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

Band: 66 (1986)

Heft: 3

Artikel: Voralpine und alpine Mineralbildung in der Gneiszone von Erstfeld (Sustenpass, Aarmassiv); der Mechanismus der K-Ar- und Rb-Sr-Verjüngung alpin umgewandelter Biotite

Autor: Schaltegger, Urs

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-50901

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 10.07.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66, 395–412, 1986

Voralpine und alpine Mineralbildung in der Gneiszone von Erstfeld (Sustenpass, Aarmassiv); der Mechanismus der K–Ar- und Rb–Sr-Verjüngung alpin umgewandelter Biotite

von *Urs Schaltegger*[1]

Abstract

The geology and mineralogy of the Sustenpass area (Aar massif, Switzerland) is described. The rocks of this region offer us the possibility of studying hercynian mineral parageneses and their overprint by alpine metamorphism and deformation.

K–Ar and Rb–Sr age determinations on biotite/chlorite mixtures from 5 gneiss samples from the Erstfeld zone, northern Aar massif, show that the two Alpine effects of biotite bleaching and chlorite formation can be distinguished in the isotopic systems, except in the most external sample from the northern margin of the Aar massif. K–Ar results show a proportional Ar and K loss during bleaching of the biotite and addition of the K-free chlorite phase. The Rb–Sr system is changed by addition of common Sr during biotite bleaching and a pronounced loss during chloritization of both mother and daughter isotopes, ^{87}Rb and ^{87}Sr rad respectively. The resulting regression lines are interpreted as mixing lines. Mineralogical observation and isotopic information are condensed in a simple model of hydrothermal biotite alteration during Alpine times.

Keywords: Hercynian parageneses, alpine metamorphism, deformation, age determination, Aar massif.

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Umgebung des Sustenpasses in Gesteinen der Gneiszone von Erstfeld (nördliches Altkristallin des Aarmassivs). Es wurde von SAUER (1905), LOTZE (1914), MORGENTHALER (1921) und anderen eingehend beschrieben, erlebte aber in jüngerer Zeit keine Bearbeitung mehr.

Die Zone von Erstfeld wurde ursprünglich als eigenständiges Granitmassiv interpretiert (z. B. HUGI 1934). HUTTENLOCHER (1947) erkannte ihre Zugehörigkeit zum Altkristallin, von dessen südlicherem Hauptteil sie durch eine Zone in-

[1] Abteilung für Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstr. 9a, CH-3012 Bern.

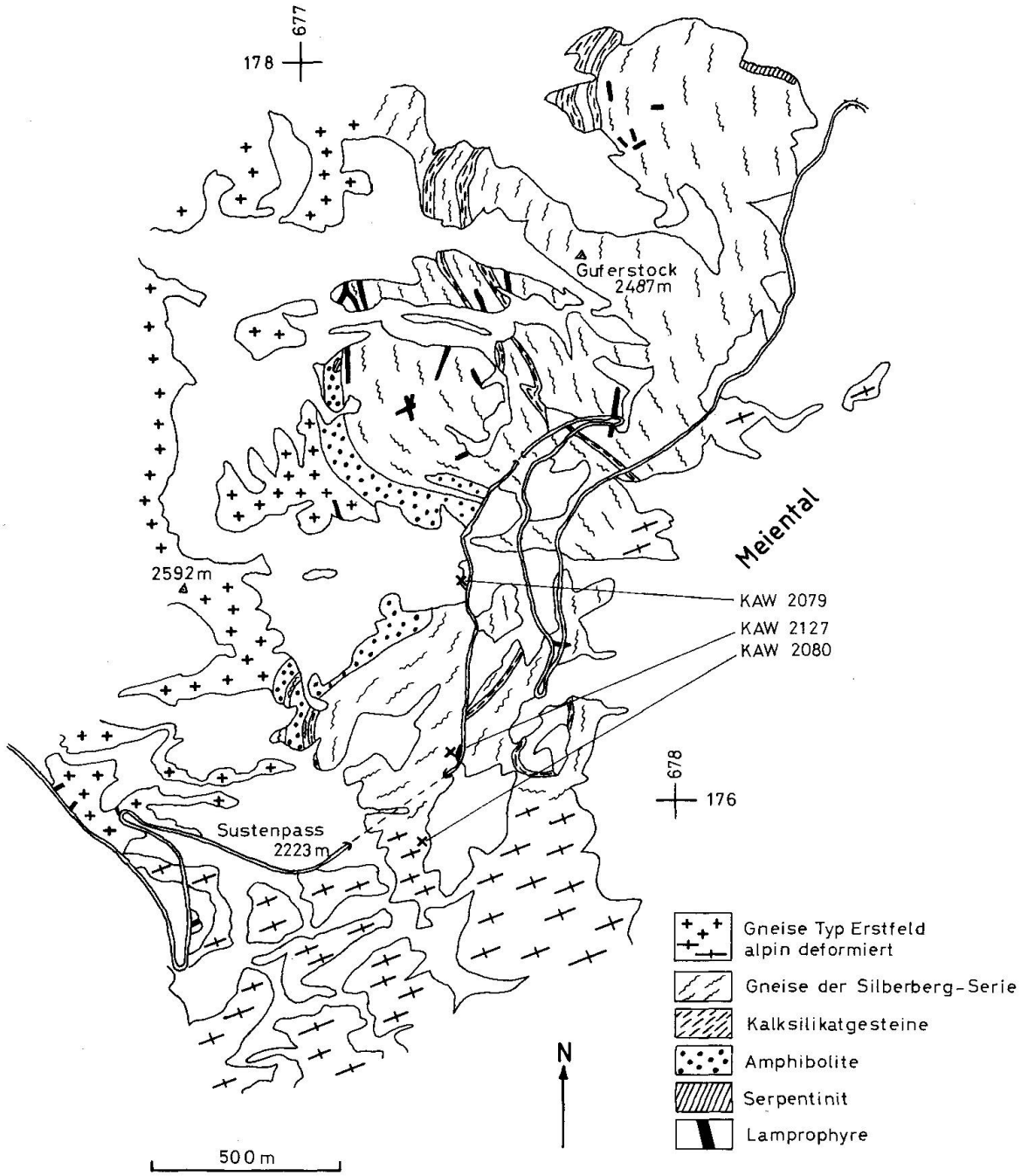

Abb. 1 Geologische Kartenskizze der Umgebung des Sustenpasses (Zone von Erstfeld, Aarmassiv). Das Quartär ist nicht ausgeschieden. Nach SCHALTEGGER (1984).

tensivster alpiner Tektonik, der Zone Lötschen-Färnigen, abgetrennt ist. Innerhalb der Zone von Erstfeld dominieren monotone, lagige Biotit-Plagioklas-Gneise, die durch die alpine Tektonik unterschiedlich stark verschiefert wurden.

Im Gebiet des Sustenpasses findet man jedoch eine Assoziation von Gneisen, Basiten, Ultrabasiten, Kalksilikatgesteinen, sauren und basischen Gängen, deren vor-alpine Strukturen schon LOTZE (1914) und MORGENTHALER (1921) erkannt und beschrieben haben. Die Kartierung und detaillierte Bearbeitung dieser Serie (SCHALTEGGER 1984) zeigte ihre Eigenständigkeit innerhalb der Zone von Erstfeld (Abb. 1). Für diese Serie wird der Name «Silberberg-Serie» vorgeschlagen.

Diese Gesteinsabfolge bietet die Möglichkeit, präalpine Strukturen und Mineralparagenesen und ihre alpine retrograde Überprägung zu studieren. Am Beispiel der typischen lagigen Biotit-Plagioklas-Gneise (Erstfelder Gneise), dem Typgestein der ganzen Zone, wird die Auswirkung der alpinen Metamorphose auf Mineralogie und die Isotopensysteme des Biotits untersucht.

