taf. I. Die Muskowit- und Phengit-Alter sind ferner in den Profilen III–V angegeben.

In der Karte Taf. II kennzeichnen Kreise Muskowite und Phengite aus Gneisen, Kreuze markieren Pegmatit-Muskowite, wobei rot jünger als 50 M. J., schwarz älter als 190 M. J. bedeutet. Zwischen diesen Altersgrenzen finden wir keine Messungen, damit fehlt auch eine Mischalterszone, wie sie bei den Biotiten gefunden wurde. Dabei ist die obere Grenze für die jungen Muskowite mit 50 M. J. sicher zu hoch. Sie wurde wegen des Phengites aus dem Adula-Gneis (KAW 115) mit 42 ± 9 M. J. gewählt. Dieser Phengit hat nicht nur eine sehr hohe Fehlergrenze, er ist auch, wie die Muskowite P 1 und P 2 (34 M. J.), nicht mit dem Sr-Isotopenverhältnis aus dem Gesamtgestein korrigiert. Durch eine solche Korrektur würden sich diese Alterswerte wahrscheinlich erniedrigen. Der höchste, gut bestimmte Alterswert für junge Muskowite und Phengite liegt bei 28 M. J. (Phengit Adula, KAW 88, und Muskowit Beura, KAW 83). Durch eine eigene Signatur, roter Kreis mit grösserem Ring, ist der jüngste Alterswert, 14,9 M. J., am Muskowit von Verampio gekennzeichnet.

In der Übersichtskarte der Taf. II ist der Bereich mit alpinen Muskowit- und Phengit-Alterswerten bis zu 50 M. J. mit rotem Raster gekennzeichnet, schwarze Punktraster bezeichnen Gebiete, in denen Alters-

werte höher als 190 M. J. gefunden wurden. Diese Regionen sind nicht scharf abzugrenzen, sondern können durch das Nebeneinandervorkommen von jungen und voralpinen Muskowit-Altern, wie z. B. in I Mondei (P-Nummern), überlappen.

Vergleicht man die Altersdaten von Taf. I und II, so stellt man fest, dass der Bereich der voralpinen Muskowite grösser ist; er reicht in das Gebiet höherer Metamorphose als der Bereich der voralpinen Biotit-Altern. Auffallend ist ferner das Fehlen einer Mischalterszone oder einer Übergangszone beim Muskowit in Taf. II. Wie lassen sich diese Resultate nun im einzelnen interpretieren?

L. T. ALDRICH et al. (1965) konnten recht eindeutig zeigen, dass bei einer späteren Metamorphose das Rb-Sr Alter am Muskowit weniger erniedrigt wird als am Biotit. Dort, wo der Biotit bereits verjüngte Alterswerte ergibt, finden diese Autoren am Muskowit noch die vormetamorphen Alterswerte. Muskowit ist also beim Aufheizen in bezug auf Rb-Sr resistenter als Biotit.

So finden wir auch an Pegmatiten des Aarmassivs, ja selbst im alpin höher metamorphen Gotthardmassiv noch voralpine Muskowit-Alterswerte. Im Stabilitätsbereich von alpinem Chloritoid, ja selbst in der Staurolithzone (Proben Pisa 4b und Pisa 4d, Pegmatit I Mondei) behält der Muskowit einen voralpinen Alterswert. Im Pegmatit I Mondei finden wir deutlich mineralogisch zwei Generationen von Muskowit: grobe Blätter von ungefähr 5 cm Durchmesser, die noch voralpine Alterswerte von 210 M. J. liefern, und daneben feinkörnige Muskowite mit jungen Alterswerten von 30 M. J. Es kann also Muskowit neu wachsen neben altem Muskowit, der noch seinen alten Alterswert behält.

Dies zeigt sich auch in der Adula: In Paragneisen mit nach L. VAN DER PLAS (1959) voralpinen Muskowiten finden wir einen Rb-Sr Alterswert von 300 M. J., während der alpin gebildete Phengit der Orthogneise einen Alterswert von ungefähr 28 M. J. ergibt. Auch hier kristallisiert junger Phengit in der Nachbarschaft von voralpinem Muskowit mit einem voralpinen Alterswert.

Wir kennen kein Beispiel, in dem voralpin gebildeter Muskowit alpin vollständig verjüngt worden wäre; wir fanden bisher auch nur einen Alterswert an Muskowit, den man mit einiger Wahrscheinlichkeit als Mischalter interpretieren kann (KAW 317, Streifengneis). Das Rb-Sr Alter von 225 M. J. an diesem Muskowit könnte man als alpin leicht verjüngten Alterswert eines ursprünglich etwas höheren Alters von vielleicht 270 oder 300 M. J. interpretieren. Der Muskowit des Streifengneises ist damit sicher voralpin gebildet.

Die Werte von 200–250 M. J., die an Pegmatit-Muskowiten der Südalpen, des Penninikums und des Ostalpins gefunden wurden (KAW 51 Brissago, Pisa 4 I Mondei, ETH/10-M Val Grosina, ETH/P-4 Olgiasca und ETH/P-15 Riccoli Dei Lorla), könnten gut das Alter der Pegmatitbildung und nicht Mischalter angeben.

Die Bestimmungen von *jungen Muskowit-Alterswerten* (15–28 M. J.) sind oft mit grossen Fehlern behaftet. Das Sr/Rb-Verhältnis ist im Muskowit höher als im Biotit desselben Gesteins. Dadurch wird der Fehler von radiogenem Sr sehr gross, und damit auch der Fehler der Altersbestimmung. Hier wirkt sich auch die Korrektur sehr stark aus; es ist deshalb nötig, die jungen Muskowit-Alterswerte mit dem Sr-Wert aus dem Gesamtgestein zu korrigieren.

Bei Pegmatiten sind aber meist wegen der Inhomogenität der Probe Bestimmungen am gesamten Gestein unmöglich. Allerdings ist hier auch die Korrektur weniger kritisch als z. B. bei Tessinergneisen, da die Pegmatite, wenn sie junge, alpine Bildungen darstellen, auch junge Gesamtgesteins-Alter liefern. Gesamtgesteine und Muskowite ergeben also ähnliche Alterswerte, dadurch wird die Korrektur sehr klein, wie z. B. am Pegmatit von der Alpe Drosina (KAW 127): unkorrigiert $20,7 \pm 1,6$ M. J., korrigiert $19,8 \pm 1,4$ M. J. Je nach Rb/Sr-Verhältnis ergeben sich für Muskowite aus voralpinen Gesteinen weit höhere Korrekturen, wie z. B. am Muskowit Croppo (KAW 82): unkorrigiert $37,5 \pm 7$ M. J., korrigiert 26 ± 8 M. J. Dieses Beispiel ist auch typisch für den oft recht hohen Fehler der Muskowit-Datierung; der Biotit desselben Gesteins ergab $18,7 \pm 0,6$ M. J. (korrigiert), also einen auch relativ viel kleineren Fehler.

Dies gilt allerdings nur dann, wenn der helle Glimmer wirklich Muskowit ist. Ist der Hellglimmer Phengit, so finden wir im Phengit oft weniger gewöhnliches Sr als im begleitenden Biotit (z. B. KAW 165, Eisten-Gneis: Biotit 5,36 ppm gewöhnliches Sr, Phengit 4,81 ppm Sr). Allerdings enthält der Phengit meist auch weniger Rb; der Fehler der Altersbestimmung ist für beide Mineralien dieses Gesteins ungefähr gleich gross.

Die *Interpretation der jungen Muskowit-Alterswerte* ist schwierig: Wir haben einerseits oft grosse Fehlergrenzen, ferner müssen wir uns in der Interpretation auf den Bereich Toce–Antigorio–Simplon beschränken, da wir nur in diesem Gebiet über eine genügende Zahl von Messungen verfügen (siehe Taf. II).

Dazu kommt noch eine prinzipielle Schwierigkeit in der Deutung der jungen Muskowit-Alterswerte. Die kritische Temperatur, bei der Muskowit für Rb-Sr zum geschlossenen System wird, liegt höher als beim Biotit, bei einer ziemlich scharfen Temperaturgrenze irgendwo im Bereich 400°–500°C. Eine genauere Angabe dieser kritischen Temperatur ist nicht möglich. Sicher ist, dass diese Temperatur für den Muskowit höher liegen muss als für den Biotit; die Bildungstemperatur von Muskowit kann aber niedriger sein als jene von Biotit. Es können sich Muskowite bei Temperaturen bilden, die wesentlich unter der für den Muskowit «kritischen» Temperatur in bezug auf das Rb-Sr Alter liegen. Nur so ist es möglich, dass alter Muskowit sein voralpines Rb-Sr Alter behält (I Mondei), während daneben Muskowit neu kristallisiert.

Sind die Muskowite bei Temperaturen gebildet oder verjüngt worden, die höher sind als die für Muskowite kritische Temperatur, so datieren auch die Rb-Sr Altersbestimmungen an Muskowiten ein Alter der Abkühlung. Hat sich der Muskowit aber bei Temperaturen unterhalb dieser für Rb-Sr kritischen Temperatur gebildet, so wird er wohl schnell zum geschlossenen System; wir datieren nun nicht mehr ein Alter der Abkühlung sondern ein Alter, das recht nahe an das Kristallisationsalter kommt.

Damit gestatten uns die jungen Muskowit-Alterswerte zwei Aussagen:

1. Die höchsten der jungen Muskowit-Alterswerte, d.h. die höchsten Alterswerte an alpin gebildeten Muskowiten, geben ein Mindestalter der letzten Hauptphase der alpinen Metamorphose. Demnach muss die alpine Metamorphose älter sein als 28 M. J., älter als die Muskowite Zervreila, KAW 88, und Beura, KAW 83. Dieser Alterswert entspricht nach der Zeitskala von W. B. HARLAND et al. («*Holmes-Symposium*», 1964) dem obersten Oligozän oder der Grenze Miozän–Oligozän. Dies bedeutet, dass die letzte intensive Phase der alpinen Metamorphose vor mindestens 28 M. J. abgeschlossen gewesen sein muss.

2. Die Altersdifferenz zwischen Muskowit und Biotit eines Gesteins gibt dann ein Mass der Abkühlgeschwindigkeit, wenn der Muskowit bei höheren Temperaturen, höher als die für Rb-Sr kritische Temperatur, gebildet oder verjüngt wurde. Eine konstante Altersdifferenz, die für einen grösseren Bereich und für verschiedene Alterswerte konstant bleibt, deutet darauf hin, dass diese Forderung erfüllt ist, dass beide Mineralien ein Alter der Abkühlung datieren. Die Altersdifferenz von ungefähr 8 M. J., die wir im Bereich der jungen Biotit-Alter im Simplongebiet ebenso wie an den weit älteren Glimmern der Wurzelzone finden, deutet darauf hin, dass wir es in beiden Fällen mit Altern der Abkühlung zu tun haben.

Eine kleinere Altersdifferenz zwischen Muskowit und Biotit finden wir nur am Gneis von Verampio. Hier gibt der Biotit wohl einen Alterswert von 13,4 M. J. wie die benachbarten Gesteine tektonisch höherer Einheiten; am Muskowit wurde jedoch der jüngste Alterswert von 14,9 und 15,1 M. J. gefunden. Damit ergibt sich im Verampio-Gneis die kleinste Altersdifferenz Muskowit-Biotit, was auf die grösste Abkühlgeschwindigkeit bis ungefähr 300°C hinweist. Selbst wenn wir zu dieser kleinen Altersdifferenz die Fehler beider Bestimmungen addieren, erhalten wir für die Muskowit-Biotit-Altersdifferenz am Verampio-Gneis nur maximal 4,5 M. J., was immer noch kleiner ist als der Durchschnitt der Altersdifferenzen von 7,7 M. J., der an folgenden Gesteinen gefunden wurde: in der Wurzelzone Croppo und Beura, im Bereich der Simplonstrasse, Lebendun-, Berisal- und Ganter-Gneis, ferner am Lebendun-Gneis aus dem Zwischbergen-Tal.

Fig. 2 gibt eine Darstellung der Muskowit-, Biotit- und Gesamtgesteinsresultate dieser Gesteine im Sr-Entwicklungsdiagramm nach L. O. NICOLAYSEN (1961). Die ausführliche Besprechung dieser Darstellung findet sich in H. WÜTHRICH (1965); wir wollen sie hier nur soweit erklären, als dies zum Verständnis der Resultate nötig ist.

In der Ordinate wird das analysierte Isotopenverhältnis Sr^{87}/Sr^{86} einer Probe eingetragen, in der Abszisse das Verhältnis Rb^{87}/Sr^{86} , also ein chemisches Rb/Sr-Verhältnis. Bei einem gegebenen Abstand auf der Abszisse, d.h. bei einem bestimmten Rb/Sr-Verhältnis in einer Probe, wird der Wert Sr^{87}/Sr^{86} , d.h. der Wert auf der Ordinate, um so grösser je älter die Probe ist. Jede Altersbestimmung lässt sich durch einen Punkt in diesem Diagramm darstellen. Den Alterswert erhält man aus der Geraden, die den Analysenpunkt mit dem angenommenen Wert 87/86 für gewöhnliches Sr auf der Ordinate verbindet. Die Neigung dieser Geraden ist proportional dem Alter.

Wie im Kapitel «Analysendaten und Altersresultate» gezeigt wurde, ist es nötig, den Wert Sr^{87}/Sr^{86} für das bei der Bildung des Glimmers eingebaute Sr zu bestimmen, wenn das Gestein wesentlich älter ist als das

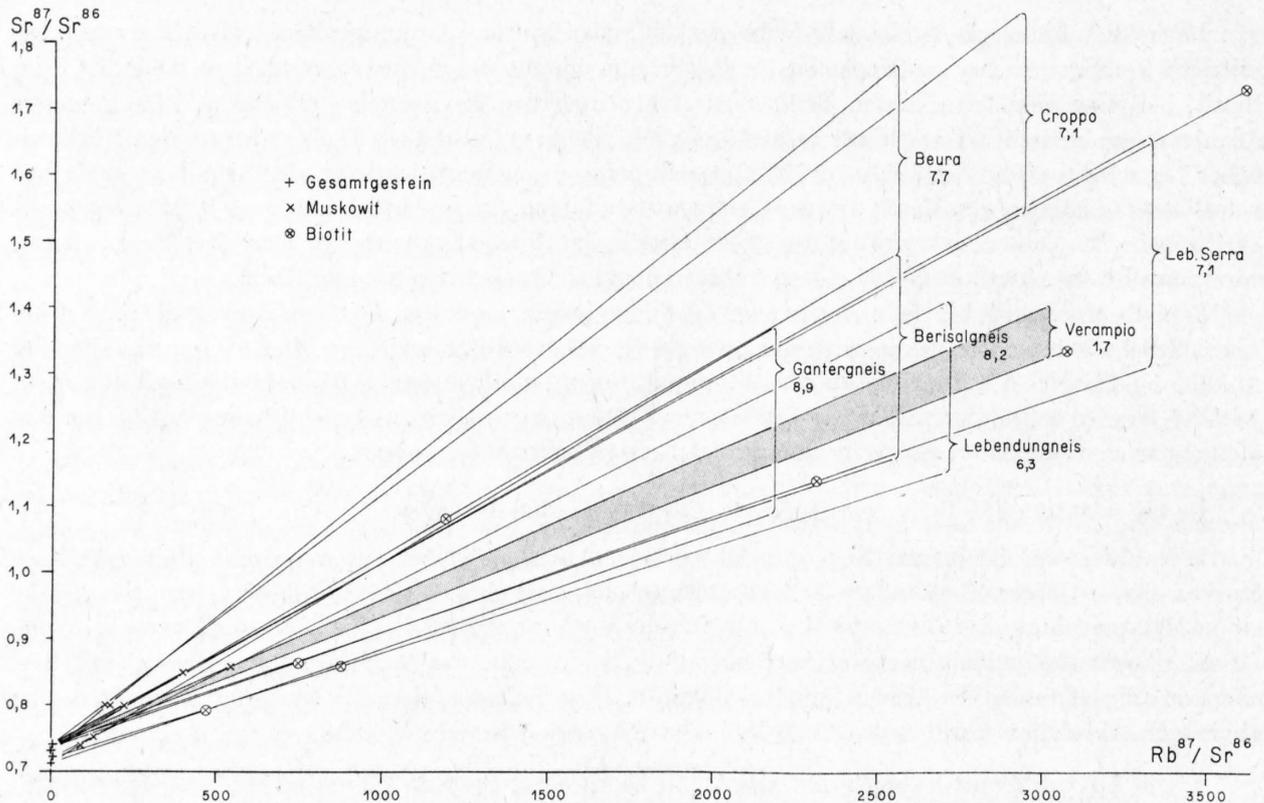


Fig. 2. Sr-Entwicklungsdiagramm mit Muskowit-, Biotit- und Gesamtgesteins-Bestimmungen der Proben:

- KAW 82 und 83: Croppo und Beura, Wurzelzone
- KAW 160, 162 und 164: Lebendun-, Berisal- und Ganter-Gneis an der Simplonstrasse
- KAW 358: Lebendun-Gneis, Zwischbergen (Serra)
- KAW 201: Verampio

Mineral, wenn man annehmen kann, dass der Glimmer bei seiner Bildung Sr mit einem erhöhten $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis eingebaut hat. Mit einer Rb-Sr Analyse am Gesamtgestein können wir das im Glimmer bei seiner Bildung eingebaute Sr bestimmen, wenn wir annehmen, dass der Glimmer Sr von der Isotopenzusammensetzung, wie sie damals im Gestein vorhanden war, aufnahm. Damit erhalten wir den korrigierten Alterswert, der graphisch durch die Gerade zwischen Analysenpunkt des Glimmers und Analysenpunkt des Gesamtgesteins dargestellt wird.

Wären Muskowit und Biotit einer Probe gleich alt, so müssten sie mit dem Punkt für das Gesamtgestein auf einer Geraden liegen. Dies ist bei keiner der hier dargestellten Proben der Fall. Die Linien, die den Muskowit darstellen, sind stets steiler als die Biotit-Geraden; d.h. die Muskowite liefern stets höhere Alterswerte als die Biotite. Dies ist auch bei den Proben der Fall, die in Fig. 2 wegen der hohen Fehlergrenzen der Muskowit-Bestimmung nicht aufgenommen wurden, z. B. KAW 161, Leone-Gneis Gabi: Biotit $11,0 \pm 1,0$, Muskowit 18 ± 14 M. J. (korrigiert).

In Fig. 2 wurden alle die Proben aus dem Gebiet Simplon-Zwischbergen-Toce-Antigorio dargestellt, bei denen die Muskowite noch eine genaue Bestimmung gestatten, es sind dies die oben angeführten Proben Croppo, Beura, Verampio-Gneis, Lebendun-Gneis Zwischbergen und Simplon, ferner Ganter-Gneis und Berisal-Gneis von der Simplonstrasse. Die Klammern verbinden die Geraden für Muskowit und Biotit eines Gesteins, die Zahlen unter der Gesteinsbezeichnung geben die Altersdifferenzen der korrigierten Muskowit-Biotit-Alterswerte, d. h. der Altersgeraden durch die Gesamtgesteinspunkte. Die im Vergleich zu den anderen Proben bei Verampio sehr kleine Altersdifferenz Muskowit-Biotit, d. h. die kleine Differenz im Neigungswinkel der beiden Geraden, ist mittels Rasterung hervorgehoben.

Aus Fig. 2 ist die Altersdifferenz Muskowit-Biotit eines Gesteins gut ersichtlich. Sehr klar ist auch die Sonderstellung von Verampio mit einer Altersdifferenz von nur 1,7 M. J. zwischen Muskowit und Biotit.

Die Differenz in der Neigung der Muskowit- und Biotit-Geraden ist für Verampio wesentlich kleiner als für die anderen Gesteine, die sich recht eng um einen Mittelwert von rund 8 M. J. (6,3–8,9 M. J.) gruppieren.

Diese für die Gesteine vom Simplon, vom Zwischbergen-Tal und von der Wurzelzone konstante Altersdifferenz für Muskowit und Biotit weist darauf hin, dass diese Glimmer tatsächlich eine Abkühlung datieren. Das bedeutet aber, dass Verampio mit der sehr kleinen Altersdifferenz schneller abgekühlt sein muss als die Gesteine im Westen und Süden. Es ist unwahrscheinlich, dass gerade Verampio, das sicher bei der Metamorphose auf höheren Temperaturen war als beispielsweise die Simplon-Gesteine, nicht auch eine Abkühlung datieren sollte, dass der Muskowit gerade hier nicht die für Rb-Sr kritische Temperatur erreicht haben sollte.

Die Abkühlung muss also in Verampio später begonnen haben als bei den Gesteinen im Westen und Süden, wir finden ja in Verampio den niedersten Muskowit-Alterswert; dann muss die Abkühlung aber schneller gewesen sein als in den anderen Gesteinen. Dass gerade Verampio, das Gestein der tiefsten tektonischen Einheit diese Sonderstellung einnimmt, zeigt, dass zumindest zum Teil Hebung und Erosion für die Abkühlung verantwortlich waren. Die tiefste tektonische Einheit muss ja einmal später abgekühlt, später in kühlere Oberflächenbereiche gekommen sein, als Gesteine aus dem peripheren Teil der Aufwölbung. Andererseits muss es auch eine Zeit geben, die Zeit der eigentlichen Aufwölbung, in der dieses Gestein schneller nach oben gebracht, also schneller abgekühlt wurde als tektonisch höhere Gesteinsbereiche. Dies würde bedeuten, dass die Aufwölbung von Verampio während der Abkühlung nach der letzten Phase der alpinen Metamorphose erfolgte und dass sie abgeschlossen war, als bei der Abkühlung die Temperatur von ungefähr 300°C erreicht wurde.

Diese Aussage gilt leider vorerst nur für einen relativ kleinen Raum, für das Fenster von Verampio und seine tektonisch höhere Umgebung im Westen und Süden. Sie ist auch bisher nur als Arbeitshypothese aufzufassen und sollte unbedingt, auch im engsten Raum, noch durch weitere Analysen belegt werden.

Zusammengefasst: Die Muskowit-Alterswerte gestatten uns die Angabe eines Minimalalters für die letzte Phase der alpinen Metamorphose von 28 M. J. und den Hinweis, dass die relative Aufwölbung von Verampio gegenüber ihrer Umgebung während der Abkühlung erfolgte und dass sie abgeschlossen war, als die Abkühltemperatur von ungefähr 300°C erreicht wurde.

Altersbestimmungen an Pegmatiten des Penninikums

Von E. Jäger

Betrachten wir die Rb-Sr Alterswerte an *Pegmatit-Biotiten*, so finden wir keine Altersunterschiede zu den Biotit-Altern der Nebengesteine. So wurde auch in Taf. I nicht unterschieden zwischen Alterswerten an Gesteins- und Pegmatit-Biotiten. Da die Alter der Pegmatit-Biotite ohne Ausnahme den Biotit-Alterswerten der Nebengesteine entsprechen, können wir annehmen, dass die analysierten Pegmatite intrudierten, bevor das Nebengestein auf 300°C abgekühlt war.

