

Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation

Autor(en): **Jäger, Emilie / Niggli, Ernst**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **44 (1964)**

Heft 1

PDF erstellt am: **19.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-34325>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation

Von *Emilie Jäger* und *Ernst Niggli* (Bern)¹⁾

Mit 4 Textfiguren und 1 Tabelle

Abstract

The Rotondo granite in the Central Alps is located in the Hercynian Gotthard massif which was metamorphosed during the Tertiary Alpine orogeny. The rocks from the Gotthard massif are at the transition from the Epizone (chloritoid) to the Mesozone (staurolite) of Alpine metamorphism, but the Rotondo granite seems to show only a slight influence of metamorphism (rather massif structure). The age of this granite was assumed by some geologists to be Hercynian, others considered it an Alpine Tertiary age.

Total rock samples from the Rotondo granite show very high Rb/Sr ratios which range from 9.5 to 377. Rb-Sr analyses on total rock samples indicate the primary age of the granite to be Hercynian, about 260 m. y. Rb-Sr isotopic studies of the minerals biotite, K-feldspar, plagioclase and the total rock, all from one sample of the Rotondo granite, indicate isotopic homogenization of strontium 13 m. y. ago. The intercept value of Sr^{87}/Sr^{86} for this isochron is 0.905.

In der heutigen Diskussion über die mit der alpidischen Orogenese verknüpften Vorgänge der Metamorphose, des Magmatismus, der Anatexis und der Granitbildung nimmt der Rotondogranit zu Recht einen wichtigen Platz ein. Er liegt im zentralen Teil des südlichen Gotthardmassivs, welches von den Schweizer Petrographen als herzynisches Massiv interpretiert wird, das während der alpidischen, tertiären Orogenese erneut deformiert, aufgepresst und metamorphosiert worden ist (siehe dazu E. NIGGLI, 1953). Die nördliche permisch-mesozoische Sedi-

¹⁾ Laboratorium für Altersbestimmungen, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

menthülle wurde hierbei in der Epizone (unter anderm Chloritoid!) umgewandelt, während der metamorphe südliche, junge Sedimentmantel in seinem mittleren Teil mesozonalen Mineralbestand (Staurolith, Disthen!) zeigt (E. NIGGLI, 1960). Auch die voralpidischen Gesteine des herzynischen Grundgebirges wurden natürlich in wechselndem Masse umgeprägt. Der Rotondogranit liegt dort, wo der Übergang von der Epi- zur Mesozone der alpidischen Metamorphose angenommen werden muss.

Schon seit langem unterscheiden die Petrographen im Gotthardmassiv zwei Epochen der Bildung grösserer granitischer Komplexe. Zur älteren Gruppe gehören die heute als sogenannte Streifengneise vorliegenden polymetamorphen Gesteine. U-Pb-Bestimmungen am Zirkon eines solchen Streifengneises ergaben diskordante Alterswerte, mit einem Pb^{207}/Pb^{206} -Alter von 560 ± 90 Millionen Jahren (M. GRÜNENFELDER, 1962). Zur jüngeren Gruppe gehören mehrere mittelgrosse Granitkörper: im Osten der meist gneisige Medelser Granit und der Cristallina-Granodiorit, im Zentrum des Massifs der Gamsboden-Granitgneis und der Fibbia-Granitgneis. Trotz der meist gneisigen Textur dieser Gesteine zeigen diese doch oft noch scharf diskordante Kontakte zu den älteren Gneisen. Die U-Pb-Alter an Zirkonen von M. GRÜNENFELDER (1962) sprechen für oberkarbonisches Alter dieser zweiten Gruppe granitischer Gesteine. Zu dieser *herzynischen* Gruppe stellten die meisten Petrographen nun auch den Rotondogranit, der mit den kleineren Vorkommen des Lucendrogranites und Tremolagranites grösste Ähnlichkeit besitzt. Er zeigt nun aber einige — besonders gefügekundliche — Eigenschaften, die einige Bearbeiter am herzynischen Alter zweifeln und ein jüngeres Alter postulieren liessen. Er ist im allgemeinen recht massig, und das im Fibbia-Granitgneis überaus deutliche N-S-Linear (Glimmer-Striemung) ist nur undeutlich und lokal beobachtbar. Schon EICHENBERGER (1920) hat in seiner unpublizierten Originaldissertation die Möglichkeit eines post-triadischen Alters in Betracht gezogen. A. KVALE (1957) hat dann das Fehlen einer Biotitregelung im Tremolagranit schon als Beweis für das *tertiäre* Alter angenommen. Die sehr sorgfältige und kritische Arbeit von S. HAFNER (1958) ergab die Unmöglichkeit, die Altersfrage mit Hilfe klassischer Methoden zu lösen. Sowohl für junge, tertiäre wie auch für spätherzynische Platznahme lagen Argumente vor. Auch die U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen (M. GRÜNENFELDER und S. HAFNER, 1962) brachten keine endgültige Lösung des Problems. Die inhomogenen Zirkone ergaben ein konkordantes Alter von ca. 140 Millionen Jahren. Die Diskussion dieser Alterswerte in der genannten Arbeit muss aller-

dings im Lichte der neueren Arbeit von M. GRÜNENFELDER (1963) erneut aufgenommen und die Schlussfolgerungen müssen überprüft werden. Die trüben Anteile der Zirkonfraktion haben wohl beträchtliche Bleiverluste erlitten.

Der Rotondogranit ist ein sehr saurer Granit (mit 75 Gew. % SiO_2 ; alkaligranitaplitischer Chemismus; R. SONDER, 1921), der ferner einen recht niedrigen CaO-Gehalt (unter 1 Gew. %) besitzt. Die Hauptminerale sind: Mikroklin, Albit, Quarz und Biotit. Diese Besonderheiten liessen es a priori als möglich erscheinen, das Gesamtgesteinsalter mit der Rb-Sr-Methode zu bestimmen. Ferner drängte sich natürlich eine Rb-Sr-Isotopenanalyse möglichst vieler der gesteinsbildenden Mineralien dieses Granites auf. Die vorliegende Arbeit orientiert über die erste Serie solcher Bestimmungen.

Neben der allgemeinen Bedeutung für die Rb-Sr-Altersbestimmungen an Graniten mit komplexer geologischer Geschichte haben die Messungen auch Bedeutung für die Petrogenese der Zentralalpen. Wir erinnern nur an die Frage des Ausmasses der tertiären Anatexis und Granitbildung in den Alpen und an das Problem der Ursache der Erwärmung, welche mit der alpidischen Metamorphose verknüpft ist.

Mit Recht bemerkten M. GRÜNENFELDER und S. HAFNER (1962, S. 205):

„Die Frage, ob der Rotondogranit herzynisch oder alpin entstanden ist, scheint uns nicht von lokaler, nebensächlicher Bedeutung zu sein; denn ohne die Lösung des Rotondogranit-Problems kann die Frage der Intensität der Gesteinsmetamorphose während der alpinen Gebirgsbildung im Raum nördlich des Tessins kaum entschieden werden.“

Rb-Sr Altersbestimmungen (E. J.)

a) Methoden und Resultate

An fünf verschiedenen Gesteinsproben aus dem westlichen Hauptmassiv des Rotondogranits wurden Altersbestimmungen nach der Rb-Sr-Methode gemacht. Die Gesteine waren von Herrn Dr. Hafner gesammelt worden, sie wurden uns für unsere Untersuchungen von den Herren Dr. Hafner und Dr. Rybach zur Verfügung gestellt. Da es sich um Aliquots der von L. RYBACH, S. HAFNER und M. WEIBEL (1962) beschriebenen Proben handelt, wählten wir für identische Proben dieselben Probennummern wie diese Autoren.