2. Petrographische Beschreibung der Gesteine

2.1. LAGIGE BIOTIT-PLAGIOKLAS-GNEISE VOM TYP ERSTFELD

Dieser gefältelte Lagengneis stellt die Leitlithologie der ganzen Zone dar. Er steht in seiner typischen, alpin kaum veränderten Form in Erstfeld und an einigen Orten entlang der Sustenpassstrasse an. Die dunklen, biotitreichen Lagen führen neben Quarz, Plagioklas und Biotit wenig Sillimanit und Kalifeldspat, die hellen pegmatoiden Lagen reichern Kalifeldspat deutlich an. Dieser ist stark perthitisch entmischt und ohne jede Mikroklin-Gitterung. Die häufigen biotitreichen Ränder dieser hellen Lagen und ebenfalls ihr teilweise diskordantes Auftreten deuten auf einen anatektischen Ursprung hin. Es handelt sich um Lagenmigmatite, deren anatektische Bänderung von einem voralpinen Ereignis gefältelt und gewellt wird. Die Strukturen lassen sich in den Zusammenhang der Grossstruktur der Silberberg-Serie stellen.

Über weite Teile der Zone von Erstfeld sind diese Gesteine durch die alpine Metamorphose in graue bis grünliche Schiefer und Gneise umgewandelt. Als Folge dieser Überprägung bildeten sich Chlorit, Sericit, Albit, Adular, Klinozoisit und Calcit neu.

2.2. DIE GESTEINE DER SILBERBERG-SERIE

Sowohl lithologisch wie strukturell ist die Silberberg-Serie ein Fremdkörper innerhalb der Zone von Erstfeld. Sie weist einen steilachsigen Schlingenbau im

km-Bereich auf, was sich im N–S-Streichen der gebänderten Gesteine äussert. Westlich des Silberbergs (im obersten Gadmental) wie auch östlich davon (im Meiental) liegen die Gesteine hauptsächlich im sogenannten «alpinen» WSW–ENE-Streichen, eine Richtung, die mit Sicherheit schon präalpin angelegt war. Südlich der Sustenpasshöhe werden die alten Strukturen und Gesteine von den Schiefern der Zone Lötschen-Färnigen abgeschnitten.

Die Silberberg-Serie ist eine abwechslungsreiche, feingebänderte Serie von Gneisen, Kalksilikatgneisen und -marmoren, Amphiboliten und Serpentiniten, die von diskordanten Pegmatiten und Lamprophyren durchschlagen werden. Einzig der Leithorizont der Amphibolite besitzt eine Mächtigkeit von 100 Metern.

Gneise

Durchwegs werden Biotit-Plagioklas-Gneise in verschiedenen Varietäten angetroffen: feinkörnige, biotitreiche Gneise mit Crenulationsschieferung, Augengneise, migmatitische Kalifeldspat-führende Gneise neben quarzitischen Gneislagen. Sie enthalten neben den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas (An 20–60) und Biotit noch Kalifeldspat (< 10%), Sillimanit, Turmalin, Granat, braune Hornblende und Titanit.

Als alpine Neubildungen finden wir die gleichen Mineralien wie in den lagigen Biotit-Plagioklas-Gneisen, nämlich Chlorit, Sericit, Albit, Adular, Klinozoisit und Calcit.

Kalksilikatgesteine

Kalksilikat-führende Gneise und Marmore sind beschränkt auf die Silberberg-Serie und werden sonst in der Zone von Erstfeld kaum angetroffen. Sie treten als Linsen, Boudinsreihen oder in 50 m mächtigen Bändern auf, die gute Leithorizonte für den präalpinen Schlingenbau abgeben. Sie grenzen immer an Augengneise.

Neben Kalksilikatgneisen mit Diopsid treten Kalksilikatmarmore mit Calcit, Quarz, Diopsid, idiomorphem Vesuvian mit charakteristischem Sektorbau und optischer Zonierung (im Kern negativ, am Rand positiv), radialstrahligen Wollastonit-Sonnen, idiomorphem Grossular mit deutlichem Zonarbau, Epidot, An-reichem Plagioklas, Apatit und opaken Phasen auf. Alpin retrograd entstanden Klinozoisit, Prehnit, Talk, Sericit, Tremolit, Albit, Calcit und Quarz.

Amphibolite

Die NW-Abgrenzung der Silberg-Serie wird durch einen Amphibolitzug von maximal 100 Metern Mächtigkeit gebildet. Er enthält:

a) *Plagioklas-Amphibolite:* Es sind dunkle, lagige Gesteine mit einzelnen hellen Bändern, meist wirr verfaltet und boudiniert Es sind dies die ältesten sicht-

baren Strukturelemente der ganzen Serie. Die Amphibolite gehen innerhalb 20 bis 50 Metern in die Gneise über, in denen sie noch als Boudins in abnehmender Häufigkeit auftreten. Sie besitzen eine präalpine Paragenese mit verschiedenen Hornblenden, Titanit und basischem Plagioklas. Alpin bildeten sich retrograd Klinozoisit, Prehnit, Calcit, Chlorit und Albit. Darin eingelagert kommen folgende Gesteine vor:

b) *Aktinolith-Amphibolite:* Massige bis leicht lagige, hellgrüne Amphibolite bis Felse mit 60–90 Vol.% aktinolithischer Hornblende.

c) *Granat-Amphibolite:* Sie sind als geringmächtige, konkordante Bänder oder Boudins in den Plagioklas-Amphiboliten zu finden. Einschlussreiche Granate mit Kelyphiträndern liegen in einer diablastischen Matrix mit blaugrünen, grünen und farblosen Hornblenden.

Ultrabasische Gesteine

Auch diese Gesteine treten als Linsen innerhalb der Plagioklas-Amphibolite auf und stehen in einem strukturellen und genetischen Zusammenhang mit den Aktinolith-Amphiboliten.

Die Serpentinite bestehen aus einem Maschengefüge von Chrysotil und Lizardit, neben Aggregaten von Chlorit und opaken Mineralphasen, die wohl ehemalige Phlogopite repräsentieren. Die Serpentinite bilden voralpine Reaktionsränder mit Anthophyllit, Cr-Tremolit und Talk gegen die umliegenden Amphibolite. Die Serpentinisierung kann sowohl herzynisch retrograd als auch alpin erfolgt sein.

2.3. PEGMATITE UND APLITE

In den Gesteinen der Silberberg-Serie findet man diskordante Pegmatitgänge mit blaugrauen Feldspäten, cm-mächtige Aplitgängchen und diffus abgegrenzte pegmatoide Leukosome in Quadratmeter-Grösse. Letztere liegen linsenförmig im allgemeinen Streichen und haben im Detail diskordante Ränder. Biotit, der alte Gneisstrukturen abbilden kann, und Pinit-Pseudomorphosen nach Cordierit charakterisieren den Mineralbestand.

Die pegmatoiden Lagen der Gneise vom Typ Erstfeld werden von den hier besprochenen Bildungen abgeschnitten, sind also älter. Die Pegmatite zeigen Charakteristika von In-situ-Aufschmelzungen mit teilweise intrusivem Verhalten. Auf diese Interpretation wird weiter unten eingegangen.

2.4. LAMPROPHYRE

Im Gelände treten die grün-grauen, meist 1–2 Meter mächtigen Kersantite

entweder als Härtlinge oder alpintektonisch zerschert auf. Sie durchschlagen alle andern Gesteine (ausser den Pegmatiten) und schneiden alle präalpinen Strukturen ab. Sie werden randlich feinkörniger, ohne einen eigentlichen chilled margin.