Bei den *Muskowiten* ergeben sich Altersunterschiede für Pegmatite und Nebengesteine. Im Pegmatit I Mondei blieb in den grobkörnigen Muskowiten ein Alterswert von 210 M. J. erhalten, womit die Ansicht widerlegt war, dass alle beryllführenden Pegmatite alpinen Alters sein sollten. Die Muskowite der benachbarten Gneise lieferten junge Alterswerte von ungefähr 34 M. J. In einem Pegmatit des Binntales (KAW 106) fanden wir wohl einen Alterswert von 35 M. J., der Kalifeldspat ergab jedoch einen höheren Alterswert von 560 M. J. (siehe S. GRAESER, 1965). Da Muskowit und Kalifeldspat in diesem Pegmatit neben Quarz die bei weitem häufigsten Mineralien sind, nehmen wir an, dass es sich um einen alpin verjüngten, voralpinen Pegmatit handelt, wobei das aus dem Muskowit freigewordene radiogene Sr vom Kalifeldspat aufgenommen wurde. Da eine Gesamtgesteinsbestimmung an dem enorm grobkörnigen Gestein unmöglich war, versuchten wir eine Abschätzung der Gehalte an Kalifeldspat und Muskowit und errechneten damit ein Gesamtgesteins-

alter von 240 M. J. Damit hätten wir hier einen zweiten voralpinen Pegmatit im Bereich des Penninikums. Wenn dieses voralpine Alter tatsächlich das Alter des Pegmatites angäbe, so hätten wir hier die einzige Ausnahme einer praktisch vollständigen Verjüngung von Muskowit. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, dass der Pegmatit wohl voralpin ist, dass aber der Muskowit alpin rekristallisierte.

Korrigieren wir den Muskowit-Alterswert dieser Pegmatit-Probe mit dem rechnerisch ermittelten Rb und Sr des Gesamtgesteins, so erniedrigt sich das Alter des Muskowits auf $19,2 \pm 2,6$ M. J. Dieser Wert entspricht gut den Muskowit-Alterswerten vom Simplon. Dies ist ein Hinweis dafür, dass während der alpinen Metamorphose der Sr-Austausch zwischen Muskowit und Kalifeldspat erfolgte, und ferner ein Hinweis, der die Berechnung des voralpinen Gesamtgesteinsalters rechtfertigt.

Da im Gebiet, in dem wir die meisten Messungen an Pegmatit-Muskowiten machten, im Verzasca-Tal, Altersbestimmungen an Nebengesteins-Muskowiten fehlen, lässt sich die Bedeutung der Messungen an den Pegmatit-Muskowiten noch nicht ganz erfassen.

Die untersuchten Pegmatite aus dem Verzasca- und Ticino-Tal sind alpin; sie durchbrechen alpine Strukturen und zeigen zum grossen Teil keine Beeinflussung durch die alpine Metamorphose; sie sind also nach geologischer Evidenz jünger als die alpine Metamorphose (B 2, B 9, Pegmatite Verzasca, und KAW 74, Pegmatit Claro).

Betrachten wir die Alterswerte an diesen jungen Pegmatit-Muskowiten, so fällt auf, dass sie sich um den Wert von 20 M. J. gruppieren. Diese 20 M. J. bedeuten auf alle Fälle ein Minimalalter der Pegmatitbildung, wobei wir nicht entscheiden können, ob sie das Alter der regionalen Abkühlung oder das tatsächliche Pegmatit-Alter angeben. Dies kann erst entschieden werden, wenn Messungen an Muskowiten der Nebengesteine gemacht sind. Sind nämlich die Alterswerte an Muskowiten aus den Nebengesteinen und den Pegmatiten gleich, so datieren diese Werte das Alter der regionalen Abkühlung zu der für den Muskowit kritischen Temperatur. Sind aber die Muskowite aus den Pegmatiten jünger als die Muskowite aus den Nebengesteinen, so würden diese 20 M. J. dem tatsächlichen Alter der Pegmatit-Bildung entsprechen.

Da wir nicht wissen, inwieweit die Alterswerte an Pegmatit-Muskowiten denen der Gneis-Muskowite entsprechen, wurden in Taf. II die Werte an Pegmatit-Muskowiten mit einer eigenen Signatur (Kreuze) gekennzeichnet.

Zusammenfassend lassen sich aus Messungen an Pegmatiten folgende Aussagen machen:

1. Die Alterseinteilung nach dem Gehalt an typischen Mineralien, wie z. B. Beryll (siehe E. NIGGLI in J. CADISCH, 1953), ist nicht zutreffend.
2. Die alpinen Pegmatite von Claro und vom Verzasca-Tal sind mindestens 20 M. J. alt.

Kritische Betrachtungen zur Interpretation der Alterswerte

Von E. Jäger

Wir haben bisher nur unsere Meinung vertreten, es handle sich bei den Rb-Sr Alterswerten an Glimmern um die Datierung einer Abkühlzeit auf eine bestimmte kritische Temperatur. Wir meinten selber nach den ersten Messungen, dass wir die Zeit der Metamorphose datiert hätten (siehe E. JÄGER & H. FAUL, 1959, 1960). Nach den ersten 20 Altersresultaten kamen wir jedoch zur Ansicht, dass wir nur eine Zeit der Abkühlung und nicht die Zeit der höchsten Temperatur datieren können (E. JÄGER, 1962). Später wurde die Interpretation der Glimmer-Alterswerte als Alter der Abkühlung auch in anderen Gebieten gebraucht.

In der Zwischenzeit machte R. STEIGER (1964) K-Ar Altersbestimmungen an Hornblenden aus dem südlichen Gotthard-Massiv. Er fand an drei alpin geregelt und einer teilweise orientierten Hornblende

einen Alterswert von 46 M. J., an unregelmäßig Hornblenden jedoch jüngere Alterswerte von 23–30 M. J. R. STEIGER interpretierte die 46 M. J. als Minimalalter der Deckenbewegung, die jüngeren Alterswerte, die er an unregelmäßig Hornblenden fand, als späte thermische Phase und unsere Biotit-Alterswerte von 16 M. J. aus dem Gotthard-Massiv als letzte tektonische Phase.

Wir fanden bisher für eine Phase vor 46 M. J. keine Bestätigung durch Rb-Sr Altersbestimmungen. Dies ist jedoch kein Beweis gegen die Existenz dieser frühalpiner Phase. Die spätere Metamorphose könnte den Bereich des südlichen Gotthard-Massivs so stark überprägt haben, dass sich nur noch in den sehr resistenten Hornblenden dieser Alterswert erhalten konnte. Wir glauben allerdings, dass es sehr nützlich wäre, das Minimalalter einer metamorphen Phase mit mehr als drei Altersbestimmungen zu belegen.

In der Annahme der späteren thermischen Metamorphose von 23–30 M. J. und einer weiteren tektonischen Phase von 16 M. J. sind wir nicht mit STEIGER einer Meinung. Wir glauben, dass all diese jungen Werte Abkühlalter sind und dass die Phase der Metamorphose, die diese jungen Alter verursachte, zumindest 28 M. J. alt ist. Wir wollen nun unsere Ansicht belegen und gleichzeitig kritisch Stellung nehmen zur Interpretation von R. STEIGER:

Die Biotit-Alterswerte reichen kontinuierlich von 25 bis 10 M. J., die Muskowit-Alterswerte von 28 bis 15 M. J. Spricht man all diese Werte nicht als Abkühlalter, sondern als Zeugen einer Phase an, so müsste die Phase von 28 bis 10 M. J. gedauert haben, was ja durchaus möglich wäre. Nicht erklärbar wäre aber die Altersdifferenz zwischen Muskowit und Biotit. Man müsste dann zwei sich zeitlich überdeckende parallel laufende Phasen annehmen, die zuerst zu den höheren Muskowit-Altern, in der zweiten Phase zu den Biotit-Altern geführt hätten. Dies ist recht unwahrscheinlich. Diese junge Phase wäre nämlich gleich alt wie die Bildung der Klüfte, sie wäre im Verzasca-Tal auch jünger als die nichtmetamorphen Pegmatite.

Man könnte ausserdem in Verfolgung der Ideen einer jungen tektonischen Phase auch annehmen, dass alle Werte höher als 10 M. J. Mischalter wären, dass eine junge Phase vor 10 M. J. die Biotite stärker verjüngt hätte als die Muskowite. So könnte man vielleicht die oft vorkommende Muskowit-Biotit-Altersdifferenz von 8 M. J. erklären. Man müsste allerdings für das Zentrum dieser späten Phase das Gebiet vom südwestlichen Aarmassiv bis zum Simplon zusammenfassen, ein Gebiet, das sich durch verschiedene Grade der alpinen Metamorphose auszeichnet und das nicht mehr im Bereich der höchsten alpinen Metamorphose liegt. Geologisch hätten wir für dieses Phänomen keine Anhaltspunkte; die jüngste Phase wäre natürlich auch wieder jünger als die Bildung der Klüftminerale oder die Bildung der nicht metamorphen Pegmatite des Verzasca-Tales.

Es spricht noch ein weiteres Argument gegen diese Interpretation: Die kontinuierlich ändernden, regional recht einheitlichen Biotit-Alterswerte wären das Produkt einer jüngeren Metamorphose, sie wären also, abgesehen von den jüngsten Alterswerten, Mischalter. Wie wir im Kapitel der Gegenüberstellung Abkühlalter-Mischalter sehen, und wie A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) zeigen konnten, sind Mischalterswerte abhängig vom Gestein. Im Bereich der jungen Biotit-Alterswerte wurden aber Biotite aus verschiedenen Gesteinen analysiert; die scharf identischen Alterswerte einer Region, unabhängig vom Gestein, können also nicht als Mischalter interpretiert werden. Im Gebiet der 13 M. J. für den Biotit wurden analysiert: Gneise, nur schwach alpin metamorphe Gesteine des Aarmassivs (z. B. Grimsel-Granodiorit), ferner Bündnerschiefer, die Granitkomponente des Lebendun-Konglomerates und ihre gneisige Matrix. All diese Gesteine hätten entsprechend unserer Erfahrungen sicher ganz verschiedene Mischalterswerte geliefert.

Man könnte vielleicht annehmen, dass nur die Alterswerte höher als eine bestimmte Grenze, vielleicht höher als 16 M. J., tatsächlich einer oder zweier Phasen entsprächen, dass die jüngeren Alterswerte Abkühlalter wären. Die regionale Verteilung der jungen Biotit-Alterswerte ist so homogen und so wenig gebunden an geologische Gegebenheiten, dass man keinen Anhaltspunkt dafür hätte, wo man eine solche Grenze ziehen sollte.

Wir können also kein Modell finden, das der Interpretation von R. STEIGER, nämlich direkte Datierung einer jüngeren Phase mit Rb-Sr Alterswerten an Biotiten, gerecht würde. Jeder mögliche Erklärungsversuch als Datierung einer Phase wird durch eine Reihe gewichtiger Gegenargumente widerlegt. Die einzige Erklärung, die allen Resultaten ebenso wie den Beziehungen zwischen Altersresultat und geologischer Gegebenheit gerecht wird, bleibt die Interpretation der Glimmer-Alter als Alter der Abkühlung in all jenen Fällen, in denen die Temperatur der Metamorphose höher war als ungefähr 300°C.

Wir wollen aber damit nicht die ältere Phase von 46 M. J. bestreiten, auch wenn wir sie bisher mit Rb-Sr Altersbestimmungen nicht bestätigen konnten. Es wäre ja auch durchaus möglich, dass man in den Zentralalpen eine frühalpiner Phase finden könnte, wie sie von E.R. OXBURGH et al. (1966) in den Ostalpen, im Altkristallin am SE-Rand des Tauernfensters nachgewiesen wurde. OXBURGH et al. erhielten mit K-Ar Altersbestimmungen an Glimmern Alterswerte von 80 M. J., die sie als Alter einer frühalpiner Phase interpretierten. Neuerdings konnten K. SCHMIDT et al. (1967) mit Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotiten aus dem Schneeberg-Zug diese Phase auch im Westen des Tauernfensters nachweisen.

Gegenüberstellung Mischalter – Abkühlalter

Von E. Jäger

1. *Biotit*: Zur Erklärung der Verjüngung von Glimmern im Kontaktbereich einer jüngeren Intrusion wurden Reaktions- und Diffusions-Modelle für den Verlust von Sr berechnet (S.R. HART, 1963, 1964; P. W. GAST & G. N. HANSON, 1963). S. R. HART konnte zeigen, dass bei der Verjüngung der Biotit tatsächlich radiogenes Sr verliert, während der Gehalt an Rb ziemlich konstant bleibt. A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) stellten fest, dass bei regional-metamorpher Beeinflussung die Verjüngung des Biotites nicht mit einem reinen Diffusionsmodell, mit der Ausdiffusion nur von Sr beschrieben werden kann, sondern dass das Ausmass der Verjüngung um so grösser wird, je grösser der Anteil neu kristallisierter Mineralien im Gestein wird. In resistenten Gesteinen wurden höhere Biotit-Alterswerte gefunden als in stärker rekristallisierten Gesteinen der unmittelbaren Nachbarschaft. Es ergab sich für die verschiedenen Gesteine einer Lokalität auch ein Zusammenhang zwischen Alter und Sagenitgehalt des bestimmten Biotites. Das Alter war um so stärker erniedrigt, je mehr Sagenitausscheidung im Biotit beobachtet werden konnte.

Daraus wurde geschlossen, dass die Biotit-Verjüngung gekoppelt ist mit Reaktionen im Gestein und auch mit dem Ausscheiden von Titan aus dem Biotit-Gitter. In diesem Fall einer Verjüngung durch die alpine Metamorphose ist sicher ein reiner Diffusionsmechanismus nicht anzunehmen.

H. WÜTHRICH (1965) stellte ausserdem fest, dass mit der Verjüngung auch eine Farbänderung der Biotite eintritt. Er fand rotbraune Farbtöne nur in alten Biotiten mit voralpinen Alterswerten. Verjüngte Biotite sind nach H. WÜTHRICH in basischeren Gesteinen (z. B. Grimsel-Granodiorit) hellbraun-gelblich, in sauren Gesteinen (z. B. Mittagfluh-Granit) olivgrün. Da uns nun eine ziemlich grosse Zahl von datierten Biotiten zur Verfügung stand, machten wir an all diesen Biotiten Farbbestimmungen, wobei die Farbwerte durch Vergleich und Interpolation mit der von der Geological Society of America (1963) herausgegebenen «Rock Color Chart» ermittelt wurden. Wir konnten dabei die Ansicht von H. WÜTHRICH durchwegs bestätigen. Obwohl wir unter den jungen Tessiner Biotiten eine Reihe kräftig braun gefärbter Glimmer fanden, ergab doch ein junger Biotit nie Farbwerte mit einem intensiveren Rotton als 2 YR (Farbton Gelb-Rot), während in den wenigen zur Verfügung stehenden voralpinen Biotiten sofort Farbwerte von R (Farbton Rot) gefunden wurden (Probe KAW 263, Bohrkern, 10 R). Wir können also bestätigen, dass mit der Verjüngung der Biotite eine Farbänderung parallel geht. Dies bedeutet nach E. WENK et al. (1963) neben der Änderung im Titan-Gehalt auch eine Änderung im Oxydationszustand von Eisen, was natürlich zum Valenzausgleich eine weitere Reaktion bedingt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass bei der regional-metamorphen Verjüngung der Biotite das Muttergestein eine wesentliche Rolle spielt, dass das Ausmass der Verjüngung abhängt von der Resistenz des Gesteins. Ferner stellen wir fest, dass unter dem Einfluss der Regionalmetamorphose der Verjüngung eine weitere chemische Veränderung des Biotites in den Kationen der Oktaederpositionen entspricht, dass wir nicht ein reines Diffusionsmodell nur für Strontium zur Beschreibung der Verjüngung heranziehen dürfen.

Da die Verjüngung von Biotit wesentlich vom Gestein bestimmt wird, finden wir eine breite Übergangszone von voralpinen zu alpinen Alterswerten, die von der Stilpnomelan-Zone bis weit in die Choloritoid-Zone,

ja selbst bis nahe an die Staurolith-Zone reicht. In resistenteren Gesteinen (ultrabasische Scholle) braucht es einen höheren Grad der alpinen Metamorphose als in sauren Gesteinen, um einen voralpinen Alterswert zu erniedrigen.

In der Zone von alpinem Staurolith wurde bisher kein voralpiner Biotit-Alterswert gefunden. Für eine bestimmte Region ergaben sich selbst aus verschiedenartigen Gesteinen konstante Biotit-Alter. Die Resistenz des Gesteins hat in dieser Zone, im Gegensatz zur Mischalterszone, keinen Einfluss auf den Biotit-Alterswert, der hier nur durch die zeitliche Änderung der Temperatur- und eventuell Druck-Verhältnisse bestimmt wird.

Diese Gegenüberstellung zeigt, dass die beiden Prozesse, das erste Öffnen des Rb-Sr Systems im Biotit beim Aufheizen und das letzte Schliessen des Systems bei der Abkühlung nicht analog sind. Beim Aufheizen reagieren die Gesteine noch ganz verschieden auf die geänderten Bedingungen, und diese Reaktionen bestimmen weitgehend den Alterswert des Biotites. Beim Abkühlen nach einer starken Metamorphose, die keine vormetamorphen oder keine Mischalterswerte mehr gestattet, wurden die Gesteine den neuen Bedingungen bereits angepasst. Das Schliessen des Rb-Sr Systems im Biotit ist wohl eine der letzten Reaktionen, bei denen andere Mineralreaktionen bereits zum Stillstand gekommen sind. Damit lässt sich der Unterschied zwischen Mischalter oder Aufheizalter und Alter der Abkühlung, ferner der Unterschied in der Abhängigkeit des Alterswertes vom Gestein logisch erklären. Wie A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) zeigen konnten, bestimmt ja bei den Mischaltern der Gesteinstyp das Alter, das Ausmass der Reaktion im Gestein bestimmt die Verjüngung des Biotits. Bei der Abkühlung finden wir keine Abhängigkeit mehr zwischen Biotit-Alterswert und Art des Gesteins; der Biotit wird erst zum geschlossenen System, wenn die anderen Reaktionen schon abgeschlossen sind.

2. *Muskowit*: Da wir beim Muskowit keine Zone von Mischaltern finden, lassen sich ähnliche Aussagen wie beim Biotit hier nicht machen. Das Rb-Sr Alter am Muskowit ist gegen späteres Aufheizen resistenter als der Biotit, so wird auch der Muskowit bei der Abkühlung früher zum geschlossenen System als der Biotit. Wie die oft konstante Altersdifferenz Muskowit - Biotit zeigt, ist auch das Muskowit-Abkühlalter unabhängig von der Art des Gesteins.

Dabei muss der Muskowit nicht unbedingt eine Abkühlung datieren. Wenn er bei Temperaturen gebildet oder verjüngt wurde, die unter der für den Muskowit kritischen Temperatur liegen, bedeutet der Alterswert tatsächlich das Alter der Kristallisation oder Verjüngung. So kann sich auch Muskowit bei relativ tiefen Temperaturen neu bilden, ohne dass die kritische Muskowit-Temperatur erreicht wurde. Nur so ist es zu verstehen, dass wir im gleichen Handstück (I Mondei) voralpinen Muskowit neben jungem, neu kristallisiertem Muskowit finden, wobei der alte Muskowit auch seinen voralpinen Alterswert bewahrt hat.

Damit können wir erwarten, dass in Gebieten höherer Metamorphose, d. h. dort, wo die Temperatur bei der Metamorphose den für Rb-Sr am Muskowit kritischen Wert überschritt, tatsächlich Alter der Abkühlung gefunden werden. Nur in diesem Gebiet ist die Altersdifferenz Muskowit - Biotit ein Mass der Abkühlgeschwindigkeit.

In Gebieten, in denen bei der Metamorphose diese kritische Temperatur nicht erreicht wurde, das bedeutet am Aussenrand der alpinen Metamorphose, gibt die Muskowit-Biotit-Altersdifferenz nicht mehr ein Mass der Abkühlung. Hier datiert der Muskowit (oder Phengit) die Zeit seiner Bildung.

Vormetamorphe Muskowit-Alterswerte finden wir vor allem bei grobkörnigen Pegmatit-Muskowiten, was die scheinbar paradoxe Situation ergeben kann, dass Muskowite aus Pegmatiten einen höheren Alterswert ergeben als Muskowite des Nebengesteins.

Besprechung einzelner Proben

Von E. Jäger

KAW 262 und KAW 263. Biotitschiefer und Pinitgranit aus der Bohrung Lindau 1, 2375 und 2369 m. An beiden Biotiten erhielten wir voralpine Alterswerte von 282 M. J. und 290 M. J. Der Pinitgranit ist petro-

graphisch sehr ähnlich dem Innertkirchner-Granit. In diesem Zusammenhang ist interessant, dass H. WÜTHRICH (1965) ganz ähnliche Biotit-Alterswerte im Aarmassiv fand. Die Bohrung Lindau gibt damit einen Hinweis, dass der kristalline Untergrund von ähnlicher Beschaffenheit sein könnte wie das Aarmassiv vor der alpinen Metamorphose.

Probe KAW 165, Eisten-Gneis: Am Biotit aus dem Eisten-Gneis fanden wir einen extrem niederen korrigierten Biotit-Alterswert von 6,7 und 6,8 M. J. Dieses Alter ist weit niedriger als das Biotit-Alter aus dem benachbarten Ganter-Gneis. Eine weitere, vollständige Wiederholung der Messung ergab einen Alterswert von $6,6 \pm 2,1$ M. J.; dieser niedere Alterswert ist also sicher nicht auf einen Fehler in der Biotit-Bestimmung zurückzuführen. In der Probe Eisten-Gneis wirkt sich aber die Korrektur mit dem Sr des Gesamtgesteins sehr stark aus. Der Hellglimmer dieses Gesteins ist Phengit, dadurch hat der Biotit einen höheren Gehalt an gewöhnlichem Sr. Der Biotit-Alterswert wird durch die Korrektur auf die Hälfte des nicht korrigierten Wertes erniedrigt, die Korrektur ist relativ sogar grösser als beim Phengit.

Ist nun unsere analysierte Gesamtgesteinsprobe zu klein, d. h. nicht repräsentativ für das Gestein, so könnte die Korrektur zu hoch sein. Wir verwendeten daher drei weitere Handstücke derselben Probe, was sicher zu wenig ist für eine weitere Gesamtgesteinsbestimmung. Korrigiert mit dieser neuen Bestimmung erhielten wir sogar noch niedere Biotit-Alterswerte von $5,8 \pm 2,1$ und $5,7 \pm 2,1$ M. J. Dies zeigt, dass die Gesamtgesteinsprobe einen grossen Einfluss hat auf den korrigierten Alterswert. Die Altersbestimmung am Phengit gestattet leider keinen Hinweis, ob nur der Biotit allein so jung ist; dazu sind die Fehler der Biotit- und Phengit-Altersbestimmung und damit der Fehler der Altersdifferenz zu gross.

Auf Grund der jetzt zur Verfügung stehenden Messungen wagen wir nicht zu entscheiden, ob diese jungen Alterswerte tatsächlich signifikant sind für den Biotit des Eisten-Gneises, der damit wesentlich jünger wäre als der Biotit aus dem ähnlichen, benachbarten Ganter-Gneis. Dazu sind weitere Messungen an einer neuen Probe dieses Gesteins nötig.

Probe KAW 133: Granitgneis der Bergeller Intrusion von Novate-Mezzola. Beim Betrachten der Karte Taf. I fällt sofort ein grüner Biotit-Punkt in blauer Umgebung auf, der Biotit aus dem Granitgneis von Novate-Mezzola. Wir finden an diesem Biotit einen Alterswert von 17,7 M. J., während der Bergeller Granit höhere Biotit-Alter von 22,4 M. J. (Bagni di Masino) und 24,8 M. J. (Forno-Hütte) lieferte. Höhere Alterswerte ergaben sich auch für den Biotit aus dem Tonalit von Melirolo (21,8 M. J.) und am Biotit des Truzzo-Granitgneises (24,4 M. J.). Es scheint so, als wäre der Biotit aus dem Granitgneis Novate-Mezzola jünger als die Biotite der Umgebung.