Eine Probe (Nr. 73) stammt aus dem von RYBACH, HAFNER und

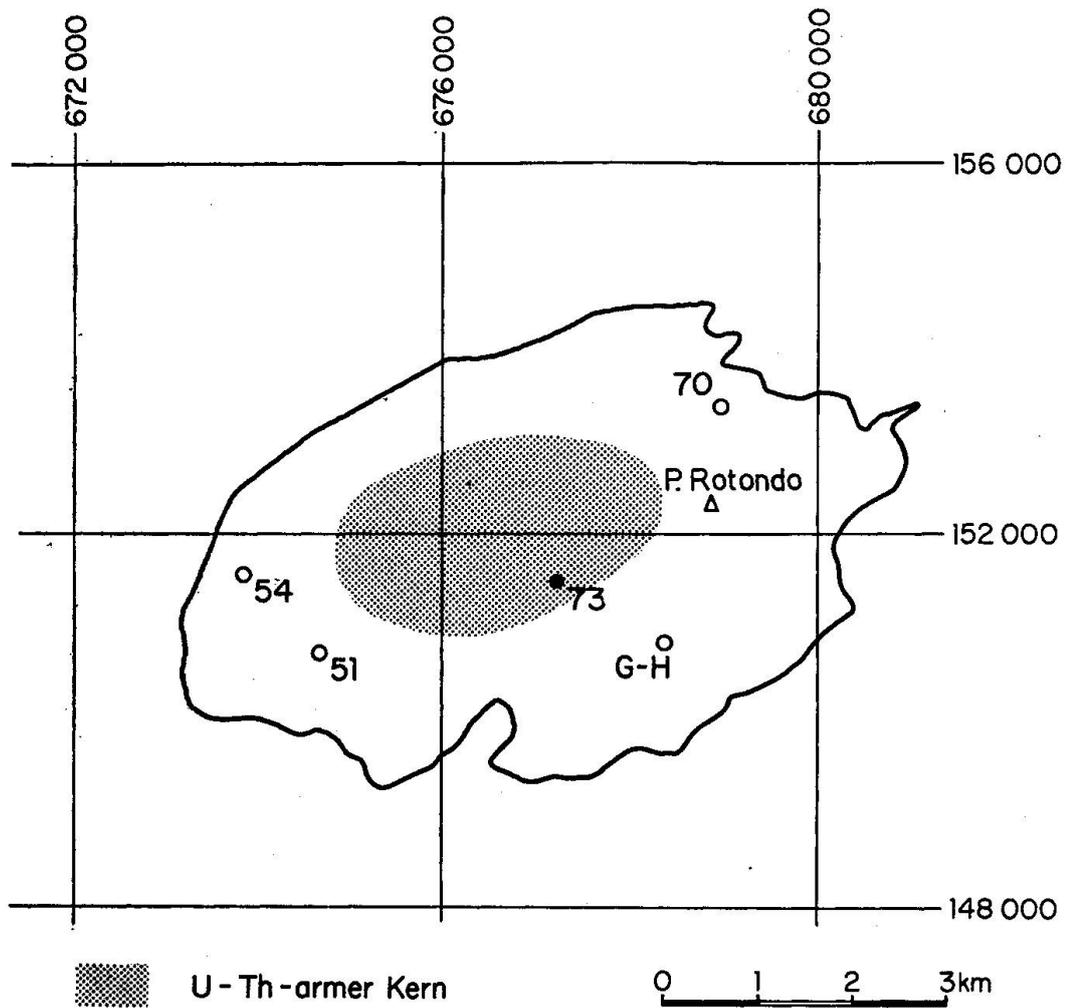


Fig. 1. Lokalitäten der untersuchten Proben und Begrenzung des westlichen Hauptmassivs des Rotondogranits (Rotondogranit s. str.) mit U-Th-ärmerem Kern, nach RYBACH, HAFNER und WEIBEL (1962). Koordinatennetz der Landeskarte der Schweiz.

WEIBEL beschrieben U- und Th-armen Kern des Granitkörpers, die vier anderen Proben verteilen sich über den Rand des Granits (siehe Fig. 1). Es wurden an allen fünf Proben Rb-Sr-Altersbestimmungen am gesamten Gestein gemacht; von der Probe G-H, an der M. Grünenfelder (M. GRÜNENFELDER, 1962, und M. GRÜNENFELDER und S. HAFNER, 1961 und 1962) das Zirkonalter bestimmt hatte, wurden neben dem gesamten Gestein noch die Mineralien Biotit, Kalifeldspat und Plagioklas mit der Rb-Sr-Methode bestimmt.

Für die Messungen am gesamten Gestein wurden stets Proben in Handstückgrösse verwendet. Um den Verlust der feinsten Fraktion zu

vermeiden, wurden die Handstücke nach dem Zerkleinern im Steinbrecher in einem Achatmörser unter Alkohol (p. A. Merck) auf Analysenfeinheit gerieben. Der Alkohol wurde nicht abdekantiert, sondern mit der Probe eingetrocknet. Die trockene Probe wurde nochmals kurz gemahlen, um Inhomogenitäten des Pulvers, wie sie beim Eintrocknen entstehen, wieder auszugleichen.

Da die Proben zum Teil recht wenig gewöhnliches Sr enthalten (1,24 bis max. 40 ppm), wurde darauf verzichtet, den totalen Gehalt an Sr und den Überschuss an radiogenem Sr in getrennten Gängen zu bestimmen. Üblicherweise mischt man bei Gesamt-Gesteinsbestimmungen die Probe einmal mit dem Sr-Vergleichsisotop und bestimmt so den totalen Gehalt an Sr; den Überschuss an radiogenem Sr, das heisst das Isotopenverhältnis des Sr, dem kein Vergleichsisotop beigemischt wurde, bestimmt man dann in einer getrennten Messung. Diese Methode eignet sich jedoch nur für Proben, die viel gewöhnliches Sr enthalten (30 ppm und mehr), bei denen eine kleine Verunreinigung mit gewöhnlichem Sr, wie sie oft in der Grössenordnung von Hundertstel- bis Zehntelmikrogramm zu beobachten ist, keine Rolle mehr spielt. Bei unseren Sr-armen Gesteinen würde eine kleine Zumischung von gewöhnlichem Sr das Resultat stark verfälschen, da man in einer Probe, der kein Vergleichsisotop beigegeben wurde, keine Kontrolle über Verunreinigung mit gewöhnlichem Sr hat. Wir verwendeten deshalb für unsere Berechnungen nur Messungen mit Vergleichsisotop, wo also Gehalt an gewöhnlichem Sr und Überschuss an radiogenem Sr in einem Gang bestimmt werden. Da diese Methode jedoch einen grösseren Fehler in der Bestimmung des Radiogenanteils des Sr^{87} hat, machten wir zur Kontrolle auch Messungen des Sr-Isotopenverhältnisses ohne Vergleichsisotop, verwendeten diese Messungen jedoch nur zur Kontrolle. Bei Gehalten von 20 ppm und mehr an gewöhnlichem Sr fanden wir zwischen diesen Methoden nur Unterschiede bis maximal 4‰ im Überschuss an radiogenem Sr, beziehungsweise in der Grösse „% radiogen“ (siehe Tab. 1). Der Biotit mit nur 7,45 ppm gewöhnlichem Sr ergab für die Grösse % rad. einen Unterschied zwischen diesen beiden Messungen von 3%, der durch Verunreinigung der nicht mit Vergleichsisotop versetzten Probe mit 0,4 ppm gewöhnlichem Sr entstanden war.

Tab. 1 gibt die Analysenwerte und Altersresultate aller gemessenen Proben; Kontrollmessungen werden nicht angegeben, sondern nur die Messungen mit Vergleichsisotop, die zur Berechnung verwendet wurden. Die Koordinaten der Fundpunkte beziehen sich auf die Koordinaten der Landeskarte der Schweiz.