Die Gänge bestehen aus Phlogopit und Diopsid in einer Matrix aus Feldspäten, Apatit, Chlorit, Calcit und Epidot. Häufig können Quarzfremdlinge, Xenolithe von Nebengestein und Variolen beobachtet werden, letztere sind kugelige Gebilde, die hauptsächlich aus Chlorit, Calcit und Feldspäten bestehen. Alpine Neubildungen sind Aktinolith-Faserbärte an Pyroxen, Chloritpseudomorphosen nach Phlogopit, Sericit, z. T. auch Epidot.

3. Voralpine Strukturentwicklung und Metamorphose

Die Silberberg-Serie weist einen steilachsigen Schlingenbau auf, dessen Faltenachsen steil nach 60° E fallen. Sie enthält noch ältere Strukturen in den Amphiboliten und z. T. auch in den Kalksilikatgneisen. Diese älteren Strukturen bilden mit dem Schlingenbau strukturelle Interferenzen wie wurzellose Falten, Dome-and-basin-Strukturen, Boudinage usw.

Die Schlingentektonik wurde unter amphibolitfaziellen Bedingungen angelegt; die Gesteine wurden vollständig rekristallisiert. Alle Gefüge sind abbildungskristallin. Anhand der Paragenesen in den Kalksilikatmarmoren lassen sich für die voralpine Metamorphose Temperaturen von 600–700 °C und ein $X_{CO_2} < 0.3$ abschätzen (SCHALTEGGER 1984).

Das jüngste präalpine Ereignis repräsentieren die Kalifeldspat- und Cordierit-führenden Pegmatite. Sie entstammen einer posttektonischen Anatexis, die z. T. In-situ-Leukosome, z. T. intrusive Pegmatite bildete. Für die Schmelzreaktionen in Kalifeldspat-freien Ausgangsgesteinen mit Biotit kommen Temperaturen von 735–755 °C bei 2–5 kbar (BROWN UND FYFE 1970) in Frage.

Jüngere Strukturen sind ausnahmslos kaltdeformiert und werden hauptsächlich der alpinen oder einer herzynischen retrograden Metamorphose zugeschrieben.

Gedanken zur voralpinen Entwicklungsgeschichte

Die Silberberg-Serie mit ihrer Assoziation von Gneisen, Kalksilikatgesteinen, Amphiboliten und Metakonglomeraten wird als paragene Abfolge gedeutet. Die Wechsellagerung mergeliger, kalkiger und psammitischer Gesteine grenzt in einem diffusen Kontakt an Amphibolite und Ultrabasite, deren Ursprung orthogen sein muss. Das paragene Material dürfte präkambrischen Detritus enthalten, wie das GULSON UND RUTISHAUSER (1976) am Lauterbrun-

nen-Kristallin gezeigt haben. Schweremineralkonzentrate zeigen die typisch gerundeten paragenen Zirkone.

Die penetrative Gefügeprägung, welche alle Gesteine miteinander erfasste, ist mit Sicherheit älter als 312 Ma (Biotit-Abkühlalter, siehe Kap. 6). Da jedoch ein relativ seichtes Niveau des herzynischen Orogens angeschnitten ist (Intrusionshöhe des Zentralen Aaregranits, Trias-Überlagerung), muss für die hochgradige, kompressive Schlingentektonik mindestens ein frühherzynisches Alter angenommen werden. Die herzynischen Mineralalter wären demnach nur auf Reequilibrierung bei der Abkühlung zurückzuführen.

4. Alpine Deformation und Metamorphose

FREY et al. (1980) und BREITSCHMID (1982) zeigten, dass der Übergang Autochthon–Altkristallin am Nordrand des Aarmassivs im Reusstalquerschnitt bereits in die Epizone der alpinen Metamorphose fällt (270–300 °C, 2 kbar). Für das Gebiet des Sustenpasses muss man also mit Temperaturen um 300 °C rechnen, was sich auch in geöffneten Biotit-Alterssystemen äussert. Bei den retrograden Mineralbildungen (Sericit, Chlorit, Albit, Adular, Klinozoisit, Prehnit usw.) kann nicht sicher entschieden werden, ob sie der alpinen oder einer herzynischen retrograden Metamorphose zugeschrieben werden müssen.

Die alpine Deformation der vorliegenden Gesteine ist äusserst unterschiedlich. Die Verformung ist auf diskrete Kataklasitzonen (selten Mylonite) beschränkt, zwischen denen kaum deformierte Bereiche mit gut erhaltenem präalpinem Mineralbestand liegen. Das geringe Ausmass alpiner Mineralreaktionen in diesen Bereichen deutet auf einen kleinen Fluiddurchsatz hin. Die Quarzdeformation ist im Übergangsbereich Warm/Kalt-Deformation anzusiedeln. Die Verformung wird von Mineralreaktionen begleitet, welche die Duktilität der Gesteine erhöhen. Die inhomogene Verformung äussert sich sowohl im mikro- wie auch im mesoskopischen Bereich. Nähert man sich der Zone von Lötschen-Färnigen, die mesozoische Sedimente eingekeilt enthält, werden die Gesteine mehr und mehr durch eine Scherflächenfoliation überprägt. Diese alpine Hauptschieferung lässt im mikroskopischen Bereich Altbestandsreste übrig, schneidet aber die präalpinen Grossstrukturen ab.

Jüngere alpine Strukturen sind die flachen Überschiebungsbahnen, die mit dem Deckentransport in Zusammenhang gebracht werden (LABHART 1967). Sie liegen horizontal und zeigen eine Harnischstriemung mit der Richtung 320° N. Zusätzlich tritt ein NE–SW-streichendes, steiles Bruchsystem auf.

Retrograde Mineralreaktionen laufen im Subsolidusbereich ab. Es sind Ionenreaktionen im Sinne von EUGSTER (1970) in einer fluiden Phase. Der alpine Fluiddurchsatz konzentrierte sich an Orten grösserer Verformung (Kataklasit-Zonen) und entlang von alpinen Zerrkluftrissen. Optisch manifestiert sich die-

ser Effekt in der Grünfärbung der Gesteine, der auf die Chloritisierung des Biotits zurückzuführen ist. Mineralogisch lassen sich im Körnerpräparat zwei Effekte auseinanderhalten: Die herzynischen rotbraunen Biotite werden leicht gebleicht und verlieren ihren Rotton. Daneben wächst Chlorit sekundär nach Biotit, vor allem entlang den Rändern, aber auch basisparallel.

Es finden sich also nur Meter oder Dekameter voneinander entfernt praktisch unversehrte präalpine neben alpin stark veränderten Mineralparagenesen. Anhand der Rb–Sr- und K–Ar-Alterssysteme in Biotit wird nun versucht, mit Proben aus tektonisch geschonten und gescherten Partien den Einfluss der hydrothermalen Phase auf die Biotite zu charakterisieren. Da in diesen Proben immer Biotit/Chlorit-Verwachsungen vorliegen, kann abgeklärt werden, ob die bereits bekannten Mischalter, z.B. WÜTHRICH (1965), durch mechanische Mischung Biotit/Chlorit oder durch ein teilweises Zurücksetzen der Biotit-Alterssysteme verursacht wurden.