Der Granitgneis von Novate-Mezzola wird als später Nachschub der Bergeller Intrusion aufgefasst. Damit könnte dieser jüngere Biotit-Alterswert die spätere Abkühlung in diesem Gestein andeuten. Der Intrusivkörper von Novate wäre also länger warm geblieben als seine Umgebung. Leider haben wir jedoch in diesem Gebiet noch viel zu wenig Messungen, um diesbezüglich eine sichere Aussage machen zu können.

Die Alterswerte und die geologisch-petrogenetische Geschichte der Alpen

Von E. Niggli

Im folgenden soll versucht werden, die auf S. 27–42 dieser Arbeit aus den Alterswerten gezogenen gesteins- und mineralgenetischen Schlussfolgerungen mit geologisch-petrographischen Beobachtungen und Hypothesen zu konfrontieren sowie die Bedeutung der Alterswerte für die geologische Geschichte der Alpen herauszustellen und zu zeigen, inwiefern sie unsere Kenntnisse der Geologie und Petrographie der Alpen erweitern konnten.

a) Voralpine Geschichte

Alle voralpinen *Glimmer-Alterswerte* ausserhalb der Zone der Mischalter (S. 28) lassen sich als Alter deuten, die mit petrogenetischen Vorgängen verknüpft sind, die während des herzynischen Orogenzyklus

stattfanden. Werte um 300 M. J., dann aber auch um 270 M. J., sind besonders häufig. Den höchsten Alterswert fanden wir für den Muskowit eines Pegmatits aus dem Gotthard-Massiv (KAW 94; 365 ± 21 M. J.); es kann sich um Oberdevon oder schon um Unterkarbon handeln (für die Grenze Devon-Karbon wird nach einer neueren Arbeit ein Alter von 362 ± 6 M. J. angenommen; I. Mc DOUGALL et al., 1966).

Besonders interessant sind indessen einige Alterswerte an Pegmatit-Muskowiten (KAW 51, Brissago, insubrisches Kristallin der Südalpen, sowie die grobblättrigen Muskowite des Pegmatits von I Mondei (G. FERRARA et al., 1962, Proben P 4d, 4b, 4e)), welche um 200–220 M. J. herum liegen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Werte ungefähr das Alter der Bildung dieser Pegmatite datieren, die dann frühtriadisches oder spätpermisches Alter hätten. Man kann in diesem Zusammenhang auf die sauren Tuffe in der Trias der Südalpen (A. WIRZ, 1945) hinweisen, welche belegen, dass auch damals magmatische Tätigkeit nicht fehlte. Es darf aber andererseits nicht ganz ausgeschlossen werden, dass es sich hier um Mischalter handelt, wie dies für den Muskowit aus dem Streifengneis (KAW 317, 220 M. J.) des Gotthard-Massivs als möglich angenommen werden muss.

Voralpine *Biotit-Alter* (mit Werten höher als 200 M. J.) finden sich nur im Bereich schwächster und schwacher alpiner Metamorphose. Fast immer erhalten sind die alten Biotit-Alter in der äusseren Stilpnomelanzone, so im nördlichen Aarmassiv (siehe dazu auch H. WÜTHRICH, 1965), im westlichen und zentralen Teil der Silvretta-Decke (nicht aber im südöstlichen Teil, wo schon Mischalter auftreten, siehe B. GRAUERT, 1966), im insubrischen Kristallin der Südalpen und im kristallinen Grundgebirge im Untergrund des Molassebeckens (Bohrung von Lindau, KAW 262 und 263). Aber auch in der Chloritoid-Zone können vereinzelt noch voralpine Werte für Biotit gefunden werden (KAW 93, siehe auch A. ARNOLD & E. JÄGER, 1965). Voralpine *Muskowit-Alter* dagegen sind an alpin überprägten alten Gesteinen hier und da auch dort noch zu finden, wo alle Biotit-Alterswerte bereits jung sind, so sogar noch (allerdings selten) in der Staurolith-Zone. Die grobblättrigen, in ihrer ursprünglichen Gestalt noch mehr oder weniger erhaltenen Muskowite des alten Pegmatits von I Mondei (G. FERRARA et al., 1962) zeigen Alterswerte, welche über 200 M. J. liegen, während die alpin neugebildeten, kleinblättrigen Muskowite des gleichen Gesteins und der Nebengesteine bereits junge Alter lieferten. Voralpine Muskowitalter zeigten ferner die Proben KAW 283, 325 und 153, aus Gneisen und Glimmerschiefern der penninischen Decken.

Diese Ergebnisse bestätigen die von vielen Geologen schon seit langem angenommene grosse Bedeutung von Phänomenen herzynischer (= varistischer) Gebirgsbildung, Granitbildung und Metamorphose in den Schweizer Alpen, und zwar auch im ehemaligen Grundgebirge der heutigen penninischen Decken.

Die voralpinen Biotit- und wohl auch die meisten Muskowit-Alterswerte, soweit sie nicht als Mischalter interpretiert werden müssen, sind natürlich (wie die alpinen Alterswerte) als Abkühlungsalter zu deuten. Da im herzynischen Zyklus in grossem Ausmass granitische Magmen intrudierten, werden Aufwärmungen (mit nachfolgender Abkühlung) durch Platznahme granitischer Massen manche Alterswerte bestimmt oder stark beeinflusst haben.

Die *vorherzynische Geschichte* der Alpen kann nicht mit Glimmer-Altern abgeklärt werden. Hier müssen U-Pb Alter an Zirkonen und Rb-Sr Alter an Gesamtgesteinen in die Lücke springen. B. GRAUERT (1966, Rb-Sr Gesamtgesteinsalter) und P. PASTEELS (1964, Zirkon-Alter) fanden an Orthogneisen der Silvretta-Decke Alterswerte, die zeitlich in den kaledonischen Zyklus hineinpassen. Präkambrisches Alter konstatierten M. GRÜNENFELDER (1964) und P. PASTEELS (1964) an sedimentär-klastischen Zirkonen aus Paragneisen des Gotthard-Massivs und der Silvretta-Decke; vorkambrisches Alter werden ferner von R. CHESSEX et al. (1964) gemeldet (es handelt sich zwar um Bestimmungen mit der «Totalblei»-Methode an Zirkonen).

Die Alpen haben also mit Sicherheit drei oder mehr Perioden der Bildung granitoider Gesteine erlebt und damit wohl auch ebenso viele Orogenesen. Die Alpen sind ein ausgesprochen polyorogener Teil der Erdkruste.

b) Alpine¹⁾ Geschichte

Rb-Sr Alterswerte an Glimmern aus den Zentralalpen, welche unter 200 M. J. liegen, werden von E. JÄGER (S. 29 dieser Arbeit) überzeugend entweder als *Abkühlungsalter* alpin (im Tertiär) neugebildeter oder

¹⁾ Im Sinne von «alpidisch» vieler Autoren.

völlig verjüngter Glimmer oder als *Mischalter* gedeutet. In die Geschichte der Alpen während des älteren Abschnittes des alpinen orogenen Zyklus (von der oberen Trias bis ins mittlere Tertiär) konnten unsere Alterswerte kein Licht bringen. Es wäre aber sehr erwünscht, die Datierung der Bildung der alpinen Ophiolithe mit radiometrischen Altersbestimmungen zu versuchen.

Die weit verbreiteten jungen Alterswerte (unter 30 M. J.) und die Mischalter sind mit einer starken Aufwärmung (mit nachfolgender, langsamer Abkühlung) im Tertiär in Zusammenhang zu bringen. Diese Aufwärmung muss ihrerseits mit der alpinen Metamorphose und Gefügeumprägung genetisch und zeitlich verknüpft werden, und letztere schliesslich zeigt deutlich ihre Verbindung mit der paroxysmalen tektonischen Deformation der Alpen während der alpinen Orogenese. Im einzelnen sind in bezug auf diese Verknüpfungen zwar noch viele Fragen offen und werden zur Zeit intensiv diskutiert. Die meisten Alpenpetrographen sind aber heute davon überzeugt, dass die alpine Metamorphose keinesfalls vor den Hauptfaltungen und Überschiebungen erfolgte (etwa im Sinne einer Geosynklinalmetamorphose). E. WENK (1943) ist ferner, basierend auf gefügeanalytischen Untersuchungen, der Meinung, dass die Metamorphose während der ersten intensiven Deformationen begann und letztere überdauerte. Ähnlich halten es E. NIGGLI & C. R. NIGGLI (1965) und W. K. NABHOLZ & G. VOLL (1963) für wahrscheinlich, dass die paroxysmale Alpenfaltung, die Haupt-Gefügedeformationen und die Metamorphose im wesentlichen zu einem, genetisch einheitlichen Grossvorgang gehören, der natürlich im einzelnen durchaus in «Phasen» gegliedert sein kann. N. D. CHATTERJEE (1961*b*), W. PLESSMANN (1957, 1958) und H. G. WUNDERLICH (1957, 1958) glauben dagegen, dass die grossen Deckenüberschiebungen keine wesentlichen Spuren im Gefüge und im Mineralbestand hinterliessen, dass erst in späteren tektonischen Phasen die Umkristallisation einsetzte und dass (zum mindesten im Bereiche starker alpiner Metamorphose) ein grosser Teil der alpinen Mineralneubildungen erst nach dem Absterben der «penetrativen» Bewegungen erfolgte.

Die meisten Autoren sind sich einig darin, dass die alpine Faltung, die alpinen Gesteinsdeformationen und die alpine Metamorphose mehrphasig waren. Für die Faltungsvorgänge hat R. TRÜMPY (1960) den Ablauf in hervorragender Weise im Überblick dargestellt. Er betont, dass vor allem im Tertiär mehrere Faltungsphasen aufeinander folgten, dass aber in den Westalpen die tektonische *Hauptphase* zwischen *früher und mittlerem Oligozän* stattfand und dass sie mit dem Wechsel von Flysch- zu Molasse-Sedimentation zusammenfalle. Es ist nun naheliegend, diese Phase stärkster Deformation und wohl auch stärkster Kompression mit dem Beginn der Hauptphase der alpinen Metamorphose zusammenfallen zu lassen. Die alpine Metamorphose ist wohl sicher ihrerseits auch mehrphasig (plurifaziell im Sinne von W. P. DE ROEVER et al., 1963), wie dies P. BEARTH (1958, 1959), L. VAN DER PLAS (1959) und R. STEIGER (1964) zeigen konnten. So ist nach VAN DER PLAS in der nördlichen Adula-Decke Glaukophan älter als die ihn umrandende blaugrüne Hornblende und letztere wiederum älter als Aktinolith. A. STECK (1966) hat gezeigt, dass im südwestlichen Aarmassiv (vor der Bildung der offenen Zerrklüfte) vier Phasen der Deformation und auch der Mineralneubildung unterschieden werden können, wobei hier aber die alpinen Neubildungen während allen vier Phasen die gleichen blieben (u. a. grüner Biotit). Nach A. STECK können aber sehr wohl alle Phasen zu einem genetisch einheitlichen Grossvorgang gehören.

R. STEIGER (1964) hat auf Grund von drei Altersbestimmungen mit der K-Ar Methode eine erste Phase der Neubildung von alpinem Amphibol im südlichen Gotthard-Massiv zu 46 M. J. bestimmt. Wir fanden in unseren Rb-Sr Bestimmungen keine Stütze für den Nachweis einer solchen frühen Phase, was aber ihre Existenz nicht ausschliesst (siehe S. 39).

Es ist heute noch sehr schwierig, die Frage zu entscheiden, wie lange die Zeitspannen zwischen den Phasen waren und ob nicht vielleicht alle oder ein Teil der Haupt-«Phasen» einem mehr oder weniger kontinuierlichen Geschehen angehören, das als Ganzes einen relativ kurzen geologischen Zeitraum umspannt. Es ist übrigens auch sehr wohl möglich, dass manche, vor allem die jüngsten tektonischen Phasen, nicht zu penetrativer Gesteinsdeformation und nicht zu einer eigentlichen Metamorphose und Aufwärmung führten.

Die *stratigraphisch jüngsten* Gesteine der Schweizer Alpen, welche mehr oder weniger deutlich die Spuren einer alpinen Metamorphose tragen, sind die Gesteine des Sandstein-Dachschieferkomplexes des nordhelvetischen Flysches. Die Schiefer sind stellenweise schon als Phyllite zu bezeichnen (mit einer schief zur Schichtung verlaufenen engständigen Schieferung). Das Alter der jüngsten Schichten dieses Komplexes ist allerdings nur mit Hilfe der Fischfauna von Matt zu datieren, der ein Sannoisien-Alter (Unteroligozän)

zugeschrieben wird. Alpin gebildeter Stilpnomelan wird von E. NIGGLI et al. (1956) in obereozänen Gesteinen der nordhelvetischen Region erwähnt; er ist dort nicht etwa allothigen-klastischer Natur, sondern ein Produkt der alpinen Metamorphose dieser Gesteine.

In den *Vorlandsedimenten* des Neogens (Molasse) erscheinen als Gerölle stilpnomelanführende Gesteine sicher schon in Nagelfluhen des Burdigalien (A. STRECKEISEN & E. NIGGLI, 1958); nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. F. Scherer (Bern) sind aber stilpnomelanführende Gerölle (exotische Granite) schon in mittel- bis oberoligozänen Nagelfluhen des Kantons Bern vorhanden. Es darf als sehr wahrscheinlich angesehen werden, dass der Stilpnomelan in diesen Geröllen eine alpine Neubildung ist, die schon vor dem Gerölltransport entstanden sein muss, da das Konglomerat (die Nagelfluh) selbst, d.h. ihr Zement, unmetamorph ist. In der Molasse des deutschen Alpenvorlandes fand H. FÜCHTBAUER (1964) blaugrüne, barroisitische Hornblende der «Tauernkristallisation» als klastisches Schweremineral schon im Rupélien (Mitteloligozän).

Alles scheint demnach dafür zu sprechen, dass sich die alpine Metamorphose zwischen frühem und mittlerem Oligozän abspielte, was mit der schon erwähnten Datierung der tektonischen Hauptphase nach R. TRÜMPY (1960) übereinstimmt. Es sei allerdings nicht versäumt, darauf hinzuweisen, dass die im Vorstehenden versuchte Datierung der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen zunächst nur gültig ist für die Neubildungen in der äusseren Stilpnomelan-Zone. Es darf nicht a priori ausgeschlossen werden, dass die Mesometamorphose im Lepontin ein anderes Alter hat.

Man könnte auch die Platznahme des tertiären Bergeller Granites zur Datierung der Hauptfaltung und der Hauptdeformation beizuziehen versuchen. Wir erhalten allerdings auf Grund der heutigen Daten kein Bild, das widerspruchsfrei mit einer ganz einfachen Hypothese (eine Hauptfaltung und eine Hauptdeformation) erklärt werden kann. Der Bergeller Granit wurde von M. GRÜNENFELDER & T. W. STERN (1960), allerdings mit Hilfe der «Totalblei»-Methode an Zirkonen datiert (zwei Bestimmungen ergaben 25 ± 10 , resp. 30 ± 10 M. J.); andererseits findet man Gerölle aus dem Bergeller Massiv in der südalpinen «Molasse» schon in Schichten, die der Wende Unter- zu Mitteloligozän zugeordnet worden sind (M. B. CITA, 1957, 1958). Die Daten scheinen darauf hinzudeuten, dass der Granit im Früholigozän entstanden ist. Er durchbricht nun in seiner östlichen Hauptmasse diskordant das gefaltete, «fertige» Deckengebäude (auch die steilgestellten Wurzeln der Decken); die westlichen Ausläufer (inkl. Melirola-Tonalit) sind aber, wie die Nebengesteine, alpin vergneist. Entweder erfasste eine jüngere postgranitische Vergneisungsphase nur die ehemals tiefer gelegenen, westlichen Teile des Plutons, oder die Platznahme erfolgte über ein grösseres Zeitintervall hin, wobei im Osten der Granit unmittelbar nach der Hauptfaltung eindrang, während er im Westen gerade noch von der Vergneisung und Deformation überwältigt worden ist (synkinematische Intrusion). Es ist aber auch an die Möglichkeit zu denken, dass die Platznahme in zeitlich getrennten Teilintrusionen erfolgte. Immerhin dürfen wir festhalten, dass auch die Beobachtungen am Bergeller Granit einer ungefähr früholigozänen Hauptfaltung und Metamorphose nicht widersprechen. Es sei noch bemerkt, dass die Alterswerte an Biotiten des Bergeller Granits (Z 6 und B 17, 25 M. J.) als Abkühlungsalter zu interpretieren sind, und zwar der Abkühlung auf etwa 300°C des Bergeller Granits und seiner weiteren Umgebung. Der Wert stimmt ja gut mit dem Biotit-Alter am (als Granit voralpin gebildeten) Granitgneis von Truzzo (KAW 105, $24,4 \pm 1,0$ M. J.) überein. Der Abkühlungsvorgang war im Bereiche von 300°C sicher nicht mehr durch die Restwärme des eingedrungenen Granits bestimmt, sondern z.B. durch Hebung und Erosion. — Die von CITA erwähnten Gerölle zeigen, dass die ursprünglich obersten Teile des Granits schon sehr früh durch die Erosion blossgelegt worden sind.

Nach den Ausführungen auf S. 37 dieser Arbeit muss die letzte starke Phase der alpinen Metamorphose ein *Minimalalter* von 28 M. J. (Oberoligozän) besitzen, was mit der oben dargestellten geologischen Evidenz gut übereinstimmt.

Über die Ursache der tertiären Aufwärmung und der alpinen Metamorphose sind die Meinungen nicht ganz konform. Sowohl E. WENK wie E. NIGGLI stellen zwar fest, dass die Region starker alpiner Metamorphose (Staurolith-Zone) den *Unterbau* der Alpen aufschliesst. Es ist ja auffällig, dass die Staurolith-Zone in ihrem grösseren Teil mit dem Auftreten der tieferen penninischen Decken und den grossen axialen Deckenkulminationen im Tessin und im Tocetal zusammenfällt. E. NIGGLI (1961, auch E. NIGGLI & C. R. NIGGLI, 1965) schreibt nun erstens der Überlagerung durch einen Deckenstapel und der damit verknüpften tektonischen

Versenkung eine entscheidende Rolle für die Aufwärmung (und Druckerhöhung) und zweitens der nachfolgenden Hebung und Erosion die Steuerung der späteren Abkühlung zu, während E. WENK (1962) aufsteigende Wärmedome und wandernde Wärmefronten, die sich wenig an die tektonischen Strukturen halten, für die alpine Metamorphose und Anatexis verantwortlich macht.

Auf S. 11 der vorliegenden Arbeit betont E. WENK mit Recht, dass die während der alpinen Metamorphose heisseste Zone (mit den anorthitreichsten Plagioklasen in calcitführenden Paragenesen) ein West-Ost gerichtetes, recht schmales Band bildet, das vom mittleren Tessin bis zum Bergeller Hauptbatholith reicht und viele tektonische Grenzen rücksichtslos durchschneidet. Es stellt sich hier die Frage, ob der östliche Ausläufer der jungen Metamorphose (Richtung Bergell) nicht, genetisch gesehen, uneinheitlicher Natur ist, indem sich eine Kontaktmetamorphose, ausgehend vom Bergeller Granit und seinen Ausläufern, einer Regionalmetamorphose überlagert hat, wobei erstere ganz im Osten jünger sein kann als letztere.

Wir wollen nun zusammenstellen, was die auf S. 27–42 dieser Arbeit gegebenen Ausführungen über die Bedeutung der Glimmer-Alter zur Erklärung der alpinen Metamorphose und zur Geschichte der P-T-Bedingungen in den Alpen in neogener Zeit beitragen.

Zunächst sei festgehalten, dass die drei Zonen von Biotit-Altern: 1. nur voralpine Alter, 2. auch Mischalter und 3. nur junge, alpine Alter den Mineralzonen der alpinen Metamorphose nach E. WENK und E. NIGGLI parallel verlaufen. Überall in der Staurolith-Zone E. NIGGLI's kommen z. B. ausschliesslich junge Biotit-Alterswerte vor. Die Altersbestimmungen haben in eindrucklicher Weise die Auffassungen der heutigen Alpenpetrographen über das Ausmass der alpinen, tertiären Metamorphose bestätigt. – Die jungen Alterswerte liegen alle nördlich der insubrischen Linie. Diese tektonische Linie scheint die Zone junger Alter scharf abzuschneiden.

Zweitens zeigt die regionale Verteilung der Biotit-Alterswerte innerhalb der Zone der «Abkühlalter» keine Beziehung zur Tektonik, zur vermutlichen Mächtigkeit der ehemaligen Überlagerung und zur Temperatur während der Metamorphose. Dagegen ist eine deutliche Ost-West-Abhängigkeit der Alterswerte festzustellen. Die jüngsten Abkühlalter finden wir im Simplongebiet und im anschliessenden Teil des südwestlichen Aarmassivs (Alterswerte um 11 M. J.). Diese Gebiete gehören keineswegs zur Zone höchster Temperatur während der alpinen Metamorphose, im Aarmassiv sind wir sogar schon in der Chloritoid-Zone. Dieser Befund lässt nun aber keinen Entscheid über die Kontroverse: «tektonische Belastung» (mit nachfolgender Hebung und Erosion) gegenüber «Wärmedom» zu. Nach den Ausführungen auf S. 37 dieser Arbeit geben uns allerdings die *Muskowit-Alter* (die das Durchschreiten einer höheren Abkühltemperatur angeben) einen kleinen Hinweis, dass teilweise wenigstens Hebung und Erosion für die Abkühlung verantwortlich sind. Das jüngste Muskowit-Alter (KAW 201, $14,9 \pm 1,9$ M. J.) finden wir in der tiefsten tektonischen Einheit, dem Granitgneis des Verampio-Fensters. Die umliegenden Gesteinskomplexe zeigen höhere Muskowit-Alter. Der Verampio-Gneis wurde also später als die höheren tektonischen Einheiten auf die kritische Temperatur für Rb-Sr am Muskowit abgekühlt.

Es sei nachdrücklich hervorgehoben, dass die Feststellung des Vorkommens der jüngsten Biotit-Alter im Simplongebiet für uns als völlige Überraschung kam; keinerlei geologische Hinweise liessen dies erwarten. Gerade hier haben die Altersbestimmungen uns einen ganz neuen Aspekt eröffnet, der für die genetische Deutung der alpinen Aufwärmung berücksichtigt werden muss.

Drittens darf konstatiert werden, dass vor allem im westlichen Teil der Zone der jungen Biotit-Alter die Gesteine sehr lange warm geblieben sind und dass die Abkühlung langsam vor sich gegangen sein muss, da ja das Minimalalter der Metamorphose zu 28 M. J. angenommen werden darf und die Alterswerte der Abkühlung auf ungefähr 300°C dort 11 M. J. betragen, was für die Abkühlungszeit auf ungefähr 300°C mindestens 17 M. J. ergibt. Es ist kaum noch annehmbar, dass die Aufwärmung, die mit der alpinen Metamorphose verknüpft ist, im wesentlichen durch das Aufsteigen warmer granitischer Körper (man könnte an die Kerngneise der tieferen penninischen Decken denken) in eine kalte Kruste verursacht sein soll, da die Abkühlgeschwindigkeit solcher Körper in kalter Umgebung zu gross ist (siehe dazu E. JÄGER, 1962, S. 5302).