Tabelle 1. *Analysendaten und Altersresultate*

Proben Nr.	Koordinaten	Bestimmung an	ppm Rb ⁸⁷	Sr ⁸⁷ rad.	% rad.	gew. Sr ppm	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Alter in Mill. Jahren
G-H	678.450/150.800	Biotit	646	0,268	34,3	7,45	891	1,079	28,2 ± 1,6
G-H	678.450/150.800	Kalifeldspat	301	0,798	23,0	38,9	79,7	0,9202	180 ± 14
G-H	678.450/150.800	Plagioklas	19,3	0,294	21,9	15,2	13,1	0,9086	1030 ± 110
G-H	678.450/150.800	gesamt. Gestein	107	0,433	22,4	21,8	50,5	0,9134	275 ± 25
51	674.670/150.740	gesamt. Gestein	135	0,518	85,9	1,24	1125	5,029	261 ± 10
51/2	674.670/150.740	gesamt. Gestein	132	0,517	85,6	1,26	1076	4,923	266 ± 10
70	678.960/153.260	gesamt. Gestein	147	0,554	75,4	2,88	578	2,887	256 ± 10
70/2	678.960/153.260	gesamt. Gestein	147	0,545	74,3	2,73	554	2,765	252 ± 10
54	673.850/151.630	gesamt. Gestein	51,8	0,158	10,8	18,9	28,2	0,7952	207 ± 40
54/2	673.850/151.630	gesamt. Gestein	50,7	0,157	10,7	19,0	27,5	0,7945	210 ± 40
73	677.400/151.660	gesamt. Gestein	73,5	0,210	9,9	27,7	27,3	0,7867	197 ± 40
73	677.400/151.660	gesamt. Gestein		0,216	10,2	27,6		0,7895	

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

Wir verwendeten folgende Konstanten:

$$\begin{aligned} \text{gewöhnliches Sr: } 88/86 &= 8,432 \text{ (in Molverhältnissen)} \\ &87/86 = 0,709 \quad \text{,,} \\ &86/84 = 17,49 \quad \text{,,} \\ \text{Rb: } 85/87 &= 2,591 \quad \text{,,} \\ \text{Zerfallskonstante: } \lambda &= 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ Jahre}^{-1} \end{aligned}$$

Der Fehler in der Altersangabe richtet sich vorwiegend nach der Grösse % rad., das heisst nach der Grösse der Korrektur für gewöhnliches Sr^{87} . Nach der Beziehung gemessenes Sr^{87} , das heisst $\text{Sr}^{87}\text{total} = \text{Sr}^{87}\text{rad.} + \text{Sr}^{87}\text{gew.}$ bestimmen wir die Grösse $\text{Sr}^{87}\text{rad.}$ aus der Differenz zwischen totalem und gewöhnlichem Sr^{87} . Ist nun der Ausdruck % rad. klein, beziehungsweise $\text{Sr}^{87}\text{gew.}$ gross gegen $\text{Sr}^{87}\text{rad.}$, so wird der Fehler in der Altersangabe grösser als bei hochradiogenen Proben. Bei wenig radiogenen Proben wird der Fehler also vorwiegend bestimmt durch die Sr-Bestimmung, bei hochradiogenen Proben ist die Rb-Bestimmung mindestens ebenso fehlerhaft wie die Sr-Bestimmung.

Obwohl der mittlere quadratische Fehler bei unseren Messungen $\text{Sr}^{87}\text{total}/\text{Sr}^{86}$ in der Grössenordnung 3—5‰ liegt, geben wir für die Bestimmung des $\text{Sr}^{87}\text{total}$ einen Fehler von $\pm 1\%$ plus einem Fehler von 1% in der Menge des $\text{Sr}^{87}\text{gew.}$ Dies ergibt einen relativ hohen Fehler bei wenig radiogenen Proben. Bei Messungen mit hochradiogenem Sr, bei den genauesten Messungen, beträgt unser Fehler $\pm 4\%$. Dieser Fehler beinhaltet auch Unsicherheiten in der Kenntnis des Vergleichsisotops, systematische Fehler bei den Messungen usw. Es ist daher verständlich, dass die Reproduzierbarkeit und auch die Aussage über die Signifikanz einer Altersdifferenz besser ist als der angegebene Fehler. Nicht berücksichtigt wird der Fehler, der sich aus der ungenauen Kenntnis der Zerfallskonstanten ergibt.

b) Darstellung und Erklärung der Messergebnisse

1. Analysen der Mineralien und des gesamten Gesteins der Probe G-H

Die stark streuenden Mineralalter (siehe Tab. 1) sind kennzeichnend für ein Gestein, das relativ lange nach seiner chemischen Bildung, das heisst lange nach der Zeit, zu der seine chemische Zusammensetzung entstand, nochmals umgeprägt wurde. Bei einer solchen sekundären

Reaktion gibt der Biotit üblicherweise Strontium ab, das nun nicht weit wegtransportiert, sondern in unmittelbarer Nachbarschaft des Biotits vom Plagioklas aufgenommen wird. Somit „verjüngt“ sich das Alter des Biotits. Der Plagioklas, der nur wenig Rb enthält, nimmt nun aus dem Rb-reichen Biotit hochradiogenes Sr auf und erhält dadurch einen enorm hohen Alterswert, der geologisch keine Bedeutung hat. Wenn sich eine solche Reaktion tatsächlich auf kurze Distanz abspielt, so bleibt der Rb- und Sr-Gehalt des gesamten Gesteins unbeeinflusst von dieser Reaktion, sein Rb-Sr-Alter behält dadurch die geologische Bedeutung als Alter der chemischen Bildung dieses Gesteins. Bei einer solchen Sr-Wanderung mag natürlich auch Rb mobil werden. Über gleichzeitige Rb-Wanderung haben wir keine Kontrolle, sie würde auch unsere Aussagen nicht beeinflussen.

Es erhebt sich nun die Frage, ob nur ein Teil des vorhandenen Strontiums mobil wurde, oder ob diese sekundäre Reaktion soweit ging, dass die einzelnen Mineralien ihr Sr vollständig austauschten. Ein solcher Austausch hätte die vorher in den einzelnen Mineralien stark verschiedenen Sr-Isotopenverhältnisse homogenisiert. Diese Frage können wir auf Grund unserer Messungen beantworten, natürlich nur für die analysierten Mineralien.

Die Darstellung der Resultate geschieht wohl am besten nach Nicolaysen (L. O. NICOLAYSEN, 1961). Dabei wird das Verhältnis Sr^{87}/Sr^{86} ($Sr^{87}total$) in Beziehung gesetzt zum Verhältnis Rb^{87}/Sr^{86} einer Messung. Jede Altersbestimmung repräsentiert in diesem Diagramm eine Gerade zwischen dem Messpunkt und einem Punkt auf der Ordinate, der das Isotopenverhältnis des Strontiums zur Zeit der Bildung des Minerals angibt. Die Neigung dieser Geraden ist proportional dem Alter, es ist nämlich $\tan \alpha = \Delta Sr^{87}/\Delta Rb^{87}$, wobei α der Neigungswinkel der Geraden ist. Unser Alterswert berechnet sich aus der Gleichung $T = 1/\lambda \cdot \ln(1 + Sr^{87}rad./Rb^{87})$, das ist im Nicolaysen-Diagramm $T = 1/\lambda \cdot \ln(1 + \tan \alpha)$; λ ist die Zerfallskonstante.

Tritt in einem Gestein lange nach seiner Bildung eine Homogenisierung der Isotopenverhältnisse des Strontiums mehrerer Mineralien ein, so beginnt das Alter der einzelnen Mineralien von diesem Zeitpunkt an neu zu zählen. Das Ausgangsverhältnis Sr^{87}/Sr^{86} ist allerdings nun höher als beim gewöhnlichen Sr. Findet von der Homogenisierung an keine weitere Beeinflussung dieses Gesteins mehr statt, so müssen alle Mineralien das gleiche Altersresultat geben, wenn wir als Korrektur für gewöhnliches Sr das erhöhte Verhältnis Sr^{87}/Sr^{86} , das unmittelbar nach der Homogenisierung der Sr-Isotopen herrschte, verwenden. Im Nicolaysen-

Diagramm müssen nun alle Messpunkte auf einer Geraden liegen, deren Steigung uns die Zeit seit der Homogenisierung und deren Schnittpunkt mit der Ordinate das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis angibt, das am Ende der Homogenisierung geherrscht hat.