5. Altersbestimmungen

5.1. METHODIK

Für die Altersbestimmungen wurden 30-kg-Proben gesammelt und mit Standardmethoden (Backenbrecher, Scheibenmühle, Siebmaschine, Magnetseparator) aufbereitet. So enstanden eine Reihe von «natürlichen» Korngrössenfraktionen, die >99% Biotit und Chlorit enthielten. Durch Mahlen unter Äthanol p.A. in einer Achatmühle und nochmaliges Sieben erhielt man «künstliche» Korngrössenfraktionen, was die magnetische Auftrennung von Chlorit und Biotit ermöglichte. Die analysierten Präparate bestehen zu 100% aus Biotit und Chlorit mit unterschiedlichen Mengenverhältnissen (Tabelle 1). Die Verhältnisse wurden im Mikroskop abgeschätzt und zur Kontrolle auf dem Diffraktometer semiquantitativ bestimmt. Die Gesamtgesteine wurden 15 Stunden unter Äthanol p.A. in Achatmühlen gemahlen.

Kalium wurde in zwei Verdünnungen der gleichen Probe auf einem Beckman-Flammenphotometer bestimmt (PURDY und JÄGER 1976). Argonextraktion und Reinigung erfolgte auf der von (FLISCH 1982) beschriebenen Apparatur. Die Argon-Isotopenverhältnisse wurden nach Zugabe eines hochangereicherten ^{38}Ar spikes mittels eines statisch betriebenen MM-1200-Massenspektrometers bestimmt.

Rb- und Sr-Konzentrationen wurden auf einem AVCO-Massenspektrometer mit Dreibandionenquelle bestimmt. Die Daten wurden on line von einem PDP 11-Computer erfasst und verarbeitet.

Typische analytische Fehler sind ±1% für K, ±1% für das K–Ar-Alter, ±1% für das $^{87}Rb/^{86}Sr$-Verhältnis und ±0.03% für das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis (alles

Tab. 1 Korngrössen, Biotit/Chlorit-Verhältnisse und die vermuteten erfassten Kornbereiche der Mineralfraktionen von KAW 2079 und 2080. Korngrössenangaben in mesh.

Probebezeichnung		natürliche/künstliche Korngrösse	Gehalt an Biotit	Gehalt an Chlorit	Kornbereich
KAW 2079	I	35-50/40-80	95 %	5 %	Kern
	II	50-90/>80	92 %	8 %	
	III	50-90/80-100	88 %	12 %	Rand
KAW 2080	I	35-50/40-80	20 %	80 %	Kern
	II	50-90/40-80	15 %	85 %	
	III	50-90/80-100	10 %	90 %	Rand
KAW 2127	I	50-90/50-100	80 %	20 %	
	II	50-90/<100	65 %	35 %	

1 Sigma). Die Isochronen wurden nach York (1969) gerechnet. Für die Altersberechnung wurden die von Steiger und Jäger (1977) vorgeschlagenen Konstanten verwendet.

5.2. PROBENMATERIAL

Mit KAW 2079 und 2080 wurden zwei Gneisproben gesammelt, die sich im Grad der alpinen metamorphen Überprägung stark unterscheiden. Die Glimmer-Konzentrate dieser beiden Proben decken eine sehr grosse Spannbreite des Biotit/Chlorit-Verhältnisses ab. Der Anteil Chlorit nimmt mit abnehmender Korngrösse zu. Mit der Lamprophyrprobe sollte untersucht werden, ob die Biotite anderer Lithologien den gleichen Gesetzmässigkeiten während der Altersverjüngung unterliegen.

Zum Teil konnte auf Probenmaterial von Wüthrich (1965) zurückgegriffen werden. Die verwendeten Proben sind folgende:

KAW 87: Erstfeld-Bocki 690.750/187.825; alpin kaum beeinflusster, lagiger Biotit-Plagioklas-Gneis mit unversehrten Biotiten ohne Chloritisierung; Typlokalität des Gesteins.

KAW 46: Sustenstrasse, Gadmental 675.000/176.325; gleiches Gestein mit alpiner Schieferung, Biotite stark chloritisiert.

KAW 2079: Sustenloch nördlich Sustenpasshöhe 677.460/176.470; gleicher Gneis mit schwacher alpiner Überprägung, nur untergeordnet Chloritisierung der Biotite.

KAW 2080: Sustenpasshöhe, alte Strasse 677.350/175.890; Chlorit-Sericit-Gneis, alpin stark umgeprägt.

KAW 2127: Sustenpasshöhe 677.400/176.080; alpin verschieferter Lamprophyr mit magmatischen Biotiten, die in die alpine Schieferung einrotiert sind.

5.3. K-Ar-RESULTATE (S. TABELLE 2)

Beide Korngrössen von KAW 87 besitzen ein unverändertes herzynisches Abkühlalter, das mit dem Rb-Sr-Alter von WÜTHRICH (1965) von 312 ± 12 Ma (neue Konstanten, Mittel zweier Messungen, s. Tabelle 2) übereinstimmt. Die Mineralfraktionen von KAW 2079, 2080, 2127 und 46 besitzen mit abnehmender Korngrösse niedrigere Alterswerte, was mit dem zunehmenden Chloritgehalt korrespondiert. Da für die Chloritisierung ein alpines Alter angenommen wird, repräsentieren die erhaltenen Werte Mischalter. Sie lassen sich durch mechanische Biotit-Chlorit-Mischungen, aber auch durch Ar-Verlust des Biotit-Systems erklären.

Stellt man die Resultate im ^{40}Ar rad-^{40}K-Diagramm nach HARPER (1970) dar (Abb. 2), zeigt sich folgende Konstellation: Die beiden Fraktionen von KAW 87 deuten auf ein herzynisches Alter von 312 Ma, das keine spätere Störung des K-Ar-Systems mehr erlebt hat. Nach der Theorie von HARPER (1970) müssen alle Proben mit gleichem Alter und ungestörtem K-Ar-System eine Gerade ergeben, die durch den Nullpunkt geht. Die Biotitwerte der Proben KAW 87, 46, 2079, 2080 und 2127 liefern demnach, der Schliessung ihrer Systeme zu herzynischer Zeit entsprechend, eine Referenzgerade, die in Abb. 2 als strichlierte Linie eingezeichnet ist. Heute liegen die Probenpunkte mit Ausnahme von KAW 46 im Diagramm unterhalb von KAW 87 auf einer Parallelen zur herzynischen Referenzgeraden mit negativem y-Achsen-Abschnitt. Für diese lineare Anordung wird folgende Interpretation vorgeschlagen (vgl. Abb. 3):

Die Biotite der Proben KAW 2079, 2080 und 2127 erlebten während der alpinen hydrothermalen Überprägung eine Temperaturerhöhung und Durchfluss von fluiden Phasen. Wegen seiner schwächeren Bindung an das Biotitgitter wird dabei ^{40}Ar rad selektiv aus dem Biotitgitter gelöst, bevor das Mutterisotop ^{40}K mobil wird. Dieser Vorgang ist in Abb. 3 durch A bezeichnet. Beim Zusammenbruch des Biotitgitters und der Umwandlung in Chlorit werden dann ^{40}K und ^{40}Ar rad in einem festen Verhältnis freigesetzt, entsprechend dem unterschiedlichen Chloritisierungsgrad in verschiedenen Absolutmengen (B, C, D in Abb. 3). Dabei geht dem verbleibenden Biotitgitter ein zusätzlicher Anteil schwach gebundenes ^{40}Ar rad verloren, der proportional zum Chloritisierungsgrad ist. Durch diesen proportionalen Prozess kommen die Analysepunkte auf