Aus der Differenz der Muskowit-Alter und der Biotit-Alter am gleichen Gestein können Abkühlgeschwindigkeiten berechnet werden, unter der Annahme gleichmässiger Abkühlung zwischen den beiden Daten und unter der Annahme, dass der Muskowit bei Temperaturen oberhalb der für Muskowit kritischen Temperatur gebildet oder verjüngt wurde. Nehmen wir für den Biotit diese kritische Temperatur, bei der er

für Rb und Sr zum geschlossenen System wird, bei 300°C an, für den Muskowit eine kritische Temperatur irgendwo im Intervall 400–500°C, so entspricht die Altersdifferenz Muskowit–Biotit einem maximalen Temperaturintervall von 200°C. Wir finden nun für den Verampio-Gneis eine Zeitdifferenz für diese Abkühlung von maximal 4,5 M. J.; für die benachbarten Gesteine ergaben sich höhere Zeitspannen von 6,3–8,9 M. J. Wenn wir nun annehmen, dass die Temperatur in jedem Zeitpunkt im wesentlichen durch die Tiefenlage in der Erdkruste bestimmt worden ist (bei einem «normalen» geothermischen Gradienten von z. B. $\frac{1}{30}^{\circ}\text{C}$ pro m), so können wir eine maximale Geschwindigkeit der Abtragung durch Erosion berechnen. Das mit vielen sehr unsicheren «Hypothesen» belastete Ergebnis gibt dann für 6 M. J. Altersdifferenz (für eine Abkühlung von maximal 200°C) eine Abtragungsgeschwindigkeit von maximal 1 mm pro Jahr, was nicht als unwahrscheinlich bezeichnet werden kann. H. JÄCKLI (1957) erwähnt, dass heute im Kanton Graubünden im Einzugsgebiet des Rheins jährlich durch Abtrag eine durchschnittliche Schicht von 0,58 mm entfernt und durch den Rhein nach Norden wegtransportiert wird.

Viertens ist für den Geologen die Feststellung von Bedeutung, dass die der insubrischen Linie benachbarten Teile der lepontinischen Alpen früher abgekühlt worden sind als die jeweils nördlich davor liegenden Gebiete (siehe S. 31). Es ist wahrscheinlich, dass diese Abkühlung mit einer frühen Hebung im Süden und damit einer frühen Erosion der südlichen Teile der Alpen (nördlich der insubrischen Linie) verknüpft ist. Die jungtertiäre Erosion des Alpengebirges kann deshalb sehr wohl zum grössten Teil Material nach Süden geliefert haben, wo heute in der Poebene enorme Mächtigkeiten von jungtertiären Sedimenten festgestellt worden sind. Das Gebiet der Poebene ist eine Region stärkster jungtertiärer Subsidenz; gleichzeitig kann (mit begleitenden horizontalen Massenbewegungen im tieferen Untergrund, ? im Mantel) das Alpengebirge sich herausgehoben haben. Jede ausgeprägte Senkung wird ja wohl mit einer Hebung einer anderen Region verknüpft sein.

Fünftens zeigen die Untersuchungen von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) im Gotthard-Massiv, dann aber auch die Arbeit von G. FERRARA et al. (1962), dass die alpine Metamorphose manchmal (sowohl in Zonen schwächerer wie auch stärkerer Metamorphose) ausgesprochen selektiv wirken kann. «Resistentere» Gesteine und Mineralien (wobei bei Muskowit zum mindesten die Korngrösse eine wichtige Rolle spielt) sind weniger umgeprägt, resp. rekristallisiert als weniger «resistente». Diese Selektivität der Metamorphose ist ja von petrographischer Seite schon mehrfach betont worden (E. KÜNDIG, 1926b, und A. GANSSER & E. DAL VESCO, 1962).

Unsere Untersuchungen und die neueren Daten von G. N. HANSON et al. (1966) gestatten auch Hinweise auf das Alter der *Pegmatite in der lepontinischen Region*. Nach den Feldbefunden kommen neben massigen, die alpinen Nebengesteinsstrukturen scharf diskordant durchschneidenden Pegmatit-Gängen auch konkordante, völlig vergneiste Pegmatite vor, wobei alle Übergänge zu finden sind (z. B. diskordante Pegmatite, die aber von der Vergneisung noch schief durchsetzt werden usw.). Ein Teil der vergneisten Pegmatite kann natürlich auch voralpines primäres Alter besitzen.

Wir fanden an Muskowiten mehrerer Pegmatite Alterswerte von 20 M. J. (B 9, Verzasca; KAW 127, Alpe Drosina; KAW 74, Claro und B 11, Monte Odro). Dieser Alterswert bedeutet ein Minimalalter für die Pegmatit-Bildung. Da aus dem Raume Verzasca–Leventina Bestimmungen an Gneis-Muskowiten noch fehlen, kann man nicht entscheiden, ob der Wert von 20 M. J. das Alter der regionalen Abkühlung auf die kritische Muskowit-Temperatur angibt; in diesem Falle wären Nebengesteins- und Pegmatit-Muskowite gleich alt, wie dies bei den Biotiten der Fall ist. Ergäben die Gneis-Muskowite ein höheres Alter, so hätte man mit den 20 M. J. die Zeit der Pegmatit-Bildung datiert.

Unsere Untersuchungen konnten ferner dartun, dass es in der penninischen Region westlich Domo-dossola auch voralpine beryllführende Pegmatite gibt. Die von einigen Geologen (siehe z. B. E. NIGGLI in J. CADISCH, 1953) versuchte «Datierung» der Pegmatite des südlichen Teiles der Alpen in eine voralpine und eine alpine (tertiäre) Gruppe mit Hilfe des Mineralbestandes ist also nicht möglich, da es ja im Bergell auch sicher alpine, beryllführende Pegmatite gibt.

Erste, noch unsichere Hinweise liefern unsere Messungen für das Problem der Datierung der Bildung der *mineralführenden Zerrklüfte von alpinem Typus*. Allerdings konnten wir nur Kluffbiotit verwenden, welcher aber in offenen Zerrklüften selten vorkommt, in den geschlossenen Klüften dagegen etwas häufiger ist. Im Simplongebiet und im südwestlichen Aarmassiv ergeben die Biotite aus Zerrklüften gleiche korrigierte Alters-

werte wie die Gesteinsbiotite des Nebengesteins (um 10–11 M. J.). Die Bildung der Zerrklüfte ist also wohl älter als 10 M. J.; sie erfolgte zu einem Zeitpunkt, als die Biotite des Nebengesteins noch nicht ein geschlossenes chemisches System waren oder es just dann wurden. Hier wird allerdings vorausgesetzt, dass bei der Klüftbildung nicht eine allgemeine Wiederaufwärmung des Gebirges erfolgte.

Eine Bestimmung an einem Biotit einer geschlossenen Klüft aus dem Tavetscher Zwischenmassiv ergab einen Wert ($15,1 \pm 1,6$ M. J.), welcher jünger ist als die Biotit-Alterswerte von Gesteinen der weiteren Umgebung (>20 M. J.). Es ist möglich, dass dieser Klüftbiotit sich vor 15 M. J. gebildet hat, nach der regionalen Abkühlung des Nebengesteins auf 300°C . In der Klüft selbst können natürlich bei der Bildung des Biotits temporär höhere Temperaturen geherrscht haben.

Das Problem der Datierung der Zerrklüftbildung ist damit sicher noch nicht gelöst. Immerhin zeigen die Messungen, dass die Bildung der Zerrklüfte und der von ihnen beherbergten Kristalle wohl nicht jünger als 10 M. J. ist. Die geologische Evidenz zeigt übrigens nur, dass die Bildung der offenen Zerrklüfte jünger ist als die letzte Phase der Metamorphose (und jünger als die Hauptdeformationen; siehe dazu auch A. STECK, 1966). Die bisher gewonnenen Alterswerte sind mit dieser Aussage nicht im Widerspruch.

Wie stimmen nun unsere Altersbestimmungen an Klüftbiotiten mit den Ergebnissen von H. U. BAMBAUER überein? BAMBAUER (1961 und BAMBAUER et al., 1962) bestimmte die Wasserstoffgehalte von Klüftquarzen und erhielt eine regionale Verteilung der H-Gehalte, wobei im südlichen Gotthard-Massiv und im zentralen Penninikum die höchsten H-Werte gefunden wurden. Die Region mit Quarzen von hohem Wasserstoffgehalt ist umgeben von einem Gürtel mit niederen H-Werten. Dieser Gürtel umfasst das Gebiet von der Toce zum Simplon, den Nordrand des Gotthard-Massivs, das Aarmassiv und eventuell den Südrand des Penninikums, die Wurzelzone. Wir verdanken Herrn Prof. Bambauer die freundliche Mitteilung, dass er nach dem Erscheinen seiner Arbeit im Simplon noch zwei weitere Klüftquarze mit sehr hohem H-Gehalt finden konnte. Das Gebiet um den Simplon gehört offenbar nicht zu der Randzone, sondern noch zum Gebiet mit hohen H-Werten.

H. U. BAMBAUER schliesst aus der regionalen Verteilung auf verschiedene Bildungstemperaturen der Klüftquarze, wobei Quarze mit hohem H-Gehalt höhere Temperaturen anzeigen. Damit ergeben sich für die Bildung der Klüftquarze am Südrand des Gotthard-Massivs und im zentralen und nördlichen Teil des Penninikums höhere Temperaturen als in der Wurzelzone. Vergleicht man diese Werte mit den Temperaturen, die durch die Zonen der alpinen Metamorphose angezeigt werden, also mit Temperaturen, die maximal bei der alpinen Metamorphose erreicht wurden, so ergibt sich für die Klüfte eine Nordverlagerung der heissen Zonen. BAMBAUER nimmt an, dass bei der Abkühlung nach der Hauptphase der Metamorphose diese nördliche Region länger warm blieb als der Südrand des Penninikums. Er verweist auf E. WENK (1956b) und meint, dass die im Norden des Penninikums später einsetzende Abkühlung durch eine wandernde Wärme-front, also eine wandernde Wärmezufuhr aus der Tiefe, wie sie von E. WENK postuliert wird, erklärt werden könne.

Macht man für die alpine Metamorphose jedoch, wie dies E. NIGGLI tut (z. B. E. NIGGLI & C. R. NIGGLI, 1965), vorwiegend Überlagerung verantwortlich, so könnte diese Nordverschiebung der am längsten warmen Zonen auch durch eine von Süd nach Nord fortschreitende Hebung und Erosion erklärt werden.

Da wir auch mit Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotiten ein spätes Stadium der Abkühlung datieren, drängt sich ein Vergleich auf zwischen unseren Alterswerten und den Bestimmungen der H-Gehalte an Klüftquarzen von H. U. BAMBAUER. Dabei ergibt sich die Schwierigkeit, dass wir mit Altersbestimmungen am Biotit das Erreichen einer bestimmten Temperatur bei der Abkühlung datieren, dass aber die Klüfte, wie dies unsere wenigen Messungen an Klüftbiotiten anzudeuten scheinen, bei verschiedenen Temperaturen des Nebengesteins gebildet wurden. Aus den Messungen an Muskowiten sehen wir ferner, dass sich die Zonen, die am längsten warm bleiben, mit der Zeit, d. h. mit fortschreitender Abkühlung verschieben.

Ein direkter Vergleich der H-Werte an Klüftquarzen mit den Biotit-Alterswerten wäre nur dann möglich, wenn sich die Klüfte mit den H-reichsten Quarzen stets bei einer ganz bestimmten Temperatur des Nebengesteins gebildet hätten, nämlich bei ungefähr 300°C , bei der Biotit für Rb und Sr zum geschlossenen System wird. Wie die Resultate dieser beiden Methoden zeigen, ist dies jedoch nicht der Fall. Mit beiden Methoden ergibt sich wohl eine Nordverschiebung der länger warm gebliebenen Zonen; für die spät einsetzende Abkühlung im Westen, im Simplon und im Südwesten des Aarmassivs, finden wir aus den Messun-

gen der H-Gehalte an Kluffquarzen keine Bestätigung. Eine Abklärung dieser Fragen wird erst dann möglich sein, wenn eine grössere Anzahl an Altersbestimmungen von Kluffmineralien zur Verfügung stehen wird.

Zum Schluss dieser Betrachtungen sei nochmals zusammenfassend auf einige uns wichtig erscheinende Punkte hingewiesen:

Die Altersbestimmungen haben uns zwar neue, z. T. überraschende und unerwartete Informationen über die junge Abkühlgeschichte der Alpen geliefert, sie gestatten es aber nicht, Sicheres über die Ursache der Metamorphose (tektonische Versenkung oder Wärmebeule) auszusagen. Natürlich stehen sich die beiden genannten Möglichkeiten nicht als unversöhnliche Gegensätze gegenüber; es geht eigentlich mehr um die Frage, welchem der beiden Faktoren – Versenkung oder Wärmebeule – die Hauptrolle zuerkannt werden muss, wobei in verschiedenen Teilen der Alpen die Rollenverteilung eine verschiedene gewesen sein kann.

E. NIGGLI und E. JÄGER sind der Ansicht, dass die gefundenen Regelmässigkeiten in der Verteilung der Alterswerte mit der Auffassung, dass zu einem wesentlichen Teil tektonische Überlagerung für die Temperatur und den Druck während der alpinen Metamorphose und damit Erosion für die Abkühlung verantwortlich war, recht gut miteinander in Einklang zu bringen sind. Sie halten es für bedeutsam, dass der jüngste Muskowit-Alterswert gerade am Verampio-Gneis, der «tiefsten» tektonischen Einheit, gefunden wurde. Die Zunahme der Alterswerte gegen Süden, gegen die insubrische Linie hin, wird von diesen beiden Autoren durch eine frühe Hebung dieser südlichen Teile der Alpen erklärt. Die Feststellung, dass die jüngsten Biotit-Alter im Simplongebiet vorkommen, deutet nach den beiden genannten Autoren darauf hin, dass im E–W-Profil Adula–Simplon die Hebung und damit auch die Erosion von Osten (Adula) nach Westen (Simplon) wanderte. Es sei schliesslich noch bemerkt, dass auch nach E. NIGGLI der Ausläufer der alpinen Metamorphose nach Osten, zum Bergeller Batholith hin, durch das Aufsteigen heisser, magmatischer Massen bedingt ist. Die Metamorphose ändert ja nach Osten hin ihren Charakter (auch in bezug auf die Mineralparagenese), sie wird zur typischen Kontaktmetamorphose. Es stellt sich allerdings die Frage, ob dort nicht z. T. zwei zeitlich getrennte «alpine Metamorphosen» (eine regionale und eine vom Typus der Kontaktmetamorphosen) unterschieden werden müssen.

Nach E. WENK, dem Mitautor dieser Arbeit, lassen sich indessen die Altersbestimmungen auch gut mit seiner Auffassung vereinbaren. Nach ihm sind heisse Massen im nicht aufgeschlossenen Untergrund für die alpine Metamorphose und Anatexis verantwortlich. Sie verursachten eine starke Reduktion der geothermischen Tiefenstufe und bedingten die «Tiefentektonik» in – teilweise – hochgelegenen Segmenten. Die heisse Masse (in der tieferen Kruste oder im oberen Mantel) verlagerte sich von Osten nach Westen und von Süden nach Norden, bis unter das Gotthard- und Aarmassiv. Im Osten erfolgte die Abkühlung nach der Bildung der gesteinsbildenden Mineralien relativ rasch, im Zentrum langsamer. Im Westen und Nordwesten aber wirkte sich die Nachheizung durch den nach Westen und Norden wandernden Tiefenkörper in einer spät- bis postkinematischen Erwärmung oberflächlicher Gesteinsmassen aus.

Appendix: Beschreibung der Proben

Verwendete Abkürzungen: makr. = makroskopisch
u. d. M. = unter dem Mikroskop
d = Korndurchmesser (bei blätterigen Mineralien = grösster Durchmesser)

Die unter der Rubrik «Lokalität» angegebenen Zahlen beziehen sich auf das schweizerische Kilometer-Koordinatensystem, das auf der schweizerischen Landeskarte (Massstäbe 1:25000, 1:50000 und 1:100000) eingezeichnet ist.

Alterswerte aus der Arbeit E. JÄGER & H. FAUL (1959)

- A 3 Mittagfluh-Granit, herzynischer, schwach alpin überprägter Granit, Aarmassiv.
Lokalität: 666.050/166.000, unweit des Nordwestendes der Tschingelbrücke, Grimselstrasse.
Literatur: Rb-Sr und K-Ar Alterswerte publiziert in E. JÄGER & H. FAUL (1959, S.1555); Probenbeschreibung siehe S.1553 a. a. O.
- A 8 Granit von Mont Orfano, herzynischer Granit, südalpines Kristallin.
Lokalität: 45° 56,25' N, 4° 0,15' W von Rom, Steinbruch 100 m nördlich Nr.105, via 42 Martiri (Strasse 34) bei Gravellona, Italien.
Literatur: Rb-Sr und K-Ar Alterswerte publiziert in E. JÄGER & H. FAUL (1959, S.1555). Dort auch Probenbeschreibung.

Bei den beiden mit «A» bezeichneten Proben wurde in der Publikation E. JÄGER & H. FAUL (1959) für die Berechnung der Rb-Sr Alter eine andere Zerfallskonstante, nämlich $1,39 \times 10^{-11} \text{ J}^{-1}$, verwendet.

Proben aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel¹⁾

- B 1 (= Vz 283b) Cocco-Gneis, flatschiger Biotit-Andesingneis; schlierig, mit schwacher, aber deutlicher Paralleltexur; Kerngestein der Maggia-Querzone.
Lokalität: 697.170/132.470, Ostflanke des Grates Pizzo Cocco-Forcarella Cocco.
Literatur: E. JÄGER et al. (1961); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte in R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).
- B 2 (= Vz 501) Biotit-Muskowit-Pegmatit im Verzasca-Gneis.
Lokalität: 708.600/122.950, Ör, südlich Lavertezzo.
Literatur: E. WENK et al. (1963).
- B 3 (= dieselbe Probe wie B 2.)
- B 4 (= Toce 24b) Verampio-Gneis, Biotit-Oligoklas-Mikroklingneis.
Lokalität: 668.850/121.600, Verampio, Valle Antigorio.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.457); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte in R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).
- B 5 (= Vz 403) Sehr grobblättrige Sammelkristallisation von Biotit in mesokrater Adergneis, Gaggio-Zone.
Lokalität: 710.750/119.800, Val della Porta (Verzasca).
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.456).
- B 6 (= Wi 464) Klufmuskowit in plattigem Zweiglimmergneis, Monte Leone-Gneis.
Lokalität: 669.650/112.150, Valle dell'Isorno.
Literatur: H. WIELAND (1966) und F. M. MELGEREI (in Vorbereitung).
- B 7 (= PK) Antigorio-Gneis, plattiger, mesokrater Epidot-Biotit-Plagioklasgneis.
Lokalität: 691.400/128.250, Riveo, Valle Maggia.
Literatur: Rb-Sr und K-Ar Alterswerte in R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).
- B 8 (= Vz 408b) Muskowit-Biotit-Oligoklas-Schiefergneis, mittelkörnig; Paragesteinszone Contra-Orselina.
Lokalität: 708.800/116.500, N Gorduno, Valle Verzasca.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.456); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte für Biotit in R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).

¹⁾ Die in Klammern gesetzten Probennummern entsprechen der Numerierung des Basler Institutes.

- B 9 (=Vz 297) Beryll-Turmalin-Muskowit-Pegmatit, biotitführend, postkinematischer Gang im Verzasca-Gneis.
Lokalität: 708.450/122.900, Verzasca S Lavertezzo.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.456).
- B 11 (= Vz 477) Beryll-Muskowit-Pegmatit im Vogorno-Gneis.
Lokalität: 711.200/121.000, Mte. Odro (Verzasca).
- B 12 (=Vz 478c) Verzasca-Gneis, Dachpartie; Muskowit-Biotit-Oligoklas-Schiefergneis, mikroklinführend, mittelkörnig.
Lokalität: 702.230/131.150, La Marcia, Verzasca.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.456).
- B 14 (= dieselbe Probe wie B 9.)
- B 16 (=Vz 477a) Zweiglimmergneis Typ Vogorno, mittelkörnig, Einschluss in Pegmatit B 11.
Lokalität: 711.200/121.000.
- B 17 (= Mas 1c) Mesokrate, gneisige Varietät des Bergeller Granites; Epidot-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Augengneis, mittel- bis grobkörnig.
Lokalität: 766.820/123.400, Bagni di Masino.
- B 18 (= Riv 12) Adergneis der Wurzelzone; schlierig-flasriger Hornblende-Biotit-Plagioklasgneis mit pegmatoiden Augen und Adern.
Lokalität: 722.700/119.800, Alpstrasse NW Gorduno, Riviera.
- B 21 (= Hu 1238) Antigorio-Gneis; mesokrater Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, orthitreich, plattig.
Lokalität: 682.900/127.200, Niva, Valle di Campo.
Literatur: J. Hunziker (1966).
- B 22 (= HuSt 900) Antigorio-Gneis; feinflasriger Muskowit-Biotit-Oligoklas-Mikroklingneis.
Lokalität: 683.950/140.450, San Carlo, Val Bavona.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.457).
- B 23 (= Corno IIa) Querbiotit-Calcit-Quarz-Sericitphyllit; metamorphes gotthardmassivisches Mesozoikum.
Lokalität: 671.350/146.900, Altstafel, Aegental.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.457); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte in R.L. ARMSTRONG (1966, S.15).
- B 24 (= Jo 462) Augengneis der konglomeratführenden Lebendun-Serie; Zweiglimmer-Mikroclin-Albit/Oligoklas-Augengneis, epidot- und titanitführend.
Lokalität: 671.850/137.325, E Staumauer Lago Vannino, Val Formazza.
Literatur: M. G. Joos (in Vorbereitung).
- B 25 (= Hu 1239) Antigorio-Gneis; augig flatschiger Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, epidot- und orthitführend.
Lokalität: 674.700/131.800, Steinbruch Foppiano, Valle Antigorio.
Literatur: J. HUNZIKER (1966).
- B 26 (= Hu 1147) Antigorio-Gneis; flatschiger Biotit-Oligoklas-Alkalifeldspat-Augengneis, titanit-epidot- und orthitführend.
Lokalität: 671.400/126.700, Piedilago, Valle Antigorio.
Literatur: J. HUNZIKER (1966).
- B 27 (= Hu 1217b) Leukokrater Antigorio-Gneis; augig flatschiger Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis.
Lokalität: 667.500/117.300, Rencio, Valle Antigorio.
Literatur: J. HUNZIKER (1966).
- B 28a (= Ha 198) Quarzreicher Psammitgneis mit Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Muskowit; Zement der Lebendun-Konglomeratgneise.
Lokalität: 647.700/140.000, Tosafall, Val Formazza.
Literatur: J. HANSEN (in Vorbereitung).
- B 28b (= Ha 199) Dunkles Geröll mit Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit, Biotit, Granat und Chlorit im Gneis B 28a.
Lokalität und Literatur siehe B 28a.
- B 28c (= Ha 200) Helles Geröll mit Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit im Gneis der Probe B 28a.
Lokalität und Literatur siehe B 28a.
- B 29 (= Bedr 29c) Bündnerschiefer der Bedretto-Zone; Klinozoisit-Plagioklas-Calcit-Glimmerschiefer, fein- bis mittelkörnig, mit groben Quarz-Calcit-Adern und Linsen.
Lokalität: 695.250/151.750, Riale Secco, Ambri-Piotta.
Literatur: E. WENK et al. (1963, S.457).