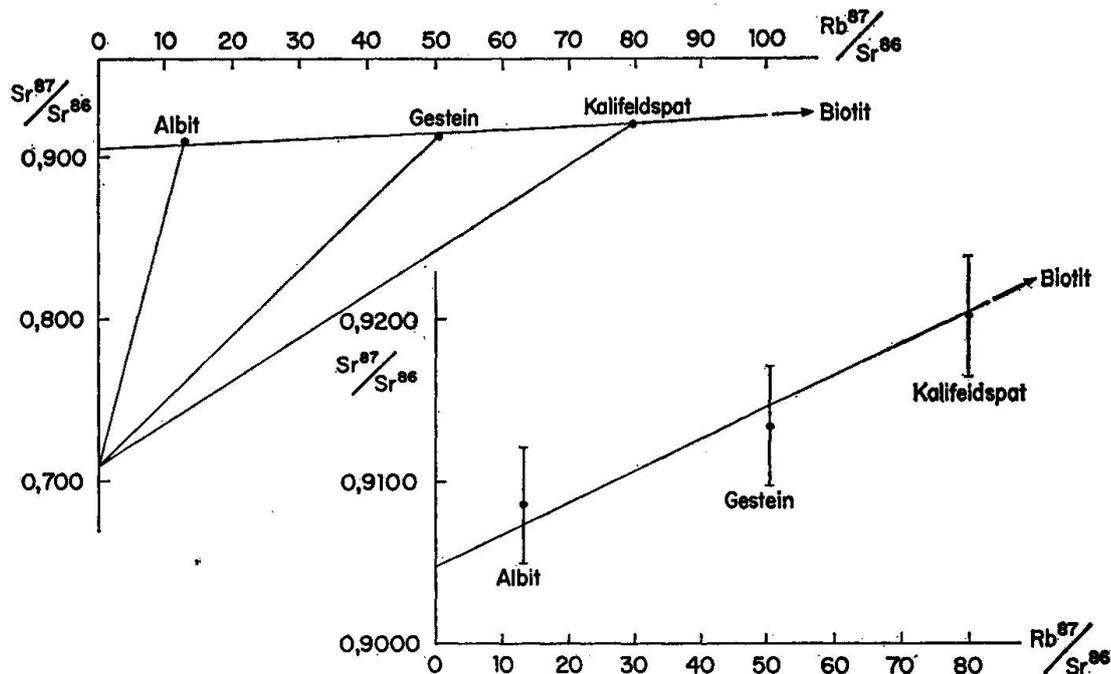


Fig. 2. Rb-Sr-Analysen an Biotit, Kalifeldspat, Plagioklas und dem gesamten Gestein der Probe G-H, dargestellt im Nicolaysen-Diagramm, NICOLAYSEN (1961). Rechts unten dieselbe Darstellung mit expandierter Ordinate.

Fig. 2 zeigt eine Darstellung unserer Resultate an der Probe G-H nach Nicolaysen. Das Geradenbündel der Messpunkte zum Ausgangspunkt $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,709$ repräsentiert die verschiedenen Alterswerte an den Mineralien und dem gesamten Gestein. Der Messpunkt für den Biotit liegt soweit ausserhalb des Diagramms, dass nur die Richtung zum Biotitpunkt angegeben wird. Die flachere Gerade wurde aus den einzelnen Messungen nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate berechnet. Die Abweichungen der einzelnen Messungen von der Geraden betragen bei gleicher Abszisse im Verhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ nur $0^0/_{00}$ für den Biotit, $0,2^0/_{00}$ für den Kalifeldspat, $1,1^0/_{00}$ für den Plagioklas und $1,4^0/_{00}$ für das gesamte Gestein. Wir können also durch unsere Messpunkte eine Gerade legen.

Nun erhebt sich die Frage, ob die Tatsache, dass man durch alle

Messpunkte eine neue Gerade ziehen kann, notwendigerweise eine spätere, vollständige Durchmischung aller Sr-Isotopen bedeutet. In einem Zweikomponentensystem, das heisst in einem Gestein, das nur zwei Sr-haltige Mineralien enthält, kann tatsächlich zwischen den Messpunkten eine Gerade gelegt werden, die nur teilweisen Sr-Austausch und nicht vollständige Homogenisierung bedeutet. Die Neigung dieser Geraden entspricht dann auch nicht dem geologischen Alter des Homogenisierungsprozesses. Da es sich bei unserem Gestein aber um ein reales Dreikomponentensystem handelt, das heisst um ein Gestein, in dem drei Mineralien Sr-Träger sind, bedeutet die Tatsache, dass man durch alle Messpunkte eine Gerade legen kann, ein sicheres Indiz, dass einmal die Sr-Isotopen dieser Mineralien vollständig homogenisiert wurden.

Wir dürfen aus dieser Tatsache allerdings nicht schliessen, dass die Homogenisierung alle Mineralien dieses Gesteins erfasst hat. So konnten M. A. LANPHERE, G. J. WASSERBURG, A. L. ALBEE und G. R. TILTON (1964) zeigen, dass eine sekundäre Sr-Homogenisierung wohl die Mineralien Biotit, Kalifeldspat und Plagioklas erfasste, nicht aber Muskowit und Apatit aus demselben Gestein. Da wir bisher noch keine Messung an Apatit machten, dürfen wir also nicht behaupten, dass alle Mineralien eines Gesteins ihr Sr homogenisierten. Es könnte auch im Falle des Rotondogranits der Apatit ein abweichendes $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ zeigen. Dies würde sich in der Analyse des gesamten Gesteins wegen der kleinen Menge an Apatit nicht bemerkbar machen.

Unsere neue Gerade hat ein Anfangsverhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ von 0,905, also stark erhöht gegenüber dem Wert des normalen Sr von 0,709. Die Neigung der Geraden entspricht einem Alter von 13 Millionen Jahren.

Da bei der Berechnung der Geraden nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate einzelne, weit aussen liegende Punkte, wie in unserem Fall der Biotit, vorwiegend die Lage der Geraden bestimmen, berechneten wir eine Gerade nur zwischen Plagioklas, Kalifeldspat und dem gesamten Gestein, ohne den Biotit. Dabei ergibt sich eine Gerade, deren Anfangsverhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 0,906 ist und deren Neigung einem Alter von 12 Millionen Jahren entspricht. Dies zeigt, dass die beiden Geraden nicht wesentlich voneinander abweichen, dass also nicht durch den Biotit ein falscher Alterswert für das Ende der Homogenisierung vorgetäuscht wird.

Aus dieser Betrachtung können wir also den Schluss ziehen, dass bis vor 13 Millionen Jahren die Sr-Isotopen der untersuchten Mineralien der Probe G-H homogenisiert wurden.

2. Analysen der Gesamtgesteine

Für die Analysen an den gesamten Gesteinen wurde ebenfalls eine Darstellung nach der Nicolaysen-Methode gemacht, siehe Fig. 3. Auch hier müssen Messungen mit gleichen Alterswerten auf einer Geraden liegen, deren Ausgangspunkt auf der Ordinate nun das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis bezeichnet, das zur Zeit der chemischen Bildung des Granits herrschte, also zur Zeit seiner Differentiation oder seiner partiellen Anatexis usw. Wir haben nun die einzelnen Messpunkte eingetragen und eine Gerade nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate berechnet, wobei für Doppelbestimmungen deren Mittelwerte verwendet wurden.