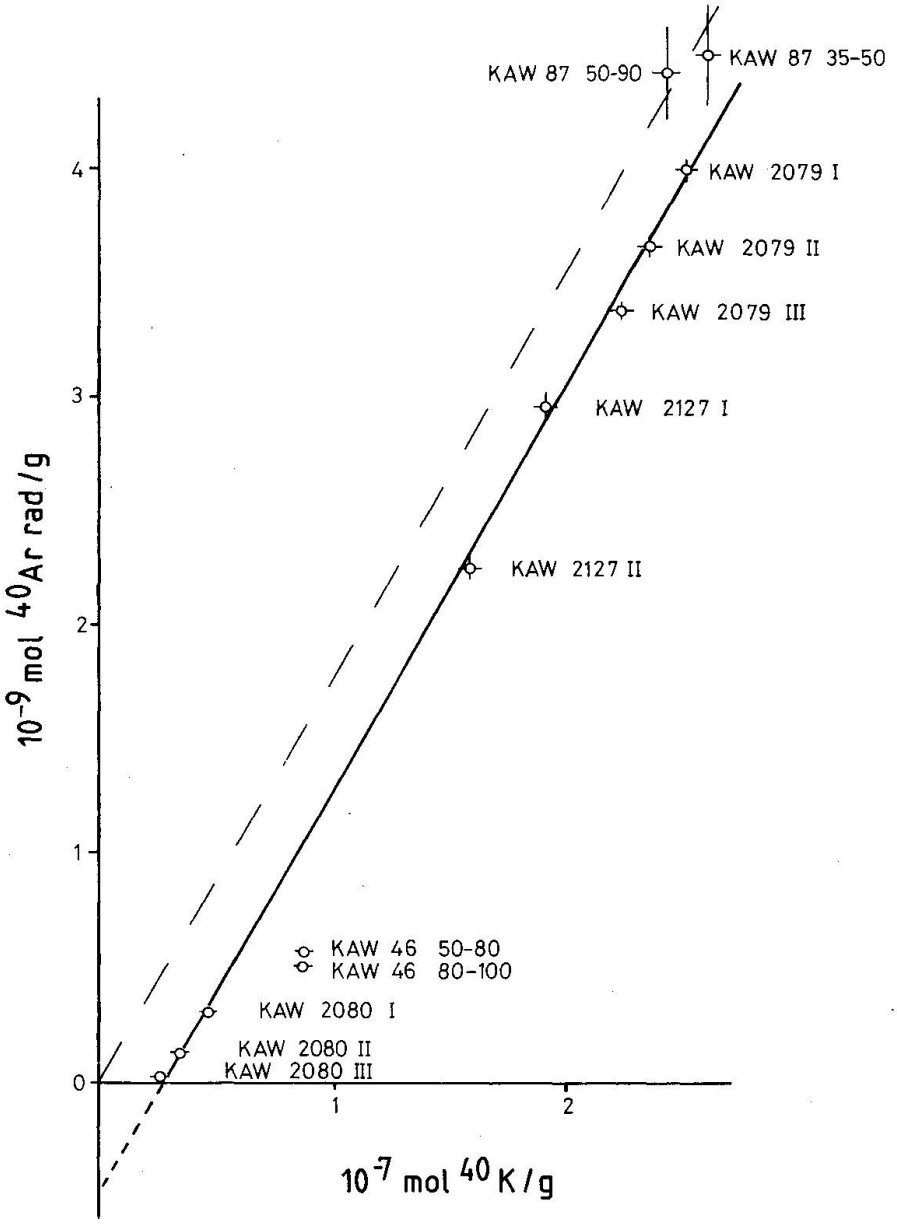

Abb. 2 ^{40}Ar rad-^{40}K-Diagramm nach HARPER (1970). KAW 87 besitzt ein ungestörtes, herzynisches Alterssystem, das konkordante Alter für zwei Korngrössen und für zwei verschiedene Zerfallssysteme ergibt (312 Ma). Die herzynische Referenzgerade ist als strichlierte Linie eingezeichnet. Die Mineralfraktionen von KAW 2079, 2127 und 2080 zeigen einen gemeinsamen, proportionalen ^{40}Ar rad- und ^{40}K-Verlust während der Chloritisierung zu alpiner Zeit, welcher die herzynische, lineare Anordnung bewahrte. Die beiden Kornfraktionen von KAW 46 liegen unterhalb dieser Geraden, was mit einem grösseren ^{40}Ar rad-Verlust begründet wird. Probenbezeichnungen in Tab. 1.

eine Gerade zu liegen, die parallel der herzynischen Referenzgeraden ist. Die Erhaltung der herzynischen Steigung muss als Zufall bewertet werden. Dies ist um so erstaunlicher, weil die alpine fluide Phase bei allen bearbeiteten Proben Argon mit gleicher Isotopenzusammensetzung enthalten haben muss. Das heutige Alter der einzelnen Fraktionen ist damit nur vom Chloritanteil der Biotite abhängig. Der Intersektionspunkt der durch die Probenpunkte konstruierten

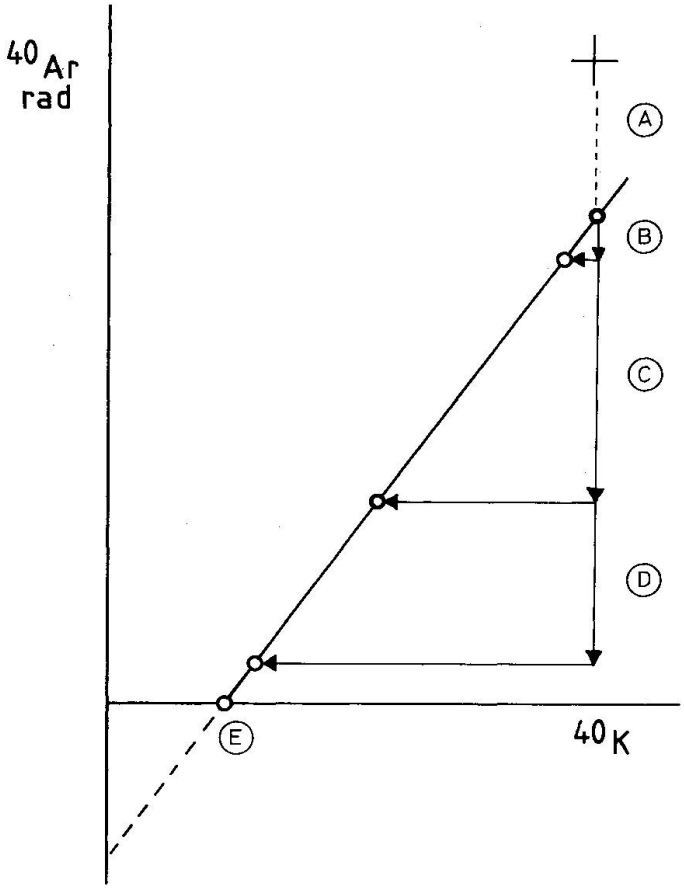

Abb. 3 Modell der Überprägung des K-Ar-Systems: Während der alpinen, hydrothermalen Überprägung wird zuerst ^{40}Ar rad selektiv aus dem Gitter gelöst (A), bei stärker chloritisierten Proben tritt ein Prozess an diese Stelle, der ^{40}K und ^{40}Ar rad in einem festen Verhältnis freisetzt. Je nach Chloritisierungsgrad werden verschiedene Absolutmengen ^{40}K bzw. ^{40}Ar rad freigesetzt (B, C, D). Der Punkt E erlebte einen vollständigen Ar-Verlust zum Zeitpunkt dieser Überprägung.

Geraden mit der x-Achse (E in Abb. 3) zeigt den vollständigen ^{40}Ar-rad-Verlust zum Zeitpunkt der Chloritisierung an. Diese Probe besteht zu 90 Vol.% aus Chlorit und entspricht etwa der Fraktion KAW 2080 III.