- B 30 (= Jo 463) Zweiglimmer-Mikroklin-Albit/Oligoklasgneis bis Granodiorit, epidot- und erzführend; Stirn der Antigorio-Decke.
Lokalität: 675.100/136.600, W Valdo, S Pt.1771, Val Formazza.
Literatur: M. G. Joos (in Vorbereitung).
- B 31 (= WS 2323) Mittelkörniger Biotit-Flatschengneis, Antigorio.
Lokalität: 683.000/117.000, Fonmonfracchio, V. Onsernone.
- B 32 (= WS 2325) Feinkörniger, teilweise bänderiger Biotitgneis, Antigorio.
Lokalität: 684.800/121.350, Cava Beole, V. Vergeletto.
- B 35 (= Hu 1217 a) Antigorio-Gneis; flasriger Biotit-Plagioklasgneis, titanit-epidot- und orthitführend.
Lokalität: 667.500/117.300, Rencio, Valle Antigorio.
Literatur: J. HUNZIKER (1966).
- B 36 (= Hu 1232) Antigorio-Gneis; Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, titanit- und epidotführend.
Lokalität: 679.000/132.700, Wandfluhhorn, Valle Antigorio.
- B 44 (= WS 41 a) Pegmatit in Granat-Biotitgneis, konkordant.
Lokalität: 700.550/111.900, Ronco.
Literatur: W. STERN (1966).

Alterswerte aus der Arbeit: G. N. HANSON, M. R. EL TAHLAWI & W. WEBER (1966); Institut für Kristallographie und Petrographie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich

- ETH/P-4 Pegmatit, in der Dervio-Olgiasca-Zone, Altkristallin der Südalpen.
Lokalität: 745.000/108.500, Olgiasca, Lago di Como, Italien.
- ETH/P-15 Pegmatit, in der Dervio-Olgiasca-Zone, Altkristallin der Südalpen.
Lokalität: 748.400/107.300, Riccoli dei Lorla, E ETH/P-4 und E des N Lago di Como, Italien.
- ETH/10-M Pegmatit, im Kristallin der Campo-Decke, Ostalpin.
Lokalität: 96.4/34.5 (italienische Koordinaten), Val Grosina, Italien.

Proben aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern

- KAW 4B (Biotit) und 4M (Muskowit): «Standard-Glimmer» aus Verzasca-Gneis, leukokrater Zweiglimmer-Oligoklasgneis, Einlagerung in den Bändergneisen von Lavertezzo, Penninikum, lepontinische Region.
Lokalität: 703.750/128.250, Steinbruch «Togni» an der Strasse von Brione nach Soriole, Brione, Valle Verzasca, Tessin.
Literatur mit Rb-Sr Alterswerten und Probenbeschreibung: E. JÄGER et al. (1963, S. 466); E. JÄGER (1962, S. 5294 und 5297); K-Ar Alterswert siehe R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15).
- KAW 6 Aplit von Lavertezzo, biotitführender Aplit, Penninikum, Lepontin.
Lokalität: 707.900/124.050, im Bachbett der Verzasca, Lavertezzo, Valle Verzasca, Tessin.
Makr.: Feinkörniges, helles Gestein, schwach gneisige Textur (Einregelung des Biotits!). U. d. M. sind als Hauptgemengteile Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (Albit), Biotit (rot- bis graubraun, d = 0,7–1 mm) und Sericit bestimmbar. Der Alkalifeldspat zeigt manchmal undeutliche Mikroklin-Gitterung. Nebengemengteile sind Carbonat (in Feldspäten) und Chlorit.
- KAW 25 Habkern-Granit, «exotische» Blöcke im ultrahelvetischen Flysch.
Lokalität: 606.720/178.700, Forst-Längenbühl bei Thun. Verwendet wurde ein erratischer Block.
Literatur und Probenbeschreibung: Siehe P. PASTEELS (1964, S. 532; auf S. 527 Uran-Blei und Blei-Blei-Alter des Zirkons); Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962, S. 5294 und 5300).
- KAW 39 Granat-Biotit-Andesingneis, Paragneis, polymetamorphes praetriadisches Sediment, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.350/165.950, 2600 m ü. M., Garves da Nual, etwa 1 km NE P. dil Maler, SW Sedrun.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: E. JÄGER et al. (1961, S. 268).
- KAW 41 Muskowit-Pegmatit, herzynisch, Tavetscher Zwischenmassiv.
Lokalität: 702.150/168.800, neue Kraftwerkstrasse Sedrun-Staumauer Nalps, N Pardatsch, Val Nalps, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: E. JÄGER et al. (1961, S. 267).
- KAW 48B Melirola-Tonalit, gneisiger Tonalit, tertiäres Eruptivgestein, Wurzelzone.
Lokalität: 754.650/116.025, Steinbruch E der Strasse, zwischen Spinida und S. Fedele, Italien.

- Makr.: Dunkler, feinaugiger Gneis. U.d.M. sind als Hauptgemengteile Plagioklas (36–40% An, z. T. stark umgewandelt), grüne Hornblende (bis 3 mm lang), olivbrauner Biotit (d = 1–1,5 mm) und Quarz (stark undulös auslöschend) erkennbar. Nebengemengteile sind Apatit, Titanit (beide als Einschlüsse in Biotit), Epidot (bis 2,5 mm lang) und Chlorit (als Umwandlungsprodukt von Biotit).
Literatur über den Tonalitzug von Melirola: J. WEBER (1957); Rb-Sr Alterswert publiziert in E. JÄGER (1962, S. 5295 und 5299).
- KAW 51 Muskowit-Turmalin-Pegmatit, voralpin, im Kristallin der Südalpen, Seengebirge.
Lokalität: 697.150/108.325, an der Strasse Incella-Rovere, 500 m vor der unteren Haarnadelkurve unter der Kirche Portsetto, etwas über der Strasse.
Makr.: Sehr grobkörniger Pegmatit mit Muskowittafeln (mehrere cm gross) und ebenso langen schwarzen Turmalinkristallen. U.d.M. erweist sich der Plagioklas als Albit (0–3% An), er ist stark sericitisiert. Daneben ist Alkalifeldspat vorhanden.
Literatur über die Pegmatit-Vorkommen von Brissago: F. DE QUERVAIN (1932).
- KAW 55 Orthogneis, Muskowitgneis, metamorpher vortriadischer Granit, Silvretta-Decke, Ostalpin.
Lokalität: 780.200/182.800, Steinbruch von Frauenkirch bei Davos, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: E. JÄGER et al. (1961, S. 266); siehe auch B. GRAUERT (1966, S. 142).
- KAW 57 Paragneis, feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis, metamorphes vortriadisches Sediment, Silvretta-Decke, Ostalpin.
Lokalität: 792.920/179.880, Radönt, SE vom Flüelapass, Graubünden. Sturzblock aus den Felsen E vom Schwarzkopf (P. 2605.7).
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: E. JÄGER et al. (1961, S. 266).
- KAW 74 Turmalin-Granat-Pegmatit, beryllführend, etwa 20 cm breit und 15 m lang, diskordant, im Leventina-Gneis; tertiärer Pegmatit, Penninikum (Iepontinische Region).
Lokalität: 721.925/125.175, kleiner Steinbruch am Bach, der von der Alp Proveglio herkommt, Claro, Tessin.
Makr. fallen in dem sehr grobkörnigen Gestein die mehrere cm langen Turmalinkristalle und die grossen frischen Alkalifeldspäte auf. Im Quarz sind Granat-Körner erkennbar. U.d.M. ist der Plagioklas als Albit-Oligoklas (9–12% An) bestimmbar. Der Alkalifeldspat ist perthitisch entmisch. Quarz und Granat sind miteinander verwachsen. Quarz ist undulös bis kataklastisch deformiert. Der farblose Muskowit hat ein $2V_x$ von 45–46°.
Literatur zur Petrographie der Region: S. CASASOPRA (1939).
- KAW 75 Leventina-Gneis, heller Zweiglimmergneis, Nebengestein von KAW 74, alpinmetamorpher Granit, Penninikum, Iepontinische Region.
Lokalität: 721.925/125.175 (wie KAW 74), Claro, Tessin.
Der makr. deutlich paralleltexturierte, mittelkörnige, helle Gneis zeigt u.d.M. als Hauptgemengteile Plagioklas (ca. 25–30% An, recht frisch), Quarz, Alkalifeldspat (wird myrnekitisches vom Plagioklas verdrängt), rotbraunen Biotit (d = 1–1,5 mm) und Muskowit (d = 1–1,5 mm), $2V_x = 43–45^\circ$. Nebengemengteile sind Chlorit und Zirkon (mit pleochroitischen Höfen in Biotit).
Literatur: wie bei KAW 74; ferner Rb-Sr und K-Ar Alterswerte in ARMSTRONG et al. (1966, S. 15).
- KAW 81 Peridotit von Finero, Phlogopit-Peridotit, vortriadisch, Zone von Ivrea-Verbanò, Südalpen.
Lokalität: 685.690/106.600, E Finero, an der Strasse Finero-Cannobio, bei Brücke über R. di Creves, Zone von Ivrea-Verbanò, Seengebirge, Südalpen, Italien.
Makr. ein graugrünes Gestein mit grossen, hellgoldbraunen Phlogopitblättchen, welche subparallel angeordnet sind. U.d.M. sind Olivin (75 Vol.-%) und Phlogopit (d bis 7 mm) Hauptgemengteile. Nebengemengteile: Klinopyroxen, pargasitische Hornblende und Spinelle.
Literatur über den Peridotitstock von Finero: P. VOGT (1962, S. 80); K-Ar Alter des Phlogopits siehe D. KRUMMENACHER et al. (1960); Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962, S. 5294).
- KAW 82 Zweiglimmergneis, Gneis von Croppo, Orselina-Serie, «Wurzelzone», Penninikum, Iepontinische Region.
Lokalität: 667.600/107.100, Steinbruch (Besitzer: Ant. Pelganta), Croppo, Val d'Ossola, Italien.
Der makr. fein- bis mittelkörnige Gneis besitzt gute Paralleltextur. Glimmerreichere wechseln mit helleren Lagen ab. U.d.M. sind Hauptgemengteile Quarz (stark undulös auslöschend), Mikrolin, Plagioklas (ca. 18–20% An), dunkelgraubrauner Biotit (mit massenhaften Einschlüssen von Apatit und Zirkon) und Muskowit. d der Glimmer um 1 mm. Wenig Chlorit. Der Mikroklin wird durch Myrnekite verdrängt.
Literatur: Rb-Sr Alterswert für Biotit publiziert in E. JÄGER (1962, S. 5295); K-Ar Alterswert in R. L. ARMSTRONG (1966, S. 15); Zonenzuordnung nach P. KNUP (1958, Taf. IV).
- KAW 83 Gneis von Beura, Monte Rosa-Zone, «Wurzelzone», Penninikum.
Lokalität: 666.450/102.600, südlichster Steinbruch von Beura, Val d'Ossola, Italien.
Makr. ein heller Zweiglimmergneis mit ausgeprägter Lineation (Lentikulartextur). U.d.M. wurden die folgenden Hauptgemengteile bestimmt: Quarz (d bis 2 mm, grösser als die übrigen Mineralien), Mikroklin, Oligoklas, dunkelgelbbrauner Biotit (d bis 0,6 mm) und Muskowit (d bis 0,6 mm, in geringerer Menge als Biotit). Nebengemengteile sind Chlorit, Apatit und Zirkon. Myrnekitisches Verdrängung des Mikroklin.
Literatur über die Geologie der Region: P. BEARTH (1956). Rb-Sr Alterswert für Biotit publiziert in E. JÄGER (1962, S. 5295 und 5299); K-Ar Alterswert für Biotit in R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15).

- KAW 84 Amphibolit von Albo, Zone von Ivrea-Verbano, Südalpen.
Lokalität: 657.400/093.340, an der Strasse zwischen Albo und Nibbio, 100 m N der Stelle, wo die Strasse, von Albo kommend, links unter der Eisenbahn durchgeht, Val d'Ossola, Italien.
Das makr. dunkle, feinkörnige Gestein ist schiefrig und zeigt bis cm-dicke, grobkörnigere biotitreiche Lagen. U. d. M. wurden grüne Hornblende ($Z/c = 25-28^\circ$), Plagioklas (nicht einheitlich, etwa 30-40% An), rotbrauner Biotit und Quarz als Hauptgemengteile bestimmt. Der Biotit scheint die Hornblende zu verdrängen, wobei diese zunächst entfärbt wird (Cummingtonit); Biotit gehört wohl nicht zum primären Mineralbestand; d des Biotits: bis 1,5 mm.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962, S. 5295 und 5301); siehe ferner auch J. SCHILLING (1957).
- KAW 86 Monte Rosa-Granit, Biotitgranit, vortriadischer Granit, Monte Rosa-Decke, Penninikum.
Lokalität: 629.000/089.700, kleiner Steinbruch unmittelbar hinter der Monte Rosa-Hütte (SAC), Wallis.
Das mittel- bis grobkörnige Gestein hat makr. durch die graublauen Alkalifeldspäte und die Biotite ein gesprenkeltes Aussehen. Manchmal bis über 2 cm lange Alkalifeldspäte. U. d. M. zeigt der stark perthitische Alkalifeldspat keine Mikroklingitterung. Die Plagioklase sind sehr stark umgewandelt. Der rotbraune Biotit (d bis 2 mm) wird z. T. durch Muskowit verdrängt. Quarz löscht sehr stark undulös aus. Im Biotit viele Einschlüsse von idiomorphem Zirkon (mit pleochroitischen Höfen), Apatit und sagenitischem Rutil. Ferner ist Granat vorhanden.
Literatur über die Petrographie der Region: P. BEARTH (1952); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte: R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15).
- KAW 88 Phengitgneis, Adula-Gneis, Gneis von Zervreila, wohl alpinmetamorpher vortriadischer Granit, Adula-Decke, Penninikum.
Lokalität: 728.725/159.600, am Strässchen von der Staumauerkrone Zervreila Richtung Kanaltal, 30 m nach der ersten Haarnadelkurve, Graubünden.
Makr. ein hellgrüner, schiefriger Gneis, reich an Phengit, der in Lagen konzentriert ist; auf Kluffflächen viel Pyrit. U. d. M. sind Albit, Mikroklin, Quarz und schwach pleochroitischer Phengit (d meist um 0,5 mm, manchmal bis 2 mm) als Hauptgemengteile bestimmt worden. Der Phengit ist vereinzelt randlich mit grünem Biotit verwachsen und hat Blättchen mit $2V = 0^\circ$. Nebengemengteile sind Calcit, Klinozoisit und Apatit. Der phengitische Hellglimmer lässt sich mit dem Magnetscheider in eisenreichere (dunkler grün gefärbte) und eisenärmere, hellere Fraktionen auftrennen. An zwei dieser Fraktionen wurden Altersbestimmungen durchgeführt.
Literatur: R. O. MÜLLER (1958); siehe auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; chemische Analyse der eisenreicheren Fraktion des Phengits).
- KAW 93 Ultrabasische Scholle (in Quarzdiorit), biotit- und granatführender Bronzithornblendit, vortriadisches Altkristallin, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.970/166.010, Druckstollen Nalps-Curnera der Kraftwerke Vorderrhein, m 1136 ab Nalps, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S. 377).
- KAW 94 Muskowit-Turmalinpegmatit, vortriadisch, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.990/166.020, Druckstollen Nalps-Curnera, m 1115 ab Nalps.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S. 381).
- KAW 96 Biotit-Quarzdiorit, alpin überprägter vortriadischer Quarzdiorit, Aarmassiv.
Lokalität: 670.695/155.660, an der Strasse zwischen Oberwald und Gletsch.
Literatur und Probenbeschreibung: C. R. NIGGLI (1965, S. 53); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte: R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15).
- KAW 100 Biotitführender Muskowit-Pegmatit, Zone von Moncuoco nach P. BEARTH (1956), Orselina-Serie nach P. KNUP (1958), Penninikum, «Wurzelzone». Schmale, 2-5 cm dicke, diskordante Gängchen.
Lokalität: 667.600/107.100 (wie KAW 82), unterster Steinbruch bei Croppo, bei Domodossola, Val d'Ossola, Italien.
Der grobkörnige, etwas schiefrige, beryll-, granat- und turmalinführende Pegmatit zeigt u. d. M. als Hauptgemengteile undulös auslöschenden Quarz, perthitischen Alkalifeldspat (mit Myrmekitverdrängungen), Oligoklas, Muskowit und rotbraunen Biotit. Akzessorien sind Granat und Zirkon.
Literatur zur Geologie der Gegend: P. BEARTH (1956) und P. KNUP (1958).
- KAW 105 Granitgneis von Truzzo, Zweiglimmergneis, Tambo-Decke, Penninikum.
Lokalität: 748.700/134.400, Steinbruch an der Splügenstrasse, NW Chiavenna, Italien.
Literatur und Probenbeschreibung: W. WEBER (1966, S. 196-202); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte (nur für Biotit): R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15). - Diese Probe wurde von Dr. W. Weber gesammelt und uns von Prof. A. Gansser übergeben.
- KAW 106 Muskowit-Pegmatit, in Gneis der Monte Leone-Decke, Penninikum.
Lokalität: 660.500/132.350, 2560 m ü. M., Nordflanke des Schwarzhorns, Binnatal, Wallis.
Literatur und Probenbeschreibung: S. GRAESER (1965, S. 607).

- KAW 115 Phengitgneis der Adula-Decke, Penninikum.
Lokalität: 733.950/153.110, Nordportal des Bernhardintunnels, Graubünden.
Makr. ein heller, feinkörniger Gneis mit Phengitlagen und idiomorphen Pyritkristallen. Auf Klufflächen Gips-Beläge. U. d. M. sind Hauptgemengteile: Albit, Mikroklin, Quarz, Phengit (d bis 1,5 mm, $2V = 0^\circ$, z. T. auch 40°) und Epidot. Der Phengit ist manchmal randlich von grünem Biotit unwachsen. Pyrit und Chlorit sind Nebengemengteile.
Literatur: S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; mit chemischer Analyse des Phengits).
- KAW 124 Biotit-Disthen-Sillimanitgneis, polymetamorphes vortriadisches Sediment, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.970/166.010, Druckstollen Nalps-Curnera der Kraftwerke Vorderrhein, m 1130 ab Nalps, Tavetsch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S. 380).
- KAW 125 Quarzdiorit, alpin überprägter vortriadischer Quarzdiorit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.970/166.010, Druckstollen Nalps-Curnera, m 1133 ab Nalps, Tavetsch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S. 378).
- KAW 126 Rand der ultrabasischen Scholle, vortriadischer Biotit-Bronzithornblendit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.970/166.010, Druckstollen Nalps-Curnera, m 1135 ab Nalps, Tavetsch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S. 378).
- KAW 127 Muskowit-Pegmatit, querschlagender, tertiärer Gang im Bündnerschiefer der Castione-Cimalunga-Serie, Penninikum, lepontinische Region.
Lokalität: 715.150/124.250, 1750 m ü. M., Alpe Drosina, Tessin.
Makr. zeigt der grobkörnige Pegmatit eine deutliche Schiefrigkeit. U. d. M. wird etwa die Hälfte des Gesteinsvolumens von perthitischem Alkalifeldspat aufgebaut, der z. T. Mikroklingitterung zeigt. Weitere Hauptgemengteile sind Plagioklas (normalzonar, 20–30% An), undulös auslöschender Quarz und Muskowit (d bis 3 mm). Nebengemengteile sind Granat, Biotit, Chlorit und Erz.
- KAW 132 Muskowit-Pegmatit (konkordant, mit gneisiger Textur), tertiärer Pegmatit der Novate-Intrusion.
Lokalität: 755.520/121.280, Steinbruch N Novate-Mezzola, Italien.
Grosse Alkalifeldspatkristalle sind u. d. M. wichtigster Bestandteil, sie sind stark perthitisch entmischt. Undulös auslöschender Quarz, Albit und Muskowit (d bis 5 mm) sind weitere Hauptgemengteile; Biotit (d bis 2 mm) und Granat sind Akzessorien.
- KAW 133 Granitgneis von Novate-Mezzola, zur tertiären Bergeller Intrusion i. w. S. gehörig, Nebengestein von KAW 132.
Lokalität: 755.520/121.280, gleicher Steinbruch wie KAW 132, Novate-Mezzola, Italien.
Makr. ein feinkörniger, heller Zweiglimmergneis. U. d. M. sind grosse Alkalifeldspat-Körner (d bis 8 mm) erkennbar, die in einer feinkörnigeren Grundmasse von Quarz, Plagioklas (25–35% An) und Glimmer liegen. Der Alkalifeldspat zeigt schwache Mikroklingitterung und wird randlich vom Plagioklas unter Myrmekeitebildung verdrängt. Der olivbraune Biotit (d = 0,5–0,6 mm) ist selten in Chlorit umgewandelt und führt Einschlüsse von Apatit und Zirkon (keine pleochroitischen Höfe). Nur wenig Muskowit, ferner Klinozoisit mit Pistazit-Kern.
- KAW 145 Biotitgneis S Soazza, Adula-Decke, Penninikum.
Lokalität: 735.850/133.020, S Soazza im Misox, Steinbruch 50 m über der Strasse, Graubünden.
Makr. ein mittelheller, mittelkörniger Gneis mit ausgesprochener Lineation (Lentikulargefüge), teils augig und inhomogen durch kleinere Biotitanhäufungen. U. d. M. sind nachstehende Hauptgemengteile bestimmt worden: Alkalifeldspat (etwas zönar, vereinzelt Mikroklingitterung vorhanden, Verdrängung durch Myrmekeite), Plagioklas (22–25% An), Quarz, braun bis rotbrauner Biotit (d bis 1,5 mm) und Muskowit (d bis 1 mm). Der Biotit ist vereinzelt chloritisiert.
Literatur zur Geologie der Gegend: E. KÜNDIG (1926a); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte: R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15).
- KAW 153 Biotitgneis (Paragneis) aus der Glimmerschiefer-Serie der Adula-Decke, polymetamorphe vortriadische Sedimente, Penninikum.
Lokalität: 731.080/161.900, an der Strasse zwischen Vals und Zervreila, Graubünden.
Makr. ein ziemlich dunkler, gefältelter biotitreicher Gneis. U. d. M. stellt man fest, dass quarzreiche mit glimmerreichen Bändchen wechsellagern. Hauptgemengteile sind Quarz (undulös auslöschend), stark zersetzter Plagioklas, braun bis rotbrauner Biotit (d bis über 1 mm), Alkalifeldspat und Muskowit (d bis 0,5 mm). Der Biotit hat Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen und ist häufig in Muskowit umgewandelt unter Erzausscheidung. Weitere Nebengemengteile sind kleine Granate (d um 0,05 mm) und Titanit.
Literatur: zur Petrographie der Region: L. V. D. PLAS (1959); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte für Biotit in R. L. ARMSTRONG et al. (1966, S. 15); siehe auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; chemische Analyse des Muskowits).
- KAW 159 Antigorio-Gneis, feldspatreicher Zweiglimmergneis, Antigorio-Decke, Penninikum.
Lokalität: 653.960/116.300, kleiner Steinbruch am rechten Ufer der Doveria am westlichen Dorfausgang von Gondo, Simplongebiet, Wallis.
Makr. ein ziemlich heller, homogener, mittelkörniger Gneis. U. d. M. zeigt der frische Alkalifeldspat deutliche

Mikroklingitterung und wird unter Myrmekitbildung von Plagioklas verdrängt. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz (bis 2 mm gross), Plagioklas (etwa 20–25% An), grünschwarzer Biotit (d bis 0,8 mm) und phengitischer Muskowit ($n_y = 1,609$, $2V = 34-35^\circ$), deutlich pleochroitisch, (d um 0,5 mm). Der Biotit führt Zirkoneinschlüsse (d bis 0,15 mm), die aber nicht von pleochroitischen Höfen umgeben sind; der Biotit ist stellenweise etwas in Chlorit umgewandelt.

Literatur zur Geologie der Simplonregion: P. BEARTH et al. (1967).