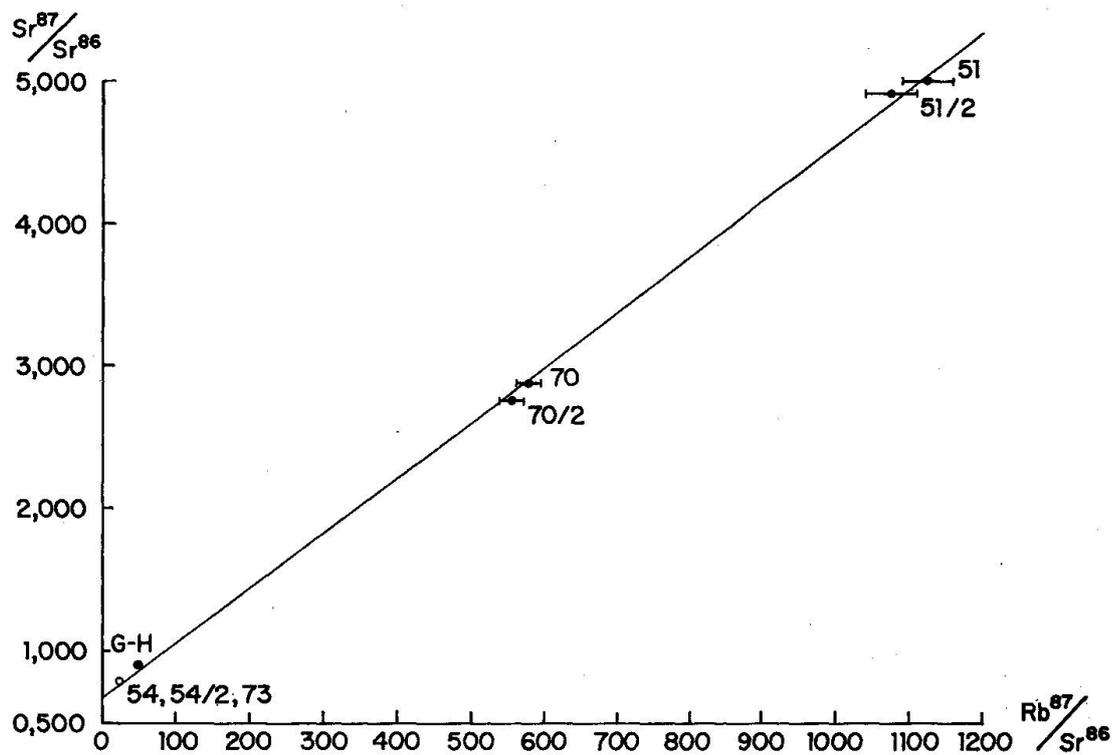


Fig. 3. Rb-Sr-Analysen an fünf Gesamtgesteins-Proben des Rotondogranits, dargestellt nach Nicolaysen, NICOLAYSEN (1961).

Die Neigung dieser Geraden gibt das wahrscheinlichste Alter der chemischen Bildung des Granits, das Anfangsverhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ erhalten wir wieder aus dem Schnittpunkt mit der Ordinate; es ergibt sich zu 0,687, also niedriger als der Wert des gewöhnlichen Sr. Diese Differenz ist auf ungenaue Bestimmung zurückzuführen. Die Bestimmung dieses Anfangs-Sr-Verhältnisses wird nämlich sehr ungenau, wenn die Proben wie in unserem Falle hochradiogen sind, mit Messwerten von $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ bis zu 5,0. Da auch hier wieder weit aussen liegende Punkte

vorwiegend die Lage der Geraden bestimmen, rechneten wir nochmals eine Gerade, ohne die Messungen an der Probe 51 zu berücksichtigen. Aus dieser Geraden ergibt sich ein Anfangsverhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ von 0,700. Unsere Gerade, die durch alle fünf Messpunkte bestimmt wird, hat eine Neigung entsprechend einem Alter von 263 Millionen Jahren, ist also wieder vorwiegend bestimmt durch die Probe Nr. 51 mit Altersresultaten von 266 und 261 Millionen Jahren. Die Gerade ohne Messung Nr. 51 ergibt ein Alter von 255 Millionen Jahren, ähnlich den Altersresultaten der Probe 70 mit 256 und 252 Millionen Jahren.

Bei dieser Berechnung der Geraden fallen Messungen mit wenig radiogenem Sr fast nicht ins Gewicht. So ist es zu verstehen, dass die niederen Alterswerte an den Proben Nr. 54 und 73 die Lage der Geraden fast nicht beeinflussen. Eine Gerade berechnet ohne diese beiden Messpunkte entspricht fast ganz der Geraden mit allen fünf Punkten. Unsere Dreipunktgerade ergibt nämlich ebenfalls ein Alter von 263 Millionen Jahren, das Anfangsverhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ beträgt 0,689. Dies ist ein Nachteil der Methode, da dadurch Unterschiede, die geologisch eine Bedeutung haben können, verwischt werden.

Zusammenfassend können wir sagen, dass das wahrscheinlichste Alter für die chemische Bildung des Granits 260 Millionen Jahre ist und dass das Anfangsverhältnis $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ nicht wesentlich erhöht sein kann gegenüber dem des normalen Sr.

Interpretation der Altersresultate (E. J.)

Auf Grund unserer Messungen können wir folgende Aussagen machen:

1. Der Granit erhielt sein hohes Rb/Sr-Verhältnis und damit sein chemisches Gepräge zu präalpiner Zeit, vor rund 260 Millionen Jahren. Obwohl bei unseren hochradiogenen Proben die Messgenauigkeit des Anfangsverhältnisses der Sr-Isotopen klein ist, können wir doch sagen, dass der Granit vor 260 Millionen Jahren ein Sr-Isotopenverhältnis hatte, das ungefähr dem Isotopenverhältnis des gewöhnlichen Strontiums entspricht. Das bedeutet, dass der Granit nur wenig oder kein radiogenes Strontium geerbt haben kann. Er hat sich demnach vor 260 Millionen Jahren aus einem rubidiumarmen Milieu gebildet. Ob diese chemische Bildung vor 260 Millionen Jahren Differentiation, partielle Anatexis oder Granitisation bedeutet, können wir auf Grund unserer Messungen nicht entscheiden. Im Falle einer Granitisation dürfte allerdings das granitisierte Gestein kein oder nur wenig radiogenes Strontium enthalten haben, es müsste arm an Rubidium gewesen sein. Mit

unseren Resultaten nicht vereinbar ist Granitisation zu alpiner Zeit, da mit der stark von Probe zu Probe wechselnden Rb-Zufuhr auch im richtigen Verhältnis radiogenes Strontium zugeführt worden sein müsste.

2. In einer Probe des Rotondogranits (Probe G-H) fand vor 13 Millionen Jahren eine Homogenisierung der Sr-Isotopen des gesamten Gesteins mit dem Strontium der Mineralien Biotit, Kalifeldspat und Plagioklas statt. Ob diese Homogenisierung auch das Strontium der Akzessorien, wie Apatit, Granat usw. erfasste, können wir nicht sagen, da Messungen an diesen Mineralien bisher nicht ausgeführt wurden. Ob die Strontium-Homogenisierung durch Aufschmelzen des Granits, durch Diffusion oder Rekristallisation verursacht wurde, können wir auf Grund der Messungen nicht entscheiden. Wir dürfen ferner aus der Messung an einer Probe nicht auf den ganzen Granitkörper schliessen. Die Homogenisierung von Strontium mag eventuell nur einen Teil des Granits erfasst haben.

3. Die 13 Millionen Jahre bedeuten nicht den Höhepunkt, sondern das Ende der Homogenisierung von Strontium. Wir datieren damit den Zeitpunkt, zu dem die einzelnen Mineralien, nachdem sie ihr Strontium ausgetauscht hatten, gerade wieder anfangen, geschlossene Systeme für Rubidium und Strontium zu werden. So datieren wir eigentlich wieder den Zeitpunkt einer Abkühlung, wie bereits E. JÄGER (1962) mit Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten ebenfalls Alter der Abkühlung erhielt.