Bei den vorliegenden Resultaten handelt es sich um geologisch nicht signifikante Alterswerte, die durch partielle Verjüngung und Mischung zustande gekommen sind. Das kleinste gemessene Alter, 27.9 Ma, wird v.a. vom Restbetrag Kalium im zurückgebliebenen Anteil ausgebleichten Biotits bestimmt. Der Zeitpunkt der Chloritisierung ist damit nicht datierbar. Nach DEMPSTER (1986) ist jedoch der Höhepunkt der alpinen Metamorphose im nördlichen Aarmassiv bei minimal 25 Ma anzusetzen. Es ist anzunehmen, dass die Biotite kurz vor oder während des Metamorphose-Höhepunkts chloritisiert wurden.

Die beiden Fraktionen von KAW 46 liegen unterhalb der Regressionsgeraden, was auf einen grösseren anfänglichen Ar-Verlust rückschliessen lässt. Als Ursache wird eine leicht höhere Metamorphosetemperatur angenommen.

Aus Abb. 2 kann geschlossen werden, dass die Biotite des Lamprophyrs KAW 2127 ursprünglich gleich alt wie die Gneisbiotite waren, da sie vor der alpinen Überprägung auf der gleichen Referenzlinie im HARPER-Diagramm lagen. Diese Gänge intrudierten demnach ihre Wirtgesteine bei Temperaturen über 300 °C, so dass Lamprophyr- und Gneisbiotite vor 312 Ma gleichzeitig die Schliessungstemperatur erreichten.

5.4. Rb-Sr-RESULTATE (S. TABELLE 2)

Die Resultate der Tab. 2 zeigen die Abhängigkeit des Rb/Sr-Verhältnisses vom Chloritanteil der analysierten Präparate. Mit zunehmendem Chloritgehalt nimmt Rb kontinuierlich auf 1/10 des Ursprungswertes ab, Sr ungefähr auf das 6fache zu. Mit den entsprechenden Gesamtgesteinen korrigiert, ergeben die Glimmerfraktionen unterschiedliche, vom Chloritisierungsgrad abhängige Alter, nämlich 308.5, 306.0 und 301.9 Ma für KAW 2079 und 243.9, 288.2 und 316.1 Ma für KAW 2080. Die alpine hydrothermale Überprägung hat also ebenfalls die Rb-Sr-Systeme geöffnet.

Im Sr-Entwicklungsdiagramm (Abb. 4) bilden die drei Glimmerfraktionen der beiden Altersproben je eine Regressionsgerade von 316 ± 2 Ma (KAW 2079) bzw. 193.6 ± 1.2 Ma (KAW 2080). Wenn 312 ± 10 Ma als unverjüngtes Abkühlalter der herzynischen Metamorphose akzeptiert wird (KAW 87), sind die Werte sowohl des Gesamtgesteins-korrigierten Alters von KAW 2079 I (Fraktion 35-50/40-80) wie auch der Regressionsgeraden KAW 2079 innerhalb des Fehlers mit diesem unverjüngten Abkühlalter identisch, untereinander liegen sie aber ausserhalb des 1-Sigma-Fehlers. Zufälligerweise hat auch der Gesamtgesteins-korrigierte Punkt KAW 2080 III (Fraktion 50-90/80-100) einen ähnlichen Alterswert von 316.1 Ma. Die Übereinstimmung ist rein zufällig, um so mehr als die Korrekturen mit den Gesamtgesteinen nicht einwandfrei sind, denn die fluide Phase bildete das Austauschreservoir für die Biotite und nicht das Gesamtgestein. Bei KAW 2080 führt dies zu grossen Unterschieden zwischen den Gesamtgesteins-korrigierten Altern der einzelnen Fraktionen. Bei KAW 2079 war das Fluid/Gesteins-Verhältnis zu klein, um sich bei der Gesamtgesteins-Korrektur der einzelnen Fraktionen auszuwirken.

Die Regressionsgerade von KAW 2079 bildet variable ^{86}Sr- und ^{87}Sr-rad-Gehalte bei praktisch gleichbleibenden ^{87}Rb-Werten ab. Die Zufuhr von Sr common erhöht den Sr-Gehalt der Glimmer von 11.4 auf 19.8 ppm, gleichzeitig wird der ^{87}Sr-rad-Gehalt erniedrigt. Die Effekte dieser Sr-common-Zufuhr und ^{87}Sr-rad-Abfuhr sind proportional, analog dem K-Ar-System. Die Regressionsgerade ist eine Mischungslinie ohne geologische Aussagekraft. Ihr «Initial» auf der y-Achse ist mit 0.702 geologisch auch schwer zu erklären, da es

Tab. 2 K-Ar- und Rb-Sr-Resultate von Biotiten und Gesamtgesteinen aus Gneisen der Zone von Erstfeld. Korngrössenangaben in mesh.

Probe Korngrösse	%K	%40Ar rad	ccm 40Ar rad E-6/g	Alter (Ma)	87Rb ppm	Sr ppm	87Sr rad ppm	87Sr/86Sr	87Rb/86Sr	Alter (Ma)
KAW 46										
50-80	2.91	94.03	12.96	111.1+-1.8	65.4	15.5	0.163	0.817	43.59	170+-27[1)]
80-100	2.91	94.63	11.50	98.9+-1.5	-	-	-	-	-	-
KAW 87										
35-50	7.69	97.15	102.06	312.7+-10.7	112	3.65	0.504	2.136	317.3	316+-12[1)]
					114	3.25	0.501	2.305	363.3	308+-12[1)]
50-80	7.48	96.96	99.41	312.1+-12.9	-	-	-	-	-	-
KAW 2079										
Gesamtgestein	-	-	-	-	35.21	300.60	0.2478	0.71839	1.199	-
35-50/40-80	7.56	99.09	89.41	281.2+-4.9	116.63	11.40	0.5154	1.19004	108.631	308.5+-3.2
50-90/>80	7.31	89.70	82.24	264.8+-5.3	112.85	16.84	0.4966	1.02060	70.599	306.0+-3.2
50-90/80-100	7.12	99.02	76.07	255.8+-5.5	109.39	19.84	0.4762	0.96134	57.751	301.9+-3.1
KAW 2080										
Gesamtgestein	-	-	-	-	34.75	258.52	0.1943	0.71764	1.375	-
35-50/40-80	1.55	92.91	7.10	114.2+-5.0	33.69	64.08	0.1351	0.73156	5.386	243.9+-4.4
50-90/40-80	1.19	85.75	2.71	57.6+-6.9	24.89	72.20	0.1165	0.72648	3.530	288.2+-7.2
50-90/80-100	0.92	79.87	1.00	27.9+-1.5	18.54	62.99	0.0927	0.72502	3.014	316.1+-9.2
KAW 2127										
50-90/50-100	6.26	98.89	65.55	251.1+-5.0	-	-	-	-	-	-
50-90/<100	5.34	96.39	50.64	228.9+-6.1	-	-	-	-	-	-

1) Rb-Sr-Daten aus WÜTHRICH (1965): Alter mit neuen Konstanten gerechnet.