- KAW 160 Lebendun-Gneis, Zweiglimmergneis, Lebendun-Decke, Penninikum.
Lokalität: 650.400/115.200, Alte Kaserne, zwischen Simplon Dorf und Gondo, Simplonstrasse, Wallis.
Makr. ein deutlich paralleltexturierter, heller Gneis mit einzelnen grossen, hellen Augen. Biotitreiche Lagen. U.d.M. wurden als Hauptgemengteile bestimmt: Quarz, Plagioklas (kaum verzwilligt, wohl Albit), Mikroklin (schwach perthitisch, gegen Plagioklas Myrmekit), olivbrauner Biotit (d bis 0,5 mm) und phengitischer Muskowit (d bis 0,3 mm, $2V = 36-37^\circ$, $n_y = 1,602$). Nebengemengteile sind Calcit, Epidot, Titanit und selten Chlorit. Der Plagioklas war ursprünglich wohl basischer: Albitisierung unter Calcitausscheidung?
Literatur: wie KAW 159; siehe ferner auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967).
- KAW 161 Biotitgneis, Monte Leone-Decke, Penninikum.
Lokalität: 649.580/115.170, Gabi an der Simplonstrasse, Wallis.
Makr. ein sehr dunkler, biotitreicher feinkörniger Gneis. U.d.M. wurden als Hauptgemengteile bestimmt: Quarz mit undulöser Auslöschung, Plagioklas mit Calciteinschlüssen (Plagioklas heute etwa 8–10% An), Mikroklin, olivbrauner Biotit (d bis 1,2 mm, verwachsen mit Epidot, und mit Apatit-Einschlüssen), schwach phengitischer Muskowit (pleochroitisch, $2V = 33^\circ$, $n_y = 1,605$, d um 0,5 mm) und Epidot. Nebengemengteile sind Apatit, Titanit und sehr wenig Chlorit.
Literatur: wie KAW 159; siehe ferner auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; chemische Analyse des hellen Glimmers).
- KAW 162 Berisal-Gneis, Biotit-Augengneis, Berisal-Serie, Penninikum.
Lokalität: 644.670/117.400, Engiloch, oberhalb Schutzhaus Nr.7, Simplonpass, Wallis.
Makr. sind im dunklen und feinkörnigen Gneis grosse Feldspatagen (bis 1,5 cm gross) zu erkennen. Z.T. stark gefältelt. U.d.M. sind als Hauptgemengteile erkennbar: Quarz, Mikroklin (z.T. in grossen Kristallen, Augen!), unverzwilligter Plagioklas (Albit?), olivbrauner Biotit (oft stark in Chlorit umgewandelt) und phengitischer Muskowit ($n_y = 1,603$, $2V = 37-38^\circ$). Neben dem olivbraunen Biotit (d um 0,2 mm) kommt vereinzelt neugebildeter rotbrauner Biotit vor. Der Muskowit scheint z.T. in Chlorit umgewandelt zu sein. Nebengemengteile sind Epidot, Granat und Carbonat (in Äderchen).
Literatur: wie KAW 159.
- KAW 163 Hornblende-Granatgneis aus der Berisal-Serie, Penninikum.
Lokalität: 646.250/125.430, neuer Steinbruch bei der Einmündung des Strässchens von der Wasenalp, Rothwald an der Simplonstrasse, Wallis.
Makr. ein ziemlich feinkörniger, mittelheller Gneis. Bis 5 mm dicke Quarzlagen in der dunkleren, hornblende-führenden Hauptmasse. U.d.M. sind als Hauptgemengteile bestimmt worden: Oligoklas, Quarz, Alkalifeldspat (keine Mikroklingitterung, mit tropfenförmigen Quarzeinschlüssen), grüne Hornblende (mit Umwandlung in Biotit, Quarz und Chlorit), rotbrauner Biotit (nur geringfügig chloritisiert, d um 0,5 mm) und seltener Muskowit ($n_y = 1,597$, $2V =$ etwa 40° , d um 0,3 mm), sowie Granat. Recht häufig ist auch noch Klinozoisit; selten kommen rundliche Zirkone vor.
Literatur: wie KAW 159.
- KAW 164 Ganter-Gneis, stark verschiefertes Zweiglimmergneis, Stirnpartie der Monte Leone-Decke, Penninikum.
Lokalität: 647.060/127.550, E der Posthaltestelle Eisten an der Simplonpass-Strasse, Wallis.
Makr. ein schwach augiger, lagiger, schiefriger Gneis. Mikroskopische Beobachtungen: Das Grundgewebe der hellen, an Porphyroblasten reichen Lagen besteht aus Quarz, Kalifeldspat (oft mit Mikroklingitterung), Albit (0% An), phengitischem Glimmer ($n_y = 1,603$, $2V = 37-38^\circ$, d um 0,4 mm), Biotit (d = 0,5–0,7 mm, pleochroitisch von hellgelbbraun bis braunschwarz), Chlorit (meist selbständig, nur gelegentlich aus Biotit entstanden) und Magnetit. Im Grundgewebe befinden sich Porphyroblasten von Kalifeldspat (d bis 6 mm), Plagioklas (10% An) und Quarz. Der porphyroblastische Kalifeldspat ist perthitisch entwickelt, zeigt Mikroklingitterung und ist häufig randlich von Myrmekit begleitet. Er wird durch Albit verdrängt, ist bräunlich bestäubt und enthält reichlich kleine Einschlüsse von hellem Glimmer und Calcit. Der Quarz ist ausgezogen und oft in ein Mosaik zerlegt. Ein Schliff enthält eine von Porphyroblasten freie, glimmerreiche Partie, die hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas (20 bis 25% An), weniger stark pleochroitischem Biotit (hellgelbbraun bis braun), etwas Kalifeldspat und nur untergeordnet hellem Glimmer und Chlorit besteht. Im Biotit oft grosse Zirkonkristalle, die aber nicht von pleochroitischen Höfen umgeben sind. Weitere Akzessorien: Apatit, Orthit, Magnetit, Granat, Calcit.
Literatur: wie KAW 159; ferner Rb-Sr und K-Ar Alterswerte für Biotit in R.L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).
- KAW 165 Eisten-Gneis, Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis, Stirnpartie der Monte Leone-Decke, Penninikum.
Lokalität: 646.540/127.540, W Posthaltestelle Eisten an der Simplonstrasse.
Makr. ein kleinflaseriger, grünlicher Zweiglimmergneis, mit Knötchen von Kalifeldspat und Quarz. U.d.M. wird das feinkörnige Grundgewebe von Quarz, Kalifeldspat (z.T. mit Mikroklingitterung), Albit (0% An), Phengit ($n_y = 1,605$, $2V = 32^\circ$, schwach pleochroitisch von farblos bis hellgrün) und Biotit (stark pleochroitisch von hellgelb-

braun bis dunkelolivbraun) aufgebaut. In diesem Grundgewebe liegen etwas ausgezogene Porphyroblasten von Kalifeldspat und Quarz. Der porphyroblastische Kalifeldspat zeigt deutliche Mikroklingsitterung, er ist bräunlich bestäubt (mit klarer Randzone) und führt zahlreiche Einschlüsse von Schüppchen hellen Glimmers und kleinen Körnchen Calcits; die grösseren Porphyroblasten zeigen Verdrängung durch Albit. Die Quarzknötchen löschen undulös aus oder sind in ein Mosaik von isometrischen Kleinkörnern zerfallen. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Orthit (siebstruiert) und Calcit.

Literatur: wie KAW 159. Siehe auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; mit chemischer Analyse des Phengits).

- KAW 174 Biotitamphibolit, aus dem alpin überprägten Altkristallin, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.300/165.910, Druckstollen Nalps-Curnera der Kraftwerke Vorderrhein, m 1816 ab Nalps, Tavetsch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S.381).
- KAW 175 Kluftbiotit, aus gefüllter Zerrkluff in einem Amphibolit des Tavetscher Zwischenmassivs.
Lokalität: 695.410/168.400, Stollen Oberalp-Val Val, m 863, Tavetsch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S.383).
- KAW 193 Phyllit, carbonatführender Muskowit-Biotitphyllit, Permocarbone, Urserenzone (zwischen Aar- und Gotthardmassiv).
Lokalität: 647.640/174.570, Gifrischbach, NE Mörel, Wallis.
Makr. Beschreibung: Feinkörniger, grau-grüner, gefalteter Phyllit, mit einzelnen bis 3 mm dicken, ebenfalls verfalteten Quarzlagen. U. d. M. lässt sich ein Grundgewebe von Quarz, Albit und Sericit ($d = 0,3$ bis $0,5$ mm) erkennen, in welchem kleine Porphyroblasten von olivgrünem Biotit (d bis $0,7$ mm) und rhomboederförmiges Carbonat liegen. Letzteres hat Einschlüsse von Quarz, Epidot, Erz und Turmalin. Nebengemengteile sind Kalifeldspat, Turmalin, Epidot, Chlorit, Erz, Apatit und Zirkon.
Literatur: T. P. LABHART (1965).
- KAW 201 Verampio-Gneis. Diese Probe stammt aus dem gleichen Steinbruch wie Probe B 4, siehe diese für Lokalität und kurze Beschreibung.
- KAW 203 Fibbia-Granitgneis, alpinmetamorpher herzynischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 686.700/156.700, 200 m NW P.2109.3 der Landeskarte 1:50000, Blatt Nufenenpass, SW Passhöhe St. Gotthard.
Makr. ein schwach schiefriger, mittel- bis grobkörniger, augiger, heller, granitischer Gneis. U. d. M. sind als Hauptgemengteile Kalifeldspat (perthitisch), Albit, Quarz (undulös auslöschend), Biotit (olivgrün, d um 1 mm) Phengit, (d um $0,5$ mm, $n_y = 1,604$, $2V = 38^\circ$, schwach hellgrün gefärbt) und Chlorit (mit Biotit verwachsen) zu erkennen. Akzessorien sind Klinozoisit, Granat, Apatit und Zirkon.
Literatur zur Petrographie der Gegend: S. HAFNER (1958); siehe auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; mit chemischer Analyse des Phengits).
- KAW 224^G Orthogneis, metamorpher vortriadischer Granit, Silvretta-Decke, Ostalpin; Sand (Sertigtal, Graubünden).
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten: B. GRAUERT (1966, S.142). Die nähere Beschreibung wird demnächst in der Dissertation (Universität Bern) von B. GRAUERT erscheinen.
- KAW 225^G Orthogneis, Silvretta-Decke, Ostalpin; Chassetas, E Zerne, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten: wie KAW 224^G.
- KAW 229^G Orthogneis, Silvretta-Decke, Ostalpin; Mehlkasten, NW Flüelaweisshorn, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten: wie KAW 224^G.
- KAW 230^G Orthogneis, Silvretta-Decke, Ostalpin; Güstizia, zwischen Zerne und Susch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten: wie KAW 224^G.
- KAW 231^G Orthogneis, Silvretta-Decke, Ostalpin; Plattas, N Zerne, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten: wie KAW 224^G.
- KAW 235 Biotit-Hornblende-Andesingneis, polymetamorphes vortriadisches Sediment, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 699.950/165.920, Druckstollen Nalps-Curnera, Kraftwerke Vorderrhein, m 1729-1761, Tavetsch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und Probenbeschreibung: A. ARNOLD & E. JÄGER (1965, S.381).
- KAW 262 Biotitschiefer, Scholle in Pinitgranit, kristallines Grundgebirge unter Tertiär und Mesozoikum des Molassebeckens (= Probe EN 11534).
Lokalität: Erdölbohrung Lindau 1 (SEAG), zwischen Glatt und Töss, 692.815/255.098, Probe aus 2375,4 m Tiefe.
Vorläufige Beschreibung: Makr. ein feinkörniges, schiefriges, graubraunes Gestein, als Scholle im Pinitgranit. U. d. M. stellt man als Hauptgemengteile hellrotbraunen Biotit (d bis $1,2$ mm, ca. 40 Vol.-% des Gesteins), Quarz und ein stark umgewandeltes Mineral (Cordierit?) fest. Akzessorien sind Erz und Apatit; in Lagen tritt Chlorit auf.
Literatur: U. P. BÜCHER et al. (1965, S.14). – Eine ausführliche Beschreibung der Probe wird später publiziert werden.

- KAW 263 Pinitgranit, kristallines Grundgebirge unter Tertiär und Mesozoikum des Molassebeckens (= Probe EN 11531). Lokalität: Erdölbohrung Lindau 1 (SEAG), zwischen Glatt und Töss, Kanton Zürich, 692.815/255.098, Probe aus 2371,7 m Tiefe (Bohrloch an der Erdoberfläche auf 516 m ü.M.).
Vorläufige Beschreibung: Makr. zeigt das mittel- bis grobkörnige Gestein graue Farbe, welche durch rotbraune Biotitnester und dunkelgrüne Pinitflecken unterbrochen wird. U.d.M. sind als Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas (Albit-Oligoklas), perthitischer Alkalifeldspat (wohl Orthoklas) und dunkelrotbrauner bis orangebrauner Biotit festzustellen. Das Verhältnis Plagioklas/Orthoklas liegt bei etwa 1:1. Ferner kommt Pinit (mit Cordierit-Relikten) in Nestern vor, er besteht hauptsächlich aus Sericit. Die Feldspäte und der Biotit sind meist frisch; der Biotit ist stellenweise ausgebleicht oder chloritisiert; vereinzelt sind sagenitisch angeordnete Einschlüsse zu erkennen. Der Biotit führt Orthit und Zirkon als Einschlüsse, die beide von pleochroitischen Höfen umgeben sind. Weitere Akzessorien sind Sillimanit, Erz und Apatit. – Nach den makro- wie den mikroskopischen Untersuchungen ist dieser Granit am ehesten mit dem Innertkirchner Granit zu vergleichen. Es fehlt ihm allerdings die Überprägung durch die alpidische Metamorphose.
Literatur: wie KAW 262. – Eine ausführliche Beschreibung der Probe (sowie eine chemische Analyse) wird später publiziert werden.
- KAW266/2^G Orthogneis, Silvretta-Decke, Ostalpin; God della Güstizia, zwischen Zernez und Susch, Graubünden.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten: Wie KAW 224^G.
- KAW 283 Biotit-Chloritgneis, oberer Staldener Lappen, Bernhard-Decke, Penninikum.
Lokalität: 631.150/118.100, St. Niklaus-Stalden, gegenüber Embd, Wallis.
Makr. ein fein- bis mittelkörniger, graugrüner, schiefriger Gneis. U.d.M. sind folgende Hauptgemengteile zu erkennen: Quarz (undulös auslöschend), Plagioklas (ca. 10% An), hellbrauner Biotit (d um 1 mm, hellbraungelblich pleochroitisch, teilweise chloritisiert) und Muskowit (teilweise mit Biotit verwachsen, d um 0,2 mm). Nebengemengteile sind: Granat, Epidot, Titanit, Rutil und Erz.
Literatur zur Geologie der Region: P. BEARTH (1961); siehe ferner auch S. GRAESER & E. NIGGLI (1967; chemische Analyse des Muskowits).
- KAW 314 Kluffbiotit, in Kluff im Biotit-Plagioklasgneis, Aarmassiv.
Lokalität: 643.672/131.838, Haupteingangsstollen der Zentrale Massaboden, 328 m vom Südportal, NE Brig, Wallis.
Kleine, vollständig gefüllte Zerrisse, nur von Biotit (d = einige Zehntelmillimeter) erfüllt. Biotit kräftig braun, frei von Einschlüssen.
- KAW 315 Biotit-Plagioklasgneis, Nebengestein zu KAW 314, alpin überprägtes Altkristallin, Aarmassiv.
Lokalität: wie KAW 314.
Makr. zeigt der fein- bis mittelkörnige, schiefrige bis lagige Gneis braungraue bis hellgraue Farbe. U.d.M. stellen wir als Hauptgemengteile fest: Quarz, Oligoklas (sericitisiert), Biotit (Pleochroismus von gelblichbraun bis dunkelrotbraun, d um 0,3 mm, vereinzelt bis 1 mm) und Klinozoisit. Nebengemengteile sind Kalifeldspat, Erz, Chlorit (als Umwandlungsprodukt des Biotits), Titanit, Zirkon, Apatit und Carbonat.
Literatur zur Petrographie der Region: T. P. LABHART (1965).
- KAW 317 Streifengneis, feldspatreicher, streifiger Muskowit-Biotitgneis granitischer Zusammensetzung, polymetamorpher, wohl vorherzynischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 656.850/138.550, 1930 m ü.M., 4 km SE von Ernen, Wallis.
Makr. zeigt der mittel- bis grobkörnige, hellgraue und schwach lagige Gneis die für die gotthardmassivischen Streifengneise typische Lineation. U.d.M. sind als Hauptgemengteile erkennbar: Quarz, Kalifeldspat (perthitisch, z. T. mit Mikroklingitterung), Plagioklas (Albit bis Albitoligoklas, sericitisiert), Biotit (Pleochroismus hellgelb bis dunkelbraun, d um 0,3 mm, z. T. chloritisiert) und Muskowit (d um 0,7 mm). Kalifeldspat und Plagioklas treten auch in grösseren Körnern auf, die manchmal von Mörtelkränzen aus Quarz und Kalifeldspat umgeben sind. Nebengemengteile sind Epidot, Apatit, Zirkon, Erz, Granat und sekundäres Carbonat.
Literatur zur Petrographie des Gebietes: W. OBERHOLZER (1955).
- KAW 318 Bündnerschiefer (metamorphes mesozoisches Sediment), carbonatführender Muskowit-Biotitschiefer, Penninikum.
Lokalität: 659.500/136.550, 1,5 km N Feld, aus dem Stollen, Wallis.
Makr. zeigt der fein- bis mittelkörnige Schiefer braungraue Farbe; Quarzknauern und -linsen sind häufig. U.d.M. sind Hauptgemengteile Quarz, Calcit, Plagioklas (Andesin), hellbrauner Biotit (als Einschlüsse Zirkon mit pleochroitischen Höfen; d des Biotits 0,5 bis 1,5 mm) und Muskowit (d = 0,2 bis 0,4 mm). Chlorit tritt als Umwandlungsprodukt des Biotits auf. Nebengemengteile sind kohliges Pigment, Granat, Turmalin, Zirkon, Klinozoisit, Apatit und Erz.
Literatur zur Geologie des Gebietes: H. J. LÜTHI (1965, S. 56; Position 14 des Detailprofils).
- KAW 322 Biotit-Amphibol-Granatschiefer bis Gneis, Furggzone, Penninikum.
Lokalität: 640.700/099.910, neue Strassenaufschlüsse an der E Kraftwerkstrasse längs dem Stausee Mattmark, 2215 m ü.M., Wallis.
Makr. ein feinkörniger, dunkelgrauer schiefriger Gneis. U.d.M. konstatierten wir als Hauptgemengteile Quarz (undulös auslöschend), Albit (unverzwillingt), Amphibol (mit Pleochroismus grünblau-braungelb-blaugrün), hellbraunen Biotit (teilweise in Chlorit umgewandelt, d meist 0,25 bis 0,5 mm, maximal 0,75 mm) und Granat (porphyroblastisch, baut zu 25 Vol.-% das Gestein auf). Nebengemengteile sind Epidot, Apatit, Erz und Carbonat.
Literatur zur Petrographie der Region: P. BEARTH (1952).

- KAW 324 Biotitführender Paragneis, in hellerem Chlorit-Muskowitgneis, metamorphes ?Carbon, unterer Staldener Lappen, Bernhard-Decke, Penninikum.
Lokalität: 640.575/121.550, Nanztal, Wallis.
Makr. ein feinkörniger, schwarzer, schiefriger bis flasriger Biotitgneis. U.d.M. sind Hauptgemengteile: Quarz, Albit (als runde Kristalle), hellbrauner Biotit (d = 0,5 bis 1 mm, ca. 15 Vol.-% des Gesteins) und Muskowit (d = 0,5 mm, etwa 10 Vol.-%). Nebengemengteile sind Epidot, Graphit (beide je ca. 5 Vol.-% des Gesteins), Granat, Titanit und Erz. Die Struktur ist blastopsammitisch.
- KAW 325 Biotit-Muskowitgneis, oberer Staldener Lappen, Bernhard-Decke, Penninikum.
Lokalität: 631.150/117.750, 1945 m ü.M., Gspon, am oberen Saumweg von Gspon nach Findelen, Wallis.
Das Gestein erscheint makroskopisch als feinkörniger, graugrüner schiefriger Gneis. U.d.M. baut sich das grano- bis lepidoblastisch struierte Gestein zu 35 Vol.-% aus undulös auslöschendem Quarz, zu 45 Vol.-% aus sericitisiertem, polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas (ca. 5 % An), zu 15 Vol.-% aus braunem Biotit (mit pleochroitischen Höfen um ? Zirkon, häufig in Chlorit umgewandelt, d = 0,5 bis 1 mm) und zu 2 Vol.-% aus Muskowit (d = 0,25 bis 0,75 mm) auf. Akzessorien sind Granat, Epidot, Titanit, Erz, Zirkon und Carbonat.
- KAW 326 Pegmatitische Schliere (Biotit-Muskowitpegmatit) in Gneis, Bernhard-Decke, Penninikum.
Lokalität: 640.450/105.400, 2005 m ü.M., Eingang des Almagellertals, direkt bei der Wasserfassung der neuen Biss im Almageller Bach, Wallis.
Makr. ein grobkörniges, helles, massiges Gestein, konkordante, schmale Linse in hellem Muskowit-Chloritgneis. U.d.M. sind Hauptgemengteile: Quarz (undulös auslöschend), Mikroklin, Muskowit (d bis 1 mm) und olivgrüner Biotit (0,2 bis 0,5 mm gross). Der Biotit ist häufig mit Chlorit verwachsen. Akzessorien sind Granat und Biotit.
- KAW 348 Klufthbiotit.
Lokalität: Simplontunnel, 4600 m ab Südportal.
20 cm grosses Biotitblatt, hellgrün, Farbe leicht inhomogen, nur wenige, feine Einschlüsse, etwas Hämatit.
- KAW 349 Klufthbiotit.
Lokalität: Simplontunnel, 7294–7898 m ab Nordportal.
Aggregate von 2 bis 3 mm grossen Biotitblättchen, darinnen Nester von Quarz, Sericit und Calcit.
- KAW 350 Klufthbiotit.
Lokalität: Simplontunnel, 6100 m ab Nordportal.
Hülle von Biotit um 2 cm grossen Anhydritkristall, Biotit z.T. auch in Anhydrit eingewachsen. Der olivgrüne Biotit ist arm an Einschlüssen, selten Chlorit und Hämatit.
- KAW 352 Klufthbiotit.
Lokalität: Simplontunnel, 7294–7898 m ab Nordportal.
Hülle von Biotit (max. 3 mm gross) um Anhydrit (bis 2 cm gross) und um feinkörnige Quarz-Epidot-Aggregate. Der Biotit ist olivbraun, sehr rein, ohne erkennbare Einschlüsse oder Umwandlungen. Der Biotit ist randlich in Anhydrit eingewachsen. Der Anhydritkern ist klar, violett.
- KAW 356 Bündnerschiefer (metamorphes mesozoisches Sediment), carbonatreicher Biotit-Muskowitschiefer, Mesozoikum zwischen Lebendun- und Monte Leone-Decke, Penninikum.
Lokalität: 652.730/113.400, Serra, bei Staumauer, Zwischbergen, Simplon, 15 m S der Trias.
Makr. ein feinkörniger, hellbraungrauer Schiefer bis Gneis. U.d.M. sind Hauptgemengteile Quarz (undulös auslöschend), Plagioklas (polysynthetisch verzwilligt, An 30–35%), Carbonat (Calcit), Muskowit (d = 3 mm) und Biotit (d um 0,5 mm, einzelne Blättchen bis 1,5 mm; Pleochroismus gelblich zu hellbraun). Nebengemengteile sind Klinozoisit, Turmalin, Rutil, Zirkon und Erz.
- KAW 357 Hornblende-Biotitgneis (metamorphes Gestein der Trias zwischen Lebendun- und Monte Leone-Decke, Penninikum).
Lokalität: 652.700/113.550, 150 m N Staumauer Serra, an der Strasse, in Lawingalerie.
Makr. ein bändriger, feinkörniger, dunkelgrauer bis schwarzer, schiefriger Gneis mit bis 1,5 cm dicken, helleren Lagen. U.d.M. wurden als Hauptgemengteile Quarz (undulös auslöschend), Plagioklas (polysynthetisch verzwilligt, ca. 30–35% An), Biotit (dunkelbraun, d = meist 0,5 bis 1 mm, maximal 2,5 mm), Hornblende (n_z = bläulichgrün) und hellgrüner Chlorit festgestellt. Akzessorisch treten Klinozoisit, Granat, Rutil, Erz, Turmalin, Zirkon und Carbonat auf.
- KAW 358 Biotitgneis der Lebendun-Decke, Penninikum.
Lokalität: 652.900/113.800, 400 m N der Staumauer Serra, an der Strasse Gondo-Serra, Zwischbergen, Simplon.
Makr. ein mittelkörniger, hellgrauer, schiefriger bis flasriger Biotitgneis. U.d.M. bestimmten wir als Hauptgemengteile Quarz (undulös auslöschend), Plagioklas (ca. 25% An), perthitisch entmischten Alkalifeldspat, olivbraunen Biotit (d um 0,2 mm, maximal 1,2 mm) und stark gelb bis dunkelgrün pleochroitischen Chlorit, der häufig mit Biotit verwachsen ist. Nebengemengteile sind Muskowit, Klinozoisit, Carbonat, Erz, Granat und Zirkon.
- KAW 359 Biotit-Plagioklasgneis, aus dem alpin überprägten Altkristallin, Aarmassiv.
Lokalität: 643.470/134.390, Stollen der Electra-Massa, Tronçon amont, m 293, NE Brig, Wallis.
Makr. ein fein- bis mittelkörniger, mittelheller, grauer schiefriger bis lagiger Gneis. U.d.M. sind Hauptgemengteile Quarz (undulös auslöschend), Oligoklas (sericitisiert) und Biotit (hellgelbbraun zu dunkelbraun pleochroitisch, d um 0,4 mm, maximal 1 mm). Chlorit tritt als Umwandlungsprodukt des Biotits auf. Relativ häufig sind ferner Klinozoisitkörner. Als Akzessorien bestimmten wir Titanit, Apatit, Zirkon und Carbonat.
Literatur: zur Petrographie der Gegend siehe T. P. LABHART (1965).