4. Obwohl die Homogenisierung von Strontium mit 13 Millionen Jahren jünger ist als alle bisher publizierten Biotitalter, können wir auf keinen Fall sagen, dass diese Homogenisierung *nach* der letzten Hauptphase der alpinen Metamorphose stattgefunden hätte. Wir sehen ja am Alter des Biotits der Probe G-H, dass es viel zu hoch ist (28 Millionen Jahre) im Vergleich zum Alter der Homogenisierung. Dieses zu hohe Alter wird bedingt durch das enorm hohe Rb/Sr-Verhältnis dieses Gesteins, das während der Durchmischung ein stark an Sr^{87} angereichertes Strontium lieferte. Korrigieren wir unseren Messwert am Biotit nun nicht mit dem gewöhnlichen, sondern mit dem erhöhten $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis, so erniedrigt sich unser Biotitalter — ebenso wie die anderen Mineralalter der Probe G-H — auf 13 Millionen Jahre. Nun stellt zwar der Rotondogranit einen Extremfall dar mit seinem enorm hohen Rb/Sr-Verhältnis; es wäre jedoch gut möglich, dass man die von E. Jäger mit 15,3 und 16,0 Millionen Jahren angegebenen Biotitalter für den Gamsboden- und Fibbiagneis ebenfalls mit angereichertem Sr^{87} korrigieren

sollte, wenn auch sicher in weit geringerem Masse als beim Biotit des Rotondogranits. Damit würden sich diese beiden Biotitalter ebenfalls erniedrigen. Die Grösse der Korrektur kann man jedoch erst dann angeben, wenn man neben dem Biotit zumindest noch das gesamte Gestein analysiert hat, was bisher weder beim Fibbia- noch beim Gamsbodengneis gemacht wurde.

5. Die Tatsache, dass die Messungen an den drei Mineralien der Probe G-H zusammen mit dem gesamten Gestein auf einer Geraden im Nicolaysen-Diagramm liegen (siehe Fig. 2), zeigt uns ferner, dass nach 13 Millionen Jahren die Probe nicht mehr stärker aufgewärmt wurde. Wir datieren also mit den 13 Millionen Jahren das Ende der *letzten* grösseren Aufwärmung.

6. Wir können keine Aussagen machen über das Zeitintervall zwischen 260 und 13 Millionen Jahren. In dieser Zeit blieb das Rubidium und Strontium im gesamten Gestein erhalten; wie sich diese beiden Elemente aber auf die einzelnen Mineralien innerhalb des Gesteins verteilen, wissen wir nicht. Eine eventuell vorhandene frühalpine Phase wurde durch diese spätalpine Sr-Homogenisierung ganz ausgelöscht. Wir können ferner nicht sagen, ob zur Zeit der Sr-Homogenisierung auch Rubidium von Mineral zu Mineral ausgetauscht wurde. Ein solcher Rb-Austausch bis vor 13 Millionen Jahren würde unsere Überlegungen nicht beeinflussen.

7. Die Sr-Homogenisierung ist vollständig auf die vier Komponenten einer Probe, sie hat jedoch sicher nicht zu einer Homogenisierung auf weitere Distanz geführt. Das bedeutet, dass das hohe Rb/Sr-Verhältnis der Probe 51 vor rund 260 Millionen Jahren eingestellt wurde, wie das niedere Rb/Sr-Verhältnis der Probe 54 ebenfalls präalpin ist. Die beiden Proben sind ungefähr 1,3 km voneinander entfernt. Es ist also über diese Distanz keine Homogenisierung oder auch kein grösserer Transport von Rubidium und Strontium zu beobachten, sonst müssten ja die Gesamtgesteinsalter dieser beiden Proben um Grössenordnungen verschieden sein. Dies gestattet uns folgende Aussage: Handelt es sich bei der Sr-Homogenisierung bis vor 13 Millionen Jahren um eine Aufschmelzung, so ist es unwahrscheinlich, dass bei dieser Aufschmelzung ein Materialtransport über grössere Distanzen stattgefunden hat; eine solche Aufschmelzung müsste mehr oder weniger in situ erfolgt sein. Dies ist der einzige Hinweis auf das Alter der Intrusion, das wir ja nicht direkt erfassen können. Herzynische Granitintrusion mit lokaler Aufschmelzung

in alpiner Zeit erscheint somit wahrscheinlicher als alpine Granitintrusion eines wiederaufgeschmolzenen Granits mit grösserem Materialtransport. Wir müssen aber festhalten, dass die Sr-Homogenisierung nicht alpine Aufschmelzung bedeuten muss, es könnte sich auch um einen Diffusionsvorgang oder eine teilweise Rekristallisation bei erhöhter Temperatur gehandelt haben.

8. Da wir wissen, dass bis vor 13 Millionen Jahren in einer Probe des Rotondogranits von Mineral zu Mineral Sr-Austausch, das heisst Sr-Wanderung erfolgte, dürfen wir nicht ein Gestein in Handstückgrösse bereits als geschlossenes System betrachten. Unsere etwas streuenden Resultate an den gesamten Gesteinen im Vergleich zu den so gut übereinstimmenden Daten der Mineralien einer Probe legen die Vermutung nahe, dass die analysierten Gesteinsproben von Handstückgrösse doch zu klein waren. Dies wäre die wahrscheinlichste Erklärung für die — allerdings mit einem grossen Fehler behafteten — Gesamtgesteinsalter von nur rund 200 Millionen Jahren der Proben 54 und 73. Eine alpine Reaktion, die dem Gestein radiogenes Strontium entnommen und gewöhnliches Strontium gebracht hätte, erscheint weniger wahrscheinlich. Eine solche Reaktion wäre auch nicht an den Kontakt gebunden gewesen; Probe 73 entstammt ja dem Kern des Granitkörpers. Zu einer ähnlichen Schlussfolgerung kamen Lanphere, Wasserburg, Albee und Tilton. Sie fanden, dass in einem Gestein, in dem Sr-Homogenisierung stattgefunden hat, selbst 85 kg grosse Proben noch nicht als geschlossenes System bezeichnet werden können.

9. Der Rotondogranit zeichnet sich aus durch enorm hohe, stark wechselnde Rb/Sr-Verhältnisse. So hat die Gesamtgesteinsprobe Nr. 51 ein Rb/Sr-Verhältnis von 377, das ist ein Rb/Sr-Verhältnis wie wir es üblicherweise in sehr reinen Biotitkonzentraten finden. Probe Nr. 54 hat dagegen nur ein Rb/Sr-Verhältnis von 9,5. Interessant ist ferner die Tatsache, dass der Kalifeldspat weit mehr Strontium enthält als der Plagioklas, wie die Mineralanalysen der Probe G-H zeigen. Dies geht auch aus Fig. 4 hervor: Fig. 4 zeigt uns die Sr-Gehalte der analysierten Gesamtgesteine im Vergleich zum Gehalt an K_2O , der von Rybach, Hafner und Weibel an Aliquots derselben Proben bestimmt worden war. Mit Ausnahme der Probe Nr. 73 geht der Gehalt an Strontium parallel dem Kaliumgehalt. Das bedeutet, dass kalifeldspatreichere Gesteine mehr Strontium enthalten. Den zu hohen Gehalt an Strontium der Probe 73 könnte man ebenfalls durch zu kleine Probenmenge erklären.

Wir hätten ein Handstück analysiert mit mehr Kalifeldspat als die Probe, die zur K-Bestimmung verwendet worden war. So könnte man auch den niederen Alterswert der Probe 73 erklären.