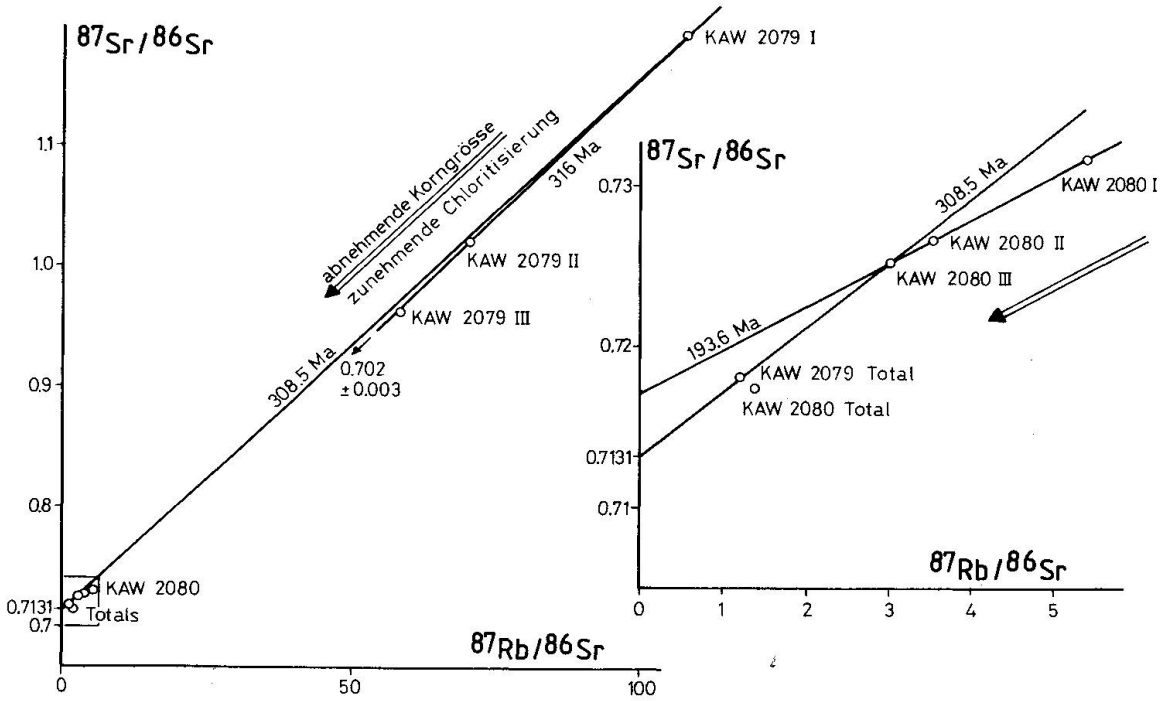

Abb. 4 Rb-Sr-Evolutionsdiagramm: Die Isochrone mit dem Alter 308.5 Ma ist in beiden Diagrammen die Verbindungslinie des Gesamtgesteins mit der Fraktion KAW 2079 I. Das rechte Diagramm ist die vergrösserte Darstellung des markierten Ausschnitts im linken Diagramm. Die Mineralfraktionen der Gneise beschreiben Mischgeraden, die durch Sr-common-Zufuhr, ^{87}Sr rad- und ^{87}Rb-Abfuhr mit zunehmender Chloritisierung zu erklären sind. Probenbezeichnungen in Tab. 1.

sich bei den untersuchten Gneisen um paragenes Material handelt und ein wesentlich höheres Initial zu erwarten wäre. Mischungsgeraden von unterschiedlich überprägten Biotiten, durch Sr-common-Zumischung und gleichzeitiger Abfuhr von ^{87}Sr rad gebildet, beschrieben ebenfalls BIELSKI et al. (1979) aus dem Sinai-Gebiet. Das «Initial» dieser Mischungsgeraden lag dort um 0.64, was jede geologische Interpretation von vornherein ausschloss.

Die Sr-common-Zufuhr lässt sich mit der Ausbleichung der Biotite korrelieren. Während der Chloritisierung verlieren jedoch die Biotite ^{87}Sr rad und gleichzeitig Rb. Dies äussert sich in der Abnahme des ^{87}Rb von 33.7 auf 18.5 ppm und des ^{87}Sr rad von 0.1351 auf 0.0927 ppm von der gröbsten bis zur feinsten Fraktion von KAW 2080. Diese Abfuhr muss ebenfalls proportional erfolgt sein, denn es resultiert daraus eine weitere Mischgerade, nämlich die Regressionsgerade von KAW 2080 mit einem scheinbaren Alter von 193.6 Ma.

Abb. 5 (a) ^{87}Sr/^{86}Sr-1/^{86}Sr-Diagramm der analysierten Biotit-Chlorit-Mischungen. Es liegt eine reine Mischung der beiden Endglieder Biotit bzw. Chlorit vor.
(b) ^{40}Ar-rad- und K-Gehalt der Mischungen gegen den Gehalt an Biotit aufgetragen, liefert Angaben über die Gehalte an ^{40}Ar rad und Kalium in den Endgliedern. Das Chlorit-Endglied enthält weder radiogenes Ar noch K (Punkte: K-Gehalte; Kreise: ^{40}Ar-rad-Gehalte).
(c) ^{87}Sr/^{86}Sr bzw. Rb gegen den Biotitgehalt der Mischung aufgetragen: Das Chlorit-Endglied enthält 25 ppm Rb und besitzt ein ^{87}Sr/^{86}Sr-Verhältnis von etwa 0.720 (Punkte: Rb-Gehalte; Kreise: Sr-Isotopen-Verhältnisse).

Abb. 5 (a)

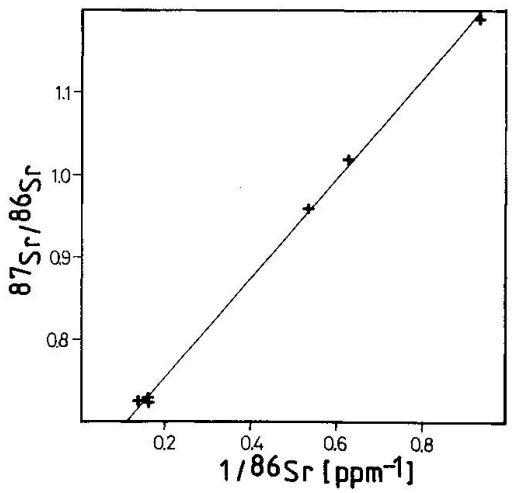

Abb. 5 (b)

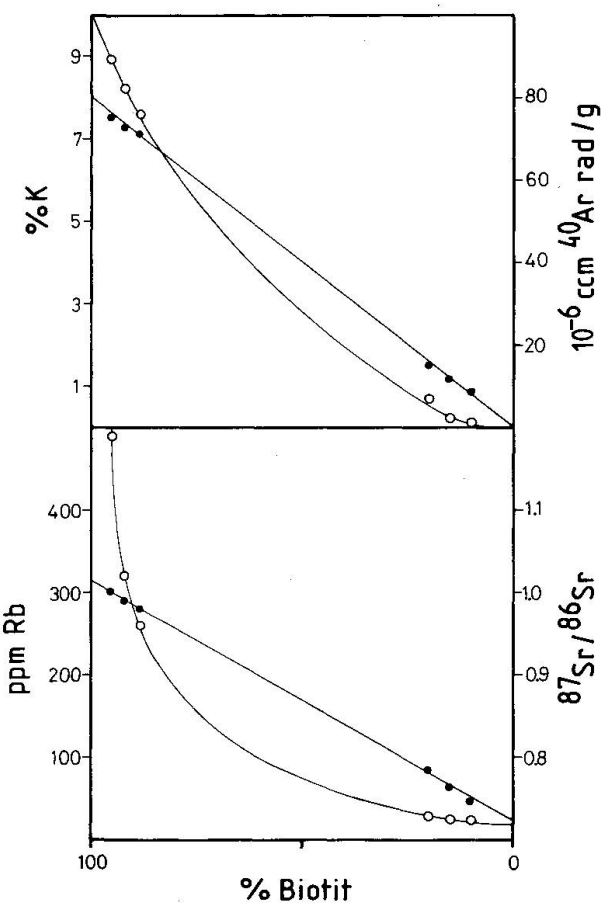

Abb. 5 (c)

Dass effektiv eine Mischung vorliegt, zeigt das $^{87}Sr/^{86}Sr$-$1/^{86}Sr$-Diagramm (Abb. 5a). Die sechs Glimmerfraktionen von KAW 2079 und 2080 liegen auf einer gut definierten Mischgeraden. Durch Extrapolation können die ungefähren Gehalte von K, ^{40}Ar rad und Rb und der $^{87}Sr/^{86}Sr$-Wert im Chlorit-Endglied bestimmt werden (Abb. 5b und c). Das Chlorit-Endglied enthält kein K und kein ^{40}Ar rad, führt jedoch 25 ppm Rb und besitzt ein $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis von 0.720.