Alterswerte aus dem «Laboratorio di Geologia Nucleare (CNEN)», Pisa, Italien

- P 1 Biotit-Muskowitgneis, Camughera-Moncucco-Komplex, « Wurzelzone », Penninikum.
Lokalität: 660.475/103.675, 400 m N Aulamia, Valle Antrona, W Villadossola (Val d'Ossola), Italien.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten und Probenbeschreibung: G. FERRARA et al. (1962, S. 445).
- P 2a Heller feldspatreicher Biotit-Muskowitgneis, ähnlich dem Gneis von Beura, Wurzel der Monte Rosa-Decke, Penninikum.
Lokalität: 662.950/101.525, Steinbruch 700 m SW Villadossola, S des Flusses Ovesca, Val d'Ossola, Italien.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten und Probenbeschreibung: wie P 1.
- P 3 Biotit-Muskowitgneis, Camughera-Moncucco-Komplex, « Wurzelzone », Penninikum.
Lokalität: 661.650/102.075, Strasseneinschnitt zwischen Boschetto und Cresti, W Villadossola (Val d'Ossola), Italien.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten und Probenbeschreibung: wie P 1.
- P 4a Biotitschiefer vom Kontakt des Pegmatits mit dem Peridotit, Camughera-Moncucco-Komplex, Penninikum.
Lokalität: 661.100/103.725, Cava di Mica, bei I Mondei, Gemeinde Montescheno, Valle Antrona, 3,5 km NW Villadossola (Val d'Ossola), Italien.
Literatur mit Rb-Sr Altersdaten und Probenbeschreibung: wie P 1.
- P 4b Grosse Muskowitkristalle aus voralpinem Pegmatit (beryll- und uraninitführend), Camughera-Moncucco-Komplex, Penninikum.
Lokalität: wie P 4a.
Literatur mit Rb-Sr Alterswert und U-Pb Analyse am Uraninit des gleichen Pegmatits, sowie Probenbeschreibung: wie P 1.
- P 4d Grosse, grünliche Muskowitkristalle aus Pegmatit (beryll- und uraninitführend), Camughera-Moncucco-Komplex, Penninikum.
Lokalität, Literatur (mit Rb-Sr Alterswert) und Probenbeschreibung: wie P 4b.
- P 4e Mittel- und feinkörnige Muskowitfraktion aus Pegmatit (beryll- und uraninitführend), Camughera-Moncucco-Komplex, Penninikum.
Lokalität, Literatur (mit Rb-Sr Alterswert) und Probenbeschreibung: wie P 4b.

Proben der Arbeit: H. WÜTHRICH (1965)

Es handelt sich um Proben aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern. Die Beschreibung der Proben sowie die Originalpublikation der Alterswerte finden sich in der Arbeit von H. WÜTHRICH (1965), auf welche für alle Details verwiesen sei. Bei allen Proben handelt es sich um in wechselndem Masse alpin überprägte vortriadische Gesteine (u. a. herzynische Granite).

- W 1 Gastern-Granit, Aarmassiv.
Lokalität: 622.000/144.200, unter dem Hochturm, Gasterntal.
- W 2 Mittagfluh-Granit, Aarmassiv.
Lokalität: 666.000/165.775, 200 m S Tschingelbrücke, Grimselpass-Strasse.
- W 3 Zentraler Aaregranit, Aarmassiv.
Lokalität: 667.950/160.650, bei Räterichsboden-Staumauer, Grimselpass-Strasse.
- W 5 Erstfelder Gneis, migmatischer Biotitgneis, Aarmassiv.
Lokalität: 690.750/187.825, Bocki, ob Erstfeld (Kanton Uri), 20 m unter der Grenze Gneis zu Sedimentmantel.
- W 6 Erstfelder Gneis, Aarmassiv.
Lokalität: 675.000/176.325, auf der Westseite des Sustenpasses, 100 m nach P.1946.
- W 7 Pegmatit, in Tödi-Granit, Aarmassiv.
Lokalität: Im Stollen der Kraftwerke Linth-Limmern AG von Obersand nach dem Stausee Limmernboden, 1 km nach dem Fenster Ochsenstock, Richtung Stausee.
- W 8 Pegmatit, im Bereich des Zentralen Aaregranites, Aarmassiv.
Lokalität: 698.300/174.375, 2090 m ü. M., zwischen Mittelplatten und Etzlihütte.
- W 9 Pegmatit, in der nördlichen Schieferhülle, Aarmassiv.
Lokalität: 623.200/138.450, 2180 m ü. M., NW Restialp, Lötschental.
- W 10 Biotitgneis, nördliche Schieferhülle, Aarmassiv.
Lokalität: 627.875/140.150, Tennmatte, Lötschental.

- W 11 Pegmatit, in der nördlichen Schieferhülle, Aarmassiv.
Lokalität: 623.200/138.950, S Kummenalp, an der neuen Strasse, von Ferden nach der Kummenalp.
- W 12 Grimsel-Granodiorit, Aarmassiv.
Lokalität: 668.525/158.275, an der Nollenstrasse (Grimselpass), 50 m unterhalb der Einfahrt zum Parkplatz Hospiz.
- W 13 Aplit-Stock, in Grimsel-Granodiorit, Aarmassiv.
Lokalität: 667.300/157.400, 2220 m ü. M., an der Oberaarstrasse, über der Lokalität «unterer Kessiturm» (Punkt 2167.1), Grimselgebiet.
- W 14 Zentraler Aaregranit, Aarmassiv.
Lokalität: 691.200/176.550, Steinbruch S Gurtellen, an der Gotthardpass-Strasse, Kanton Uri.

**Proben aus dem Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule
und der Universität Zürich**

Von den nachstehend aufgeführten Proben liegen auch Altersbestimmungen an Zirkonen vor, die in den angegebenen Literaturstellen publiziert sind. Die Rb-Sr Alterswerte wurden im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern bestimmt.

- Z 1 Gamsboden-Granitgneis, alpinmetamorpher herzynischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 685.600/160.800, Mätteli, S Hospental, Kanton Uri.
Literatur: M. GRÜNENFELDER (1962, S.6); Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962).
- Z 2 Fibbia-Granitgneis, alpinmetamorpher herzynischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 685.200/157.200, Stauser Lucendro, St. Gotthardpass.
Literatur: M. GRÜNENFELDER (1962, S.6); Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962); K-Ar Alterswert: R.L. ARMSTRONG (1966, S.15).
- Z 3 Medelser Granitgneis, alpinmetamorpher herzynischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 706.900/164.700, Pardatsch, Lukmanierpass-Strasse.
Literatur: M. GRÜNENFELDER (1962, S.6); Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962).
- Z 4 Streifengneis, Orthogneis, polymetamorpher vortriadischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 706.000/164.500, Val Draus, Lukmanierpass.
Literatur: M. GRÜNENFELDER (1962, S.6); Rb-Sr Alterswert: E. JÄGER (1962).
- Z 5 Rotondo-Granit, alpin unkristallisierter herzynischer Granit, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 678.500/150.800, Chüebodenhorn, SW Pizzo Rotondo.
Literatur: M. GRÜNENFELDER (1962, S.6); siehe ferner auch M. GRÜNENFELDER & S. HAFNER (1962, S.169-207); Rb-Sr Altersdaten: E. JÄGER & E. NIGGLI (1964, S.66; Probe dort als G-H bezeichnet).
- Z 6 Bergeller Granit, tertiäres Granitmassiv.
Lokalität: Moränenmaterial, hinterer Staubeckenbereich auf Albigna, etwa 2200 m ü. M.
Literatur: M. GRÜNENFELDER & T. W. STERN (1960); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte: R.L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).
- Z 12 Granodioritgneis, alpinmetamorpher herzynischer Granit, Typus Cristallina, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 706.880/155.100, bei Acquacalda, an der Lukmanierpass-Strasse.
Literatur: M. GRÜNENFELDER (1963); Rb-Sr und K-Ar Alterswerte: R.L. ARMSTRONG et al. (1966, S.15).
- Z 13 Gurschen-Gneis, polymetamorphes vortriadisches Sediment, Paragneis, Gotthard-Massiv.
Lokalität: 686.800/162.700, Gotthardpass-Strasse.
Literatur: M. GRÜNENFELDER et al. (1964).

Abstract

This paper summarizes the Rb-Sr age data on micas from the central Alps. New measurements on a hundred micas are presented together with 60 analyses from the literature. The results are compiled in Tables 1 (biotites) and 2 (muscovites and phengites). Column 8 of both tables gives the age data calculated using the following ratios of common Sr: $88/86 = 8.432$, $87/86 = 0.7091$. The last column gives the mica ages using the isotope ratios of Sr at the time of the beginning of the closed system of the micas. This isotopic composition of Sr is obtained by total rock analyses combined with the mica analyses. The age results are presented on the maps of Plate I and II and on a logarithmic scale together with one N-S and two E-W tectonic profiles (Plates III-V).

The age results on micas agree well with the degree of the Tertiary Alpine metamorphism. In the zones of low grade metamorphism *pre-Alpine biotite age data* of around 300 m. y. were found. These rocks were already considered by geologists to be pre-Triassic. In the zones of high grade Alpine metamorphism only young, Tertiary ages were found, thus indicating that the Alpine metamorphism is responsible for the rejuvenation or new formation of micas. The young age result for biotite is the same for Mesozoic sediments which were metamorphosed for the first time or for pre-Mesozoic crystalline rocks which were formed or metamorphosed already in Paleozoic time.

The *transition zone for biotites from pre-Alpine to young Alpine ages* is situated in the zone of Alpine stilpnomelane (E. NIGGLI & C. R. NIGGLI, 1965) or in the zone of albite coexisting with calcite (E. WENK, 1962). In this transition zone the type of rock determines, to a certain degree, the age result on the biotite. In rocks of high resistance to metamorphism the pre-Alpine age data on biotites are less lowered than in strongly recrystallized rocks nearby (A. ARNOLD & E. JÄGER, 1965).

In the zone of Alpine staurolite no pre-Alpine age on biotite was found. *The young biotite ages in the range of 11 to 25 m. y.* are not influenced by the rock type since they are very constant within a small region. A gradual change from 11 to 25 m. y. is seen over a distance of 120 km. The youngest biotite age results of 11 to 12 m. y. are found in the Simplon area, the western margin of highest degree of Alpine metamorphism. Regions defined by constant biotite ages cut zones of Alpine metamorphism and tectonic lines. Biotite ages from 12 to 15 m. y. cover part of the Aarmassiv, part of the Gotthard-Massiv and the Pennine nappes. The degree of Alpine metamorphism increases in this area of constant ages from the stilpnomelane to the staurolite zone of Alpine metamorphism. This is good evidence that the young biotites date an event which is younger than the geological happening which is presented in the maps.

In the area of the youngest biotite ages the age results are the same for biotites from fissures and from country rocks. The ages on muscovites from pegmatites, which from geological evidence are younger than the Alpine metamorphism, are about 8 m. y. higher than the youngest age data on biotites. In contrast to R. STEIGER (1965) this evidence requires that the biotites do not date the time of a metamorphic or tectonic phase but rather that the biotites date the time of cooling to a certain temperature. In the region of the youngest biotite ages the highest heat flow is found (S. P. CLARK & E. R. NIBLETT, 1956).

As it has been shown by L. T. ALDRICH et al. (1965) Rb-Sr ages of *muscovites* are less influenced by a regional metamorphism than the Rb-Sr biotite ages. In the zone of Alpine chloritoid where the biotite ages are generally young (Alpine), muscovites preserved their pre-Alpine ages. One pre-Alpine muscovite was found even in the zone of Alpine staurolite (G. FERRARA et al., 1962).

The young age results on muscovites are generally higher than the age data on biotites from the same rock. This must mean that muscovites start to be a closed system already at higher temperatures than biotites. If the formation or rejuvenation of muscovites happened at high temperatures, the muscovite ages also date a cooling time. For several rocks of different regions and of different ages, a constant age difference of

8 m. y. for muscovite-biotite was found, indicating that both ages give a cooling time. For these rocks the rate of cooling must have been the same. A smaller age difference of 1,7 m. y. was found only for the Verampio gneiss. This rock belongs to the deepest tectonic unit and it occurs in a small window in the center of a doming. This indicates that the center of the doming started to cool later, but then it was uplifted and cooled quicker than the neighboring rocks of higher tectonic units. The doming must have happened during the cooling time after the last phase of metamorphism. Since biotite ages are the same for the Verampio gneiss and the neighboring rocks the doming must have been finished when biotites became closed systems.

During the cooling period muscovites become closed systems at higher temperatures than biotites, however they also can form at lower temperatures than biotites. Thus, in other areas, in regions of lower grade metamorphism Rb-Sr ages on muscovites might date the time of the formation and not a cooling time.

The highest age result on young Alpine muscovites is 28 m. y., which gives a minimum age for the last phase of Alpine metamorphism.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
 Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae
 Beitr. Schweiz = Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

- ALDRICH, L.T., DAVIS, G.L. & JAMES, H.L. (1965): *Ages of minerals from metamorphic and igneous rocks near Iron Mountain, Michigan.* – J. Petrol. 6/3, 445–472.
- ARGAND, E. (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* – Beitr. Schweiz, NF 31/I.
- ARMSTRONG, R.L., JÄGER, E. & EBERHARDT, P. (1966): *A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites.* – Earth and Planetary Sci. Letters 1, 13–19.
- ARNOLD, A. & JÄGER, E. (1965): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen coralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite.* – Eclogae 58/1, 369–390.
- BAERTSCHI, P. (1957): *Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O¹⁸ und C¹³ in Karbonatgesteinen und Mineralien.* – SMPM 37, 73–152.
- BAMBAUER, H.U. (1961): *Beziehungen zwischen Spurenelementgehalten, Farbzentren und regionaler Verteilung von Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen.* – Habilitationsschr. ETH Zürich.
- BAMBAUER, H.U., BRUNNER, G.O. & LAVES, F. (1962): *Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit.* – SMPM 42/1, 221–236.
- BEARTH, P. (1952): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa.* – Beitr. Schweiz, NF 96.
 – (1956): *Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolates.* – Eclogae 49/2, 267 ff.
 – (1958): *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums.* – SMPM 38/2, 363–373.
 – (1959): *Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven.* – SMPM 39, 267–286.
 – (1961): *Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St-Bernard dans le Valais (Suisse).* – Livre à la Mém. Prof. P. Fallot, tome II; Soc. géol. France.
- BEARTH, P., NABHOLZ, W.K., STRECKEISEN, A. & WENK, E. (1967): *Simplonpass: Brig-Domodossola,* in: Geol. Führer der Schweiz, 2. Aufl. Heft 5. – Wepf, Basel.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, G. (1963): *Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della zona Sesia nella formazione porfiriteica Permiana della zona del Canavese.* – Giorn. Geol., Ann. Museo geol. Bologna, ser. 2, 31, 39–76.
- BLATTNER, P. (1965): *Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle de Livo (Prov. Sondrio und Como).* – SMPM 45/2, 937 ff.
- BÜCHI, U.P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.* – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 32/82, 7–38.
- CASASOPRA, S. (1939): *Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Cantone Ticino).* – SMPM 19, 449 ff.
- CHATTERJEE, N.D. (1961 a): *The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland and Italy.* – Geol. Rdsch. 51/1, 1–72.
 – (1961 b): *Aspects of alpine zonal metamorphism in the Swiss Alps.* – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-physik. Kl.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., KRUMMENACHER, D. & VUAGNAT, M. (1964): *Nouvelles déterminations d'âge «plomb total» sur les zircons alpins. 2^e série.* – SMPM 44/1, 43–60.
- CITA, M.B. (1957): *Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo, sintesi stratigrafica della Gonfolite.* – Ist. Geol. Paleont. Univ. Milano, ser. G, 92.
 – (1958): *Litofacies e biofacies della «Gonfolite» lombarda (1).* – Boll. Soc. geol. ital. 77/1.

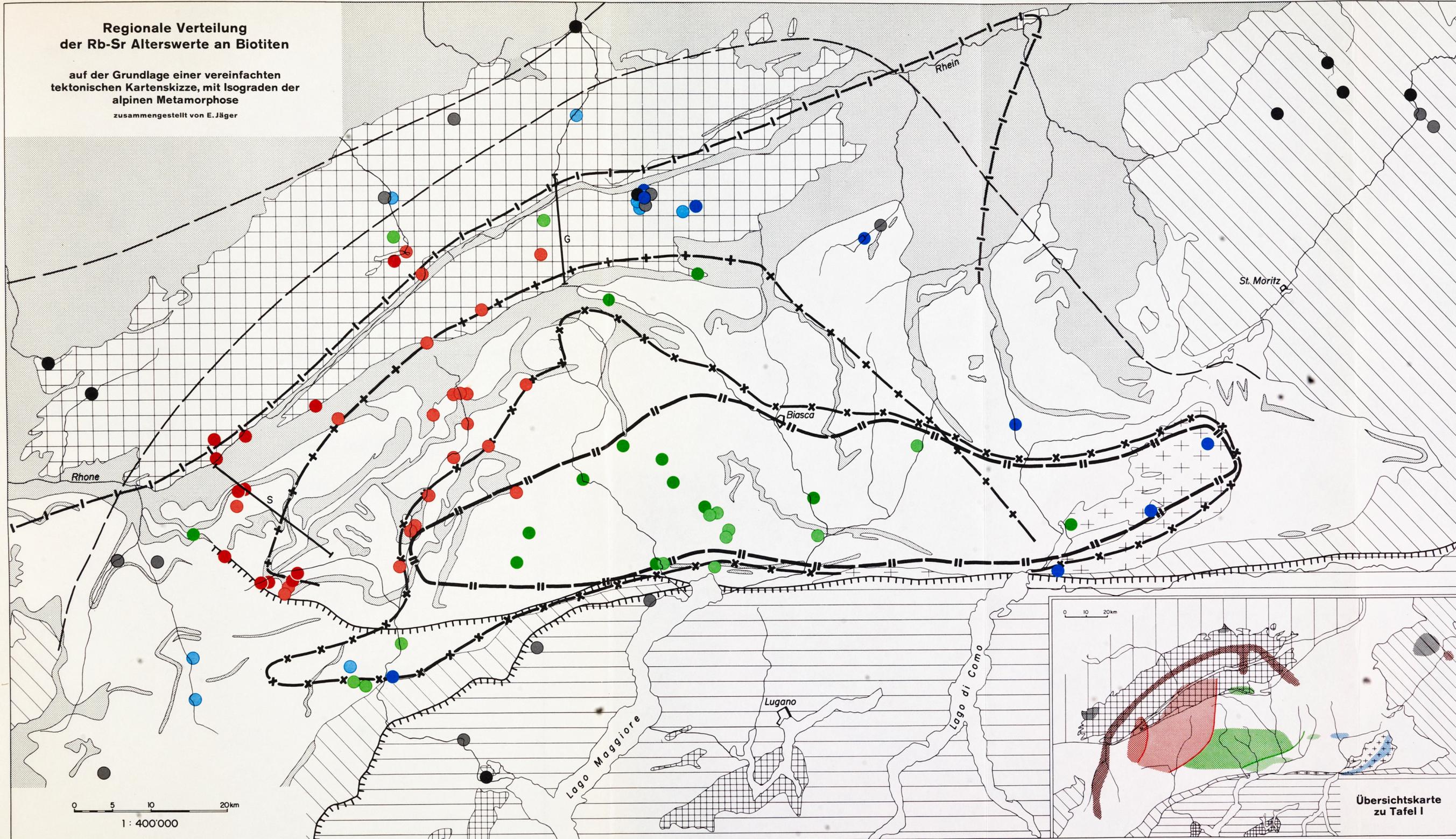
- CLARK, S. P. & NIBLETT, E. R. (1956): *Terrestrial heat flow in the Swiss Alps*. – Mthl. Not. roy. astronom. Soc., geophys. Suppl. 7/4, 176–195.
- EGLI, W. (1966): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin)*. – Diss. ETH Zürich.
- FERRARA, G., HIRT, B., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1962): *Rb-Sr and U-Pb age determinations on the pegmatite of I Mondei*. – *Eclogae* 55/2, 443–450.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen*. – *Eclogae* 57/1, 157–298.
- GANSSEER, A. & DAL VESCO, E. (1962): *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone*. – *SMPM* 42/1, 153–168.
- GAST, P. W. & HANSON, G. N. (1963): *Effects of contact metamorphism on Rb-Sr Systems*. – *Nuclear Geophysics* 38, 25–33.
- Geological Society of America (1965): *Rock-Color Chart*. 2nd printing 1951. – The Rock-Color Chart Committee.
- GRAESER, S. (1965): *Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales*. – *SMPM* 45/2, 597 ff.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E. (1967): *Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose*. – «Étages tectoniques», Colloque à Neuchâtel.
- GRAUERT, B. (1966): *Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland)*. – *Earth and Planetary Sci. Letters* 1, 139–147.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): *Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv*. – *SMPM* 42/1, 6–7.
- (1963): *Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass)*. – *SMPM* 43/1, 235 ff.
- GRÜNENFELDER, M. & STERN, T. W. (1960): *Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs*. – *SMPM* 40/2, 253–259.
- GRÜNENFELDER, M. & HAFNER, S. (1962): *Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits*. – *SMPM* 42, 169–207.
- GRÜNENFELDER, M., HOFMÄNNER, F. & GRÖGLER, N. (1964): *Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv*. – *SMPM* 44/2, 543–558.
- HAFNER, S. (1958): *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.Gotthardpass und Nufenenpass)*. – *SMPM* 38/2, 255 ff.
- HANSEN, J. (in Vorbereitung): *Diss. Univ. Basel*.
- HANSON, G. N., EL TAHLAWI, M. R. & WEBER, W. (1966): *K-Ar and Rb-Sr ages of pegmatites in the south central Alps*. – *Earth and Planetary Sci. Letters* 1, 407–413.
- HARLAND, W. B., SMITH, A. G. & WILCOCK, B. (1964): *The Phanerozoic Time-scale (Holmes Symposium)*. – *Geol. Soc. London*.
- HART, S. R. (1963): *A study of mineral ages in a contact metamorphic zone*. – *Nuclear Geophysics* 38, 62–67.
- (1964): *The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado*. – *J. Geol.* 72, 493–525.
- HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. – *SMPM* 23, 72 ff.
- HUNZIKER, J. C. (1966): *Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provincia di Novara) und Valle di Campo (Kanton Tessin)*. – *SMPM* 46/2, 473 ff.
- JÄCKLI, H. (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. – *Beitr. Schweiz, geotechn. Ser.* 36.
- JÄGER, E. (1962): *Rb-Sr age determinations on Micas and Total Rocks from the Alps*. – *J. geophys. Res.* 67/13, 5293 bis 5306.
- JÄGER, E. & FAUL, H. (1959): *Age measurements on some granites and gneisses from the Alps*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 70, 1553–1558.
- (1960): *Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno*. – *SMPM* 40/1, 10–12.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. & WÜTHRICH, H. (1961): *Rb-Sr Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen*. – *SMPM* 41/2, 255–272.