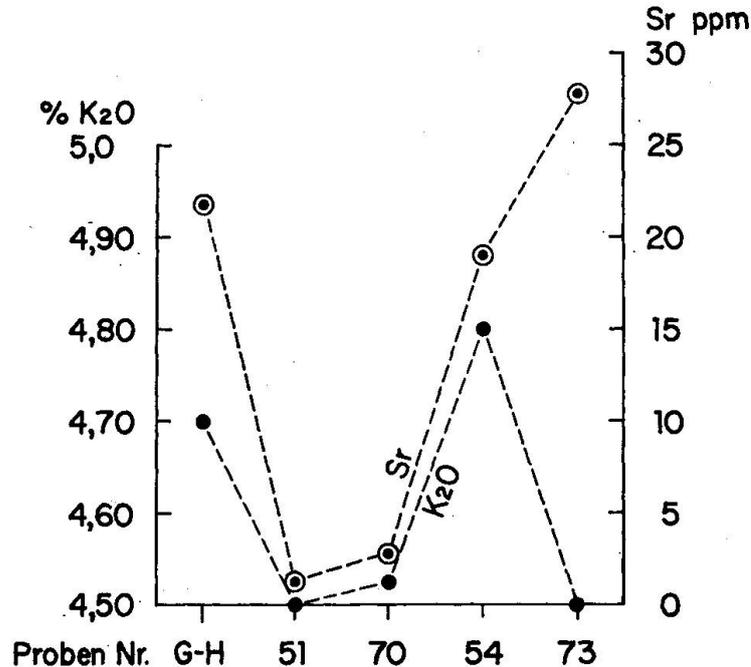


Fig. 4. Sr-Gehalte der analysierten Gesamtgesteine und K₂O-Gehalte nach RYBACH, HAFNER und WEIBEL (1962), bestimmt an Aliquots derselben Proben.

10. Der Granit ist (siehe RYBACH, HAFNER und WEIBEL) recht arm an Calcium. Dies mag zur Überlegung führen, der Granit könnte sekundär entkalkt worden sein. Eine solche Entkalkung ist wegen der hohen Gesamtgesteinsalter jedoch nur möglich, wenn sie bald nach der Bildung des Granits erfolgte. Eine Abwanderung von Calcium zu alpiner Zeit ist nicht möglich.

11. Die Rb- und Sr-Gehalte der gesamten Gesteine zeigen ebenfalls wie die Elemente Kalium und Calcium (RYBACH, HAFNER und WEIBEL) keine charakteristischen Unterschiede zwischen Kern und Rand des Granitkörpers.

12. Die Probe G-H des Rotondogranits unterscheidet sich wesentlich von der von H. WÜTHRICH (1963) analysierten Probe des Mittagfluhgranits. H. WÜTHRICH findet in einer Probe des Mittagfluhgranits ähnlich stark streuende Mineralalter, die er ebenfalls auf den Einfluss der alpinen Metamorphose zurückführt. Im Gegensatz zur Probe G-H des Rotondo-

granits fand jedoch in der analysierten Probe des Mittagfluhgranits keine Homogenisierung der Sr-Isotopen statt. Ob der Unterschied zwischen diesen beiden Proben nur bedingt ist durch den höheren Grad der alpinen Metamorphose im Rotondogranit, können wir heute noch nicht entscheiden. Wir wissen auch noch nicht, ob die Sr-Homogenisierung typisch ist für den gesamten Rotondogranitkörper. Dazu sind weitere Gesamtgesteins- und Mineralanalysen mit der Rb/Sr-Methode an den beiden Graniten und an benachbarten Gesteinen notwendig.

Versuche der Rekonstruktion der geologischen Geschichte des Rotondogranits (E. N.)

Die nachstehenden Rekonstruktionsversuche sind meiner Meinung nach gemäss dem heutigen Stand unserer Kenntnisse sowohl mit den vorliegenden Altersbestimmungen (Rb/Sr-Methode), den Bestimmungen mit der U-Pb-Methode an Zirkonen von M. GRÜNENFELDER (in M. GRÜNENFELDER und S. HAFNER, 1962) als auch mit den feldgeologischen und petrographischen Befunden verträglich und ergeben keine Widersprüche.

1. Zu spätherzynischer Zeit, vor ungefähr 260 Millionen Jahren, entstand neu eine saure, relativ rubidiumreiche und strontium- sowie calciumarme granitische Schmelze, *nach* der Bildung des dem Fibbia-Gneis zugrunde liegenden Granits. Diese Schmelze intrudierte in derselben Epoche, das heisst an der Grenze Karbon/Perm oder im unteren Perm, in die Ortho- und Paragneise des Gotthardmassivs. Es ist möglich, dass der Fibbia-Granit schon vor der Intrusion des Rotondogranits herzynisch schwach vergneist worden ist (siehe dazu auch R. SONDER, 1921, S. 345). Ob das granitische Magma des Rotondogranits durch Differentiation oder durch partielle Anatexis entstanden ist, kann zur Zeit weder petrographisch noch mit Hilfe der radiometrischen Altersbestimmungen entschieden werden. Die radiometrischen Altersbestimmungen allein schliessen ferner eine Genese durch Granitisierung in situ von präexistierenden Gesteinen zwar nicht aus, die feldgeologischen Befunde von S. HAFNER (1958) lassen aber recht eindeutig auf eine Intrusion einer mobilen Masse schliessen, die sich ihren Rahmen im wesentlichen durch *mechanische* Verdrängung des Gneismantels geschaffen hat.

Während der mit der alpinen, tertiären Gebirgsbildung verknüpften Erwärmung kristallisierte der Granit ohne eigentliche Aufschmelzung um, wobei die Isotopen des Strontiums im Handstückbereich durchmischt und homogenisiert wurden. Die Homogenisierung ist übrigens zunächst nur für *eine* Probe im südöstlichen Teil des Massivs nachgewie-

sen; siehe dazu auch S. 73. In den schon herzynisch inhomogenen Zirkonen fanden selektive Umsetzungen (in den milchig-trüben Anteilen) statt, welche hauptsächlich durch Bleiverluste zu einem jüngeren Zerfallsalter (von 140 Millionen Jahren) der Gesamtzirkon-Fraktion führten. Diese Interpretation der Bestimmungen von M. GRÜNENFELDER (in GRÜNENFELDER und HAFNER, 1962) wird durch die neuere Arbeit von M. GRÜNENFELDER (1963) an Zirkonen des Granodioritgneises von Acquacalda nahegelegt.

Für eine durchgreifende Umkristallisation (eine eigentliche Metamorphose) sprechen vor allem die Biotitaggregate, die für „normale“ Granite ungewöhnlich sind. Dann wäre es aber durchaus auch denkbar, dass auch der Plagioklas und der Mikroklin alpine Neubildungen sind und vielleicht sogar aus einem primär vorhandenen homogenen Alkalifeldspat (eines Alkaligranites) entstanden sind.

Im Gegensatz zum Fibbia-Granitkörper wurde der Rotondogranit alpidisch sehr wenig vergneist; ferner ist ihm das im Fibbia-Granitgneis sehr deutlich vorhandene N-S-Linear nur schwach und nur teilweise aufgeprägt worden. Die Gründe hierfür können einmal darin gesucht werden, dass der Fibbia-Granitgneis vielleicht schon herzynisch, vor der Intrusion des Rotondogranites, schwach vergneist worden ist und ihm daher das alpidische Linear viel leichter aufgeprägt werden konnte; dann ist aber auch daran zu erinnern, dass der Rotondogranit biotitärmer ist als der Fibbia-Granitgneis und daher beim ersteren eine Lineation (die ja hauptsächlich von den Glimmern gezeichnet wird) viel weniger deutlich sichtbar ist. Es darf ferner daran erinnert werden, dass verschiedene Gesteine auch ganz verschieden auf tektonische Beanspruchungen reagieren und dass Gefügeelemente sehr selektiv aufgeprägt werden können. Schliesslich sei noch erwähnt, dass meiner Meinung nach auch im südlichen Gotthardmassiv in den Gneis-Serien noch manches am heutigen Gefüge präalpin ist; die Parallelität von linearen Gefügeelementen ist kein eindeutiges Indiz für gleichaltrige Entstehung dieser Elemente.