5.5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

In den bearbeiteten Gesteinsproben KAW 46, 87, 2079, 2080 und 2127 liegen Altersdiskordanzen vor, die durch die alpine Überprägung und Chloritneubildung bedingt sind.

Ein alpin nicht beeinträchtigtes herzynisches Abkühlalter repräsentiert die Probe KAW 87 mit 312 Ma vom nördlichen Massivrand bei Erstfeld, die für beide Korngrössenfraktionen und für zwei verschiedene Zerfallssysteme identische Alter liefert. Die restlichen Proben erlebten eine hydrothermale Überprägung alpinen Alters mit Temperaturen um 300 °C, wodurch die Isotopensysteme partiell geöffnet wurden.

Bei den untersuchten Biotitkörnern lässt sich ein dreischaliger Aufbau erkennen: Um einen Kern mit erhaltenen herzynischen Alterssystemen legt sich eine Schale, deren Systeme zu alpiner Zeit ausgetauscht haben, und zuäusserst der Chloritrand. Die Verjüngung zeigt sich in den analysierten Präparaten in zwei Stadien:

1. Ausbleichung der Biotite, leichte Verjüngung der Alterssysteme durch bevorzugten Verlust von ^{40}Ar, schwache Abfuhr von ^{87}Sr rad unter gleichzeitigem Einbau von common Sr.
2. Ausgeprägte Chloritbildung auf Kosten des Biotits, gekoppelt mit markantem Wegführen der Mutterisotope ^{40}K und ^{87}Rb. Daneben werden proportional die Tochterisotope ^{40}Ar rad und ^{87}Sr abgeführt, common Sr zugeführt.

Diese hydrothermale Überprägung muss nahe dem Höhepunkt der alpinen Metamorphose angesiedelt werden. Ausbleichung und Chloritisierung der Biotite sind gleichzeitig ablaufende Prozesse, ein zeitlicher Hiatus ist nicht wahrscheinlich.

Die Altersdiskordanz zwischen K–Ar- und Rb–Sr-Resultaten ist damit zu erklären, dass im Rb–Sr-System aufgrund der Korrektur mit dem Gesamtgestein die Steigungen der verschiedenen Biotit-Gesamtgesteins-Geraden nicht wesentlich von den Biotit-Chlorit-Mischgeraden abweichen. Alle Alter ausser dasjenige der Mischgeraden von KAW 2080 liegen innerhalb 10%. Beim K–Ar-

System überwiegt der ^{40}Ar rad-Verlust, so dass die Altersunterschiede sehr gross werden und sich dem Alter der alpinen Überprägung nähern.

Der bestimmende Faktor bei der Verjüngung scheint neben der Temperatur das Vorhandensein einer fluiden Phase zu sein. Fluiddurchsatz, die hohe Löslichkeit des Ar und das Angebot von common Sr in der Lösung sind die bestimmenden chemischen Parameter, welche innerhalb des Temperaturintervalls von 300 ± 50 °C derartig grosse Altersunterschiede zwischen verschiedenen Proben und Mineralfraktionen produzieren.

Verdankungen

Frau Prof. E. Jäger und Dr. T. Labhart danke ich herzlich für die aufmerksame Betreuung in Labor und Feld und für ihr fortwährendes Interesse an meiner Arbeit. Meinen Kollegen am Mineralogisch-Petrographischen Institut und an der Abteilung für Isotopengeologie bin ich dankbar dafür, dass sie mich in viele Methoden eingeführt und damit diese Arbeit überhaupt erst ermöglicht haben, insbesondere R. Brunner, M. Flisch, R. Krähenbühl und R. Siegenthaler. Für konstruktive Kritik an früheren Fassungen dieser Arbeit danke ich Dr. A. Deutsch, Münster, M. Flisch und Dr. J.C. Hunziker. T. Labhart möchte ich speziell danken für die schönen Feldtage, die wir gemeinsam im Aarmassiv verbrachten.

Die geochronologischen Arbeiten wurden vom Schweizerischen Nationalfonds für die Förderung wissenschaftlicher Forschung finanziell unterstützt.

Literaturverzeichnis

BIELSKI, M., JÄGER, E., STEINITZ, G. (1979): The geochronology of Iqna Granite (Wadi Kid Pluton), Southern Sinai. Contrib. Mineral. Petrol. 70, 159–165.

BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirotstock). Eclogae geol. Helv. 75/2, 331–380.

BROWN, G.C., FYFE, W.S. (1970): The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contrib. Mineral. Petrol. 28, 310–318.

DEMPSTER, T. (1986): Isotope systematics in minerals: Biotite rejuvenation and exchange during alpine metamorphism. Earth Planet. Sci. Lett. 78, 355–367.

EUGSTER, H.P. (1970): Thermal and ionic equilibria among muscovite, k-feldspar and alumosilicate assemblages. Fortschr. Miner. 47/1, 106–123.

FLISCH, M. (1982): Potassium-argon analysis. In: ODIN, G.S. (ed.): Numerical dating in stratigraphy. Wiley & Sons, New York.

FREY, M., TEICHMÜLLER, M. und R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U., SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. Eclog. geol. Helv. 73/1, 173–203.

GULSON, B.L., RUTISHAUSER, H. (1976): Granitization and U-Pb studies of zircons in the Lauterbrunnen crystalline complex. Geoch. J. 10, 13–23.

HARPER, C.T. (1970): Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals. Eclog. geol. Helv. 63/1, 119–140.

HUGI, E. (1934): Das Aarmassiv. Fasc. II, 130–138 und: Grimselpass, Fasc. IX, 672–681, Geol. Führer der Schweiz.

HUTTENLOCHER, H. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mitt. Natf. Ges. Bern, N.F. 4. Bd., 85–116.

LABHART, T. P. (1967): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt. 41.

LOTZE, R. (1914): Beiträge zur Geologie des Aarmassivs (Untersuchungen über Erstfelder Gneis und Innertkirchner Granit). Z. Deutsch. Geol. Ges. 66, Abh. Heft 2, 217–310.

MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. Eclog. geol. Helv. 16, 179–217.

PURDY, J. W., JÄGER, E. (1976): K–Ar ages on rockforming minerals from the Central Alps. Mem. Univ. Padova, Vol. XXX.

SAUER, A. (1905): Über die Erstfelder Gneise am N-Rand des Aarmassivs. Ber. Vers. Oberrh. geol. Ver. 38, 1–3.

SCHALTEGGER, U. (1984): Geologie und Petrographie der Gneiszone von Erstfeld in der Umgebung des Sustenpasses, Aarmassiv (Kt. Uri/Bern). Unpubl. Lizentiatsarbeit Univ. Bern, 169 pp.

STEIGER, R. H., JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359–362.

WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/2, 875–972.

YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet. Sci. Lett. 5, 320–324.

Manuskript erhalten 14. November 1986; überarbeitetes Manuskript angenommen 31. Januar 1987.