- JÄGER, E., NIGGLI, E. & BAETHGE, H. (1963): *Two Standard Minerals, Biotite and Muscovite, for Rb-Sr and K-Ar Age Determinations, Sample Bern 4 B and Bern 4 M from a Gneiss from Brione, Valle Verzasca (Switzerland)*. – SMPM 43/2, 465–470.
- JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1964): *Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation*. – SMPM 44/1, 61–81.
- JOOS, M. G. (in Vorbereitung): Diss. Univ. Basel.
- KNUP, P. (1958): *Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli–Valle Vigezzo und Onsernone*. – SMPM 38/1, 83 ff.
- KRUMMENACHER, D., EVERNDEN, J. F. & VUAGNAT, M. (1960): *Sur l'âge absolu de la péridotite micacée de Finero (zone d'Ivrée)*. – Arch. Sci. Genève 13/3, 369–373.
- KULP, J. L. & ENGELS, J. (1963): *Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages*. – Radioactive Dating. Int. Atom. Energy Agency, Vienna, 219 ff.
- KÜNDIG, E. (1926 a): *Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox*. – SMPM 6, 1 ff.
- (1926 b): *Selektive Metamorphose*. – SMPM 6, 294–305.
- LABHART, T. P. (1965): *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz)*. – Beitr. Schweiz, NF 124.
- LÜTHY, H. J. (1965): *Geologie der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung und der penninischen Bündnerschiefer im Blinental, Rappental und Binntal (Oberwallis)*. – Diss. Univ. Bern.
- MCDUGALL, I., COMPSTON, W. & BOFINGER, V. M. (1966): *Isotopic age determinations on Upper Devonian rocks from Victoria, Australia: A revised estimate for the age of the Devonian–Carboniferous boundary*. – Bull. geol. Soc. Amer. 77/10, 1075–1088.
- MELGEREI, F. M. (in Vorbereitung): Diss. Univ. Basel.
- MÜLLER, R. O. (1958): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula*. – SMPM 38/2, 403 ff.
- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – Eclogae 56/2, 755–808.
- NICOLAISEN, L. O. (1961): *Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks*. – Ann. New York Acad. Sci. 91, 198–206.
- NIGGLI, C. R. (1965): *Petrographie und Petrogenese der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass*. – Diss. Univ. Bern.
- NIGGLI, E. in CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – Verlag Wepf & Co., Basel.
- NIGGLI, E. (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. – Int. geol. Congr. Copenhagen, Rept. 21 st. Sess. Norden 13, 132–138.
- (1961): *Bemerkungen zur tertiären regionalen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. – N. Jb. Mineral., Abh. 96, 234–235.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. & JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs*. – Eclogae 49/2, 469–480.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. – Eclogae 58/1, 335–368.
- NIGGLI, P., KÖNIGSBERGER, J. & PARKER, R. L. (1940): *Die Mineralien der Schweizeralpen* (zwei Bände). – Verlag Wepf & Co., Basel.
- OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. – SMPM 35, 320 ff.
- OSBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST. J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G. (1966): *Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern Window, the Eastern Alps*. – Verh. geol. Bundesanst. Wien.
- PASTEELS, P. (1964): *Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes*. – SMPM 44/2, 519–541.
- PLAS, L. VAN DER (1959): *Petrology of the Northern Adula region, Switzerland. (With particular reference to the Glauco-phane-bearing Rocks)*. – Leidse geol. Meded. 24/2.
- PLESSMANN, W. (1957): *Zur Tektonik und Metamorphose der Bündnerschiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs*. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, IIa, math.-physik. Kl. 7.

- PLESSMANN, W. (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Mont Blanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum*. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, IIa, math.-physik. Kl. 7.
- QUERVAIN, F. DE (1932): *Pegmatitbildungen von Brissago*. – SMPM 12, 539 ff.
- ROEVER, W. P. DE & NIJHUIS, H. J. (1963): *Plurifacial alpine metamorphism in Eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the Glaucophane*. – Geol. Rdsch. 53/1, 324–336.
- SCHILLING, J. (1957): *Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola*. – SMPM 37/2, 436 ff.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): *Rb-Sr und U-Pb Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges*. – Eclogae 60/2 (im Druck).
- SCHWANDER, H. & WENK, E. (1967): *Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite*. – SMPM 47/1.
- STAUB, R. (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. – Beitr. Schweiz, NF 46/I.
- (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*. – Beitr. Schweiz, NF 103.
- STECK, A. (1966): *Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv*. – Beitr. Schweiz, NF 130.
- STEIGER, R. (1964): *Dating of orogenic phases in the central Alps by K-Ar ages of Hornblende*. – J. geophys. Res. 69/24, 5407–5421.
- STERN, W. B. (1966): *Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten*. – SMPM 46/1, 137–188.
- STRECKEISEN, A. & NIGGLI, E. (1958): *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen*. – SMPM 38/1, 76–82.
- TROMMSDORFF, V. (1966): *Progressive Metamorphose kieseligler Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon*. – SMPM 46/2, 431–460.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- VOGT, P. (1962): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Peridotitstock von Finero*. – SMPM 42/1, 59 ff.
- WEBER, J. (1957): *Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee*. – SMPM 37/2, 267 ff.
- WEBER, W. (1966): *Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco*. – Diss. ETH, Zürich.
- WEIBEL, M. (1957): *Zum Chemismus der alpinen Adulare II*. – SMPM 37, 545–553.
- WENK, E. (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin)*. – SMPM 23/1, 265 bis 295.
- (1956a): *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. – Eclogae 49, 251–265.
- (1956b): *Alpines und ostgrönländisches-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich*. – Verh. natf. Ges. Basel 67/2, 75–102.
- (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas*. – SMPM 42/1, 139–152.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1963): *Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen*. – SMPM 43/2, 435–463.
- WENK, H. R. (1966): *Die geologische Abbildung, erläutert am Beispiel der Zentralalpen*. – Eclogae 59/2, 777–788.
- WIELAND, H. (1966): *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)*. – SMPM 46/1, 189–303.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. – Berlin, Springer Verlag.
- WIRZ, A. (1945): *Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio*. – Schweiz. paläont. Abh. 65.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer des östlichen Gotthardmassivs*. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa, 1.
- (1958): *Ablauf und Altersverhältnis in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa, 7.
- WÜTHRICH, H. (1963): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv*. – Eclogae 56/1, 103–112.
- (1965): *Rb-Sr Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv*. – SMPM 45/2, 875–971.

Regionale Verteilung der Rb-Sr Alterswerte an Biotiten

auf der Grundlage einer vereinfachten tektonischen Kartenskizze, mit Isograden der alpinen Metamorphose
zusammengestellt von E. Jäger

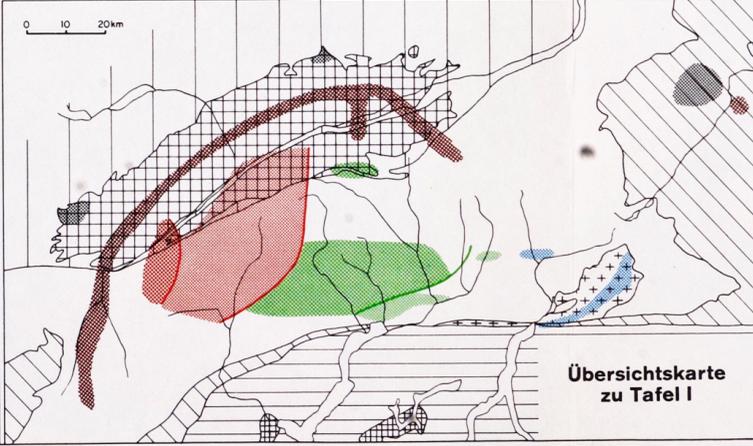


Legende zur Hauptkarte

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Aar-, Gotthard- und Tavetscher Massiv (prätriadische Gesteine) | | < 12 M. J. |
| | Penninische meso- und neozoische Sedimente; helvetische Zone (Perm bis Tertiär) | | 12-15 M. J. |
| | Übrige penninische Gesteine | | 15-18 M. J. |
| | Ostalpine Decken | | 18-20 M. J. |
| | Südalpen | | 20-25 M. J. |
| | Permische Magmatite der Südalpen | | 25-50 M. J. |
| | Tertiäre Granite, Granodiorite und Tonalite (Bergell, Novate, Melirolo) | | 50-200 M. J. |
| | Insubrische Linie und Simplon-Centovalli-Störung (NW-Ast) | | > 200 M. J. |
| | Simplon-(S) und Gotthard-(G) Eisenbahntunnel | | Verbreitungsgebiet von alpinem Stilpnomelan |
| | Nördliche und östliche Begrenzung des Auftretens von alpinem Chloritoid | | Erstes Auftreten von alpinem Staurolith |
| | Umgrenzung des Feldes An > 70% in alpinen Paragenesen Plagioklas-Calcit | | Umgrenzung des Feldes An > 85% in alpinen Paragenesen Plagioklas-Calcit |

Legende zur Übersichtskarte Zonen der Rb-Sr Alterswerte an Biotiten

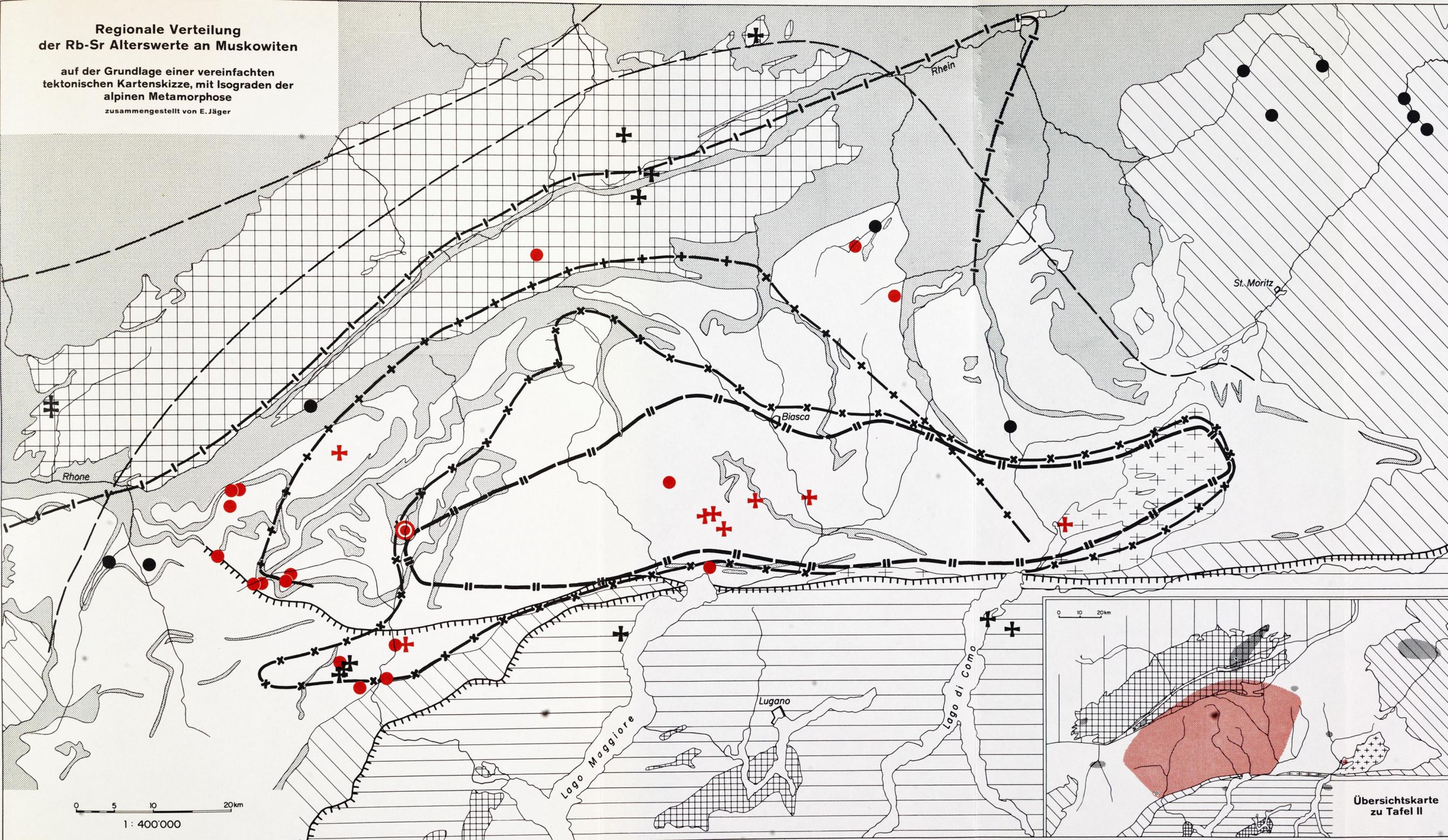
- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Zentralmassive (prätriadische Gesteine) | | < 12 M. J. |
| | Helvetische Zone | | 12-15 M. J. |
| | Penninikum | | 15-18 M. J. |
| | Ostalpine Decken | | 18-20 M. J. |
| | Südalpen | | 20-25 M. J. |
| | Permische Magmatite der Südalpen | | Zone der Mischalter mit Werten von 50-200 M. J. |
| | Tertiäre Eruptiva | | > 200 M. J. |



Übersichtskarte zu Tafel I

Regionale Verteilung der Rb-Sr Alterswerte an Muskowiten

auf der Grundlage einer vereinfachten tektonischen Kartenskizze, mit Isograden der alpinen Metamorphose
zusammengestellt von E. Jäger



Legende zur Hauptkarte

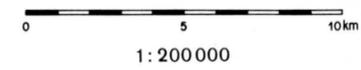
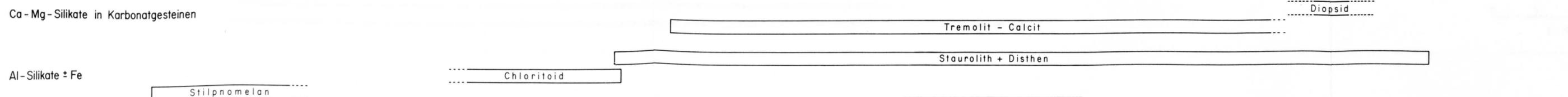
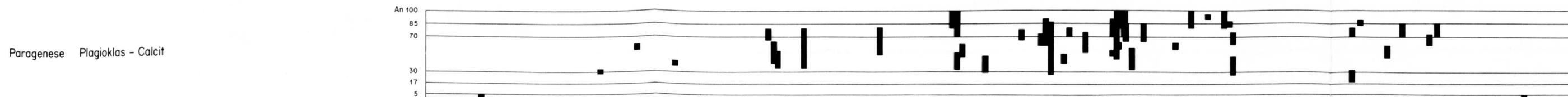
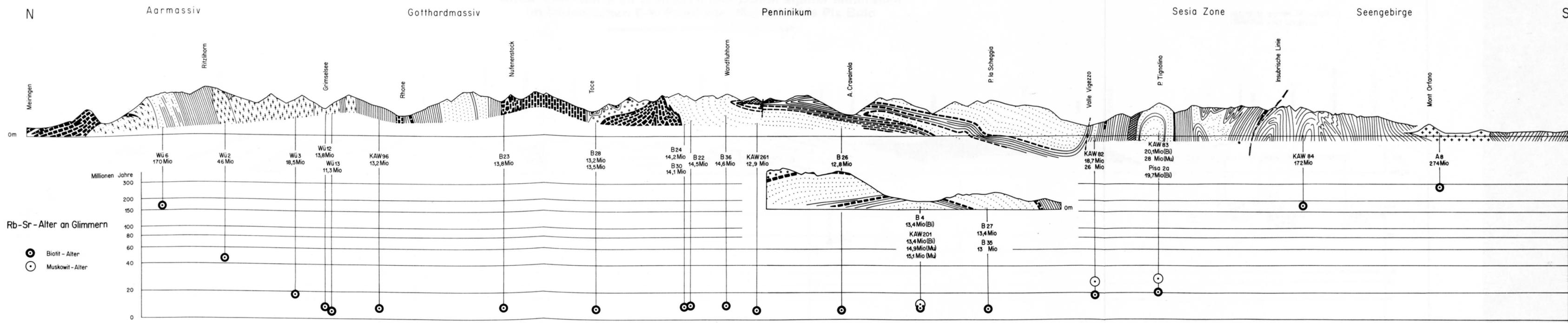
- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Aar-, Gotthard- und Tavetscher Massiv (prätriadische Gesteine) | | Jüngster Muskowit-Alterswert, Verampio, 15 M. J. |
| | Penninische meso- und neozoische Sedimente; helvetische Zone (Perm bis Tertiär) | | < 50 M. J. |
| | Übrige penninische Gesteine | | < 50 M. J. an Pegmatit-Muskowiten |
| | Ostalpine Decken | | > 190 M. J. |
| | Südalpen | | > 190 M. J. an Pegmatit-Muskowiten |
| | Permische Magmatite der Südalpen | | Verbreitungsgebiet von alpinem Stilpnomelan |
| | Tertiäre Granite, Granodiorite und Tonalite (Bergell, Novate, Melirolo) | | Nördliche und östliche Begrenzung des Auftretens von alpinem Chloritoid |
| | Insubrische Linie und Simplon-Centovalli-Störung (NW-Ast) | | Erstes Auftreten von alpinem Staurolith |
| | | | Umgrenzung des Feldes An > 70% in alpinen Paragenesen Plagioklas-Calcit |
| | | | Umgrenzung des Feldes An > 85% in alpinen Paragenesen Plagioklas-Calcit |

Legende zur Übersichtskarte Zonen der Rb-Sr Alterswerte an Muskowiten

- | | | | |
|--|---|--|-------------|
| | Zentralmassive (prätriadische Gesteine) | | < 50 M. J. |
| | Helvetische Zone | | > 190 M. J. |
| | Penninikum | | |
| | Ostalpine Decken | | |
| | Südalpen | | |
| | Permische Magmatite der Südalpen | | |
| | Tertiäre Eruptiva | | |

Übersichtskarte zu Tafel II

Geologisches N-S Profil zwischen Meiringen und Baveno mit Rb-Sr Alterswerten an Glimmern und Zonen alpiner Mineralien zusammengestellt von A. Steck

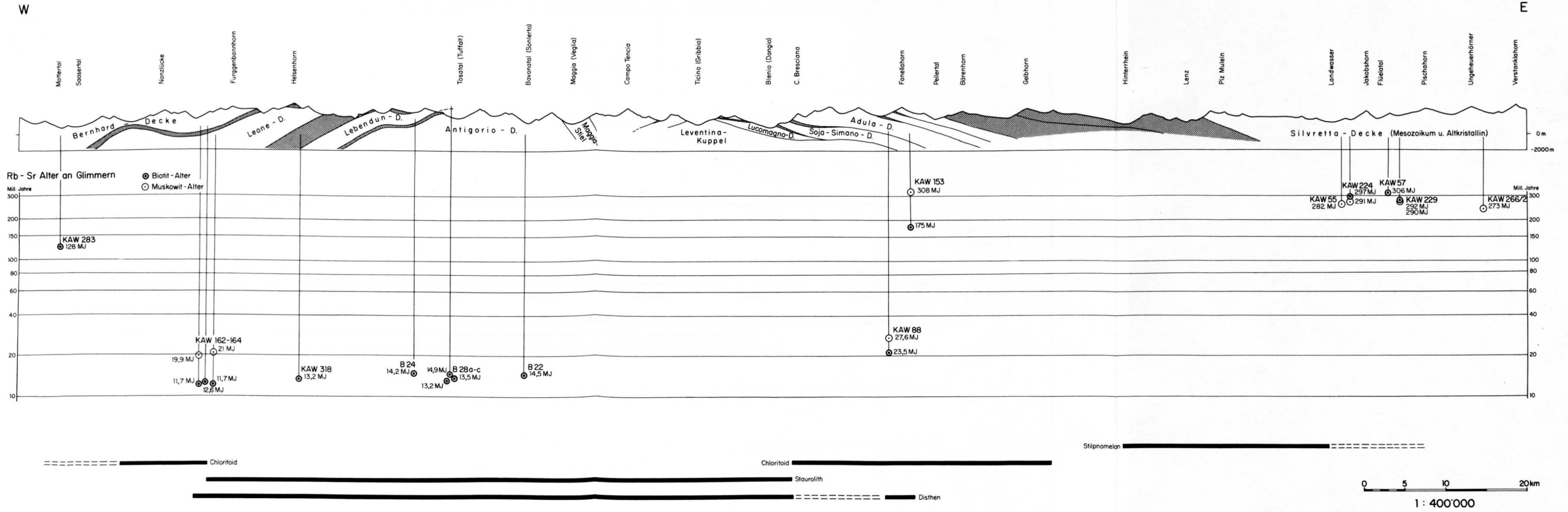


- spätalpidische Störungszone
- mesozoische Karbonatgesteine } teilweise bis vollständige alpidisch metamorph
- mesozoische Ophiolithe }
- Lebendun-Konglomeratgneiss
- leukokrate Gneisse
- mesokrate Gneisse, Amphibolite, Ultrabasika
- Zentraler Aaregranit
- Innertkirchnergranit
- Bavenogranit

Rb-Sr Alterswerte an Glimmern und Zonen alpiner Mineralien im tektonischen E-W Profil vom Mattertal bis Piz Buin

zusammengestellt von H. R. Keusen und E. Niggli

■ pennin. Mesozoikum und Alttertiär



Rb-Sr Alterswerte an Biotiten im tektonischen E-W Profil vom Fletschhorn bis Disgrazia mit Isograden der alpinen Metamorphose und einer Abschätzung der Metamorphose-Temperaturen zusammengestellt von E. Wenk