Das Homogenisierungsalter der Strontiumisotopen gibt selbstverständlich nur das Alter eines bestimmten Temperaturbereiches bei der Abkühlung an (siehe S. 73); das gleiche gilt natürlich auch für den zweiten, folgenden Rekonstruktionsversuch.

2. Eine zweite mögliche Rekonstruktion der geologischen Geschichte des Rotondogranites unterscheidet sich nur dadurch von der ersten, dass angenommen wird, dass bei der alpinen Aufwärmung der schon vorhandene und herzynisch gebildete Rotondogranit teilweise wieder aufgeschmolzen wurde; das heisst dass also bedeutende schmelzflüssige

Anteile bei der Umkristallisation mitwirkten. Es kann hierbei aber kaum etwa angenommen werden, dass die Granitmasse völlig mobil wurde und auf grössere Distanz wanderte und neu intrudierte; es stimmen ja die Gesamtgesteinsalter trotz sehr verschiedenem Rb/Sr-Verhältnis relativ gut überein, das heisst es kam im *Grossbereich* nicht zu einer Durchmischung und Homogenisierung des Rubidiums und Strontiums. Die Homogenisierung erfolgte nur im *Kleinbereich*; die Aufschmelzung müsste also praktisch in situ erfolgt sein. Es sei noch bemerkt, dass es äusserst unwahrscheinlich ist, dass sich etwa das Magma des Rotondogranites zu herzynischer Zeit bildete, dann während über 200 Millionen Jahren flüssig blieb und zu alpiner Zeit intrudierte und erstarrte. Auch *dagegen* sprechen die gleichen Überlegungen, die oben angestellt worden sind.

Die Hypothese der Mitwirkung schmelzflüssiger Phasen bei der Umkristallisation kann zunächst einmal auf relativ einfache Weise das Fehlen einer stärkeren Vergneisung erklären. Ferner scheint dadurch die Erklärung der so vorzüglichen Durchmischung der Strontiumisotopen etwas einfacher zu werden. Hiezu ist freilich zu bemerken, dass LAN-PHERE et al. (1964) im World Beater Complex (Kalifornien) eine Homogenisierung der Strontiumisotopen fanden, wobei ihrer Meinung nach höchstens eine schwache Metamorphose mit der Homogenisierung verknüpft ist. Ferner muss daran erinnert werden, dass in der näheren Umgebung des Rotondogranites bislang keine alpidischen anatektischen Phänomene (wie junge Migmatite etc.) nachgewiesen werden konnten. Es müsste im Bereiche eines Teiles oder des ganzen Rotondogranites ein eng begrenztes Temperaturmaximum aufgetreten sein; es kann sich nicht um eine Granitbildung im migmatischen, ultrametamorphen Bereich der Kruste handeln.

Die Frage nach der Bedeutung von alpinen Aufschmelzungsvorgängen im Rotondogranit ist von grosser Wichtigkeit für die wärmeenergetische Deutung der Metamorphosevorgänge im Gotthardmassiv und im nördlichen Lepontin wie auch für die ganze petrogenetische Deutung dieser Regionen überhaupt. Wir können heute zwischen den beiden beschriebenen Modellen noch nicht entscheiden. Eines können wir allerdings schon sagen: es ist unwahrscheinlich, dass das Magma des Rotondogranites alpidisch, das heisst im Tertiär, in der Tiefe neu entstand und aufsteigend intrudierte.

Wertvolle, wohl entscheidende Argumente werden weitere von uns beabsichtigte Rubidium- und Strontium-Isotopenanalysen ergeben. Solche Untersuchungen (an den verschiedenen Mineralien und am Gesamtgestein) drängen sich zum Beispiel für den Fibbia-Granitgneis, aber dann

auch für andere Gesteine des Gotthardmassivs und der benachbarten Gebiete auf. Für den Fibbia-Granitgneis haben ja zum Beispiel weder feldgeologische noch gefügekundliche oder andere petrographische Argumente eine alpidische Intrusion oder Wiederverflüssigung je nahegelegt. Das herzynische Alter der eigentlichen Granitbildung ist wohl für den Fibbia-Granitgneis gesichert (siehe dazu auch die U-Pb-Altersbestimmungen am Zirkon von M. GRÜNENFELDER (1962), welche ein Alter von ca. 300 Millionen Jahren für die homogenen und idiomorphen Zirkone dieses Gneises ergaben). Wenn nun auch für den Fibbia-Granitgneis eine Homogenisierung der Strontiumisotopen zu alpidischer Zeit nachgewiesen werden kann, ist vom Standpunkte der Altersbestimmungen aus gar kein Grund mehr vorhanden, zur Annahme einer alpidischen Aufschmelzung zu greifen.

Selbstverständlich sind für den Rotondogranit auch noch kompliziertere Modelle der geologischen Geschichte denkbar, als sie hier skizziert wurden. Wir haben aber zur Zeit keine Anhaltspunkte dafür. Es sei abschliessend noch bemerkt, dass die Annahme einer alpidischen Granitisation präexistierender Gesteinskörper (zum Beispiel von Paragneisen und Migmatiten) praktisch unmöglich ist: siehe dazu S. 73. Auch S. HAFNER (1958, S. 268) hat übrigens auf Grund der Beobachtungen am Kontakt des Rotondogranites die Granitisationshypothese für diesen Fall abgelehnt.

Wir danken den Herren Dr. L. Rybach, Dr. S. Hafner und Dr. M. Weibel für Überlassung der Gesteinsproben. Herr Prof. Dr. M. Grünenfelder lieferte in verdankenswerter Weise Mineralkonzentrate der Probe G-H. Für wertvolle Diskussionsbeiträge danken wir den Herren Prof. Dr. M. Grünenfelder, Dr. S. Hafner und Dr. R. H. Steiger. Unser Dank gilt auch den Herren H. Baethge und J. Lüthi für ihre Mitarbeit im Laboratorium.

Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglichte durch Kredite das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit, wofür wir ihm zu Dank verpflichtet sind.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- EICHENBERGER, R. (1920): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südweststrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Manuskript; nicht veröffentlichte Dissertation der philosophischen Fakultät, Universität Basel.
 — (1924): Über Faltung und Magmenintrusion im westlichen Gotthardmassiv. *Eclogae geol. Helv.* 18, 451—483.

- GRÜNENFELDER, M. und HAFNER, S. (1961): Das Zirkon-Alter granitischer Gesteine aus dem Gotthardmassiv. *Experientia* 17, 295.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. *SMPM* 42, 6—7.
- GRÜNENFELDER, M. und HAFNER, S. (1962): Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits. *SMPM* 42, 169—207.
- GRÜNENFELDER, M. (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). *SMPM* 43, 235—257.
- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs. *SMPM* 38, 255—362.
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the Alps. *Journ. Geophys. Res.* 67, 5293.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. *SMPM* 37, 398—434.
- LANPHERE, M. A., WASSERBURG, G. J., ALBEE A. L. und TILTON G. R. (1964): Redistribution of Strontium and Rubidium Isotopes during Metamorphism, World Beater Complex, Panamint Range, California. In Druck.
- NICOLAYSEN, L. O. (1961): Graphic Interpretation of Discordant Age Measurements of Metamorphic Rocks. *Ann. New York Acad. Sc.*, vol. 91, 198.
- NIGGLI, E. (1953): in CADISCH, J., *Geologie der Schweizer Alpen*, Basel.
- (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Report Internat. Geolog. Congress, XXI Session, Norden*, 13, 132—138.
- RYBACH, L., HAFNER, S. und WEIBEL, M. (1962): Die Verteilung von U-Th, Na, K und Ca im Rotondogranit. *SMPM* 42, 307—320.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. *SMPM* 1, 323—391.
- STEIGER, R. H. (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass. *SMPM* 42, 381—577.
- WÜTHRICH, H. (1963): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aar-massiv. *Eclogae geol. Helv.* 56, 103.

Manuskript eingegangen am 25. Februar 1964.