

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	66 (1986)
<b>Heft:</b>	1-2
<b>Artikel:</b>	Isotopengeochemische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich)
<b>Autor:</b>	Frimmel, Hartwig
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-50891">https://doi.org/10.5169/seals-50891</a>

### 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:** 14.01.2026

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

# **Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich)**

von *Hartwig Frimmel*<sup>1</sup>

## **Abstract**

Orthogneiss pebbles from Upper Carboniferous conglomerates of the postvariscan transgression series in the NW part of the Gurktal nappe (Upper Austroalpine; Styria, Salzburg, Carinthia) have been investigated by the Rb/Sr method. They have been compared with the Bundschuh gneiss in the upper part of the Altkristallin ("Middle Austroalpine" sensu TOLLMANN), an orthogneiss of similar petrology whose outcrops are in direct neighbourhood to the Gurktal nappe.

Petrographic and structural differences between the crystalline pebbles in the Gurktal nappe and the adjoining Altkristallin are due to the additional Alpine metamorphism and deformation reaching low to medium (?) grade conditions in the Altkristalline whereas the pebbles have been affected only in a negligible extent (very low grade).

Whole rock isochrons of the orthogneiss pebbles as well as of the Bundschuh orthogneisses represent a set of subparallel isochrons. They are characterized by rather high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of 0.74–0.75 and ages between 363 and 403 my. These figures are interpreted as Caledonian (?) – Variscan mixed ages, partly influenced by the Hercynian event.

In both, the Bundschuh orthogneiss and the orthogneiss pebbles, early Hercynian muscovite ages could be determined (350–354 my resp. 364–370 my).

Many horizons within the Bundschuh gneisses underwent an  $\pm$  intensive Alpine deformation producing even mylonites. In such zones of high stress muscovite and feldspar ages became more and more rejuvenated reaching ages up to 91 my. Accordingly, the thermal peak of the Cretaceous metamorphism continued at least up to this time.

Additionally to petrographic and structural observations the geochronological results are a good argument for that the orthogneiss pebbles as well as the Bundschuh orthogneisses descend from the same granitic intrusion complex whereas the pebbles must have come from an upper and therefore an earlier eroded part of that complex. Consequently a primary adjoining position of the Bundschuh crystalline relative to the Upper Carboniferous sediments of the "Upper Austroalpine" Gurktal nappe can be assumed. This implies that the Altkristallin next to the Gurktal nappe has been the basement of the latter and is an "Upper Austroalpine" unit too.

---

<sup>1</sup> Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstrasse 7/III, A-1010 Wien, Österreich.

**Keywords:** Orthogneisses, Upper Carboniferous conglomerates, metamorphism, Rb/Sr-method, Austroalpine Gurktal nappe.

### Zusammenfassung

Orthogneisgerölle aus Oberkarbon-Konglomeraten der postvariszischen Transgressionsserie in der NW' Gurktaler Decke (Oberostalpin; Steiermark, Salzburg, Kärnten) wurden isotopengeochemisch untersucht und mit den unmittelbar nördlich angrenzenden, petrologisch ähnlichen Bundschuh-Orthogneisen in der Oberkante des Altkristallins (Mittelostalpin sensu TOLLMANN) verglichen.

Bestehende Unterschiede zwischen Geröllen und Altkristallin in Mineralbestand und Gefüge lassen sich durch eine zusätzliche Überprägung des Altkristallins während der alpidischen Metamorphose erklären, vor der die Gerölle weitgehend verschont blieben.

Orthogneisgerölle und Bundschuh-Orthogneise wurden mit der Rb/Sr-Methode untersucht. Vorliegende Regressionslinien verschiedener Lagenkombinationen der Isotopenmessergebnisse entsprechen mehreren subparallelen «Isochronen» mit relativ hohen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerten von 0,74 bis 0,75 sowie Alterswerten zwischen 363 und 403 Ma. Letztere werden als kaledonisch (?)-variszische Mischalter im Sinne einer teilweisen Isotopenhomogenisation während der variszischen Metamorphose interpretiert.

Hellglimmer aus den Orthogneisgerölle und aus von alpiner Deformation nur wenig beeinträchtigten Bundschuh-Orthogneisen besitzen ähnliche, für das ostalpine Kristallin auffallend frühvariszische Alter von 350 bis 370 Ma. In den Bundschuh-Orthogneisen kann eine mit zunehmender alpiner Verformung korrelierbare zunehmende Verjüngung der Hellglimmer bis zu 91 Ma festgestellt werden.

Neben petrographischen und strukturellen Beobachtungen können vor allem die geochronologischen Ergebnisse als Hinweis dafür gewertet werden, dass die Orthogneisgerölle und die Bundschuh-Orthogneise auf denselben ehemaligen Granitkomplex zurückzuführen sind, wobei die Gerölle einem höheren, bereits früh der Erosion freigegebenen Stockwerk entstammen. Folglich nahmen das Bundschuh-Kristallin und der oberkarbone Sedimentationsbereich der oberostalpinen Gurktaler Decke immer schon benachbarte Positionen ein, womit diesem Altkristallin selbst eine oberostalpine Stellung eingeräumt werden muss.

### 1. Einleitung

Die paläogeographische relative Lage der einzelnen ostalpinen Einheiten zueinander ist nach wie vor Gegenstand heftiger Debatten. Hierbei stehen sich seit Jahrzehnten zwei grundsätzlich verschiedene Auffassungen gegenüber: die Unterscheidung eines Unter- und Oberostalpins, wie sie etwa von CLAR (1965) begründet wird und die von TOLLMANN (1959, 1963, 1977) geforderte Dreiteilung in ein Unter-, Mittel- und Oberostalpin.

Während über die Abgrenzung des Unterostalpins prinzipielle Einigkeit herrscht, dreht sich die Diskussion immer noch um die Abtrennung eines Mittelostalpins vom Oberostalpin. Ausgangspunkt hierfür war das am NW-Rand des Gurktaler Deckensystems liegende Stangalm-Mesozoikum, das zwischen den altpaläozoischen Phylliten und Metavulkaniten der oberostalpinen Gurk-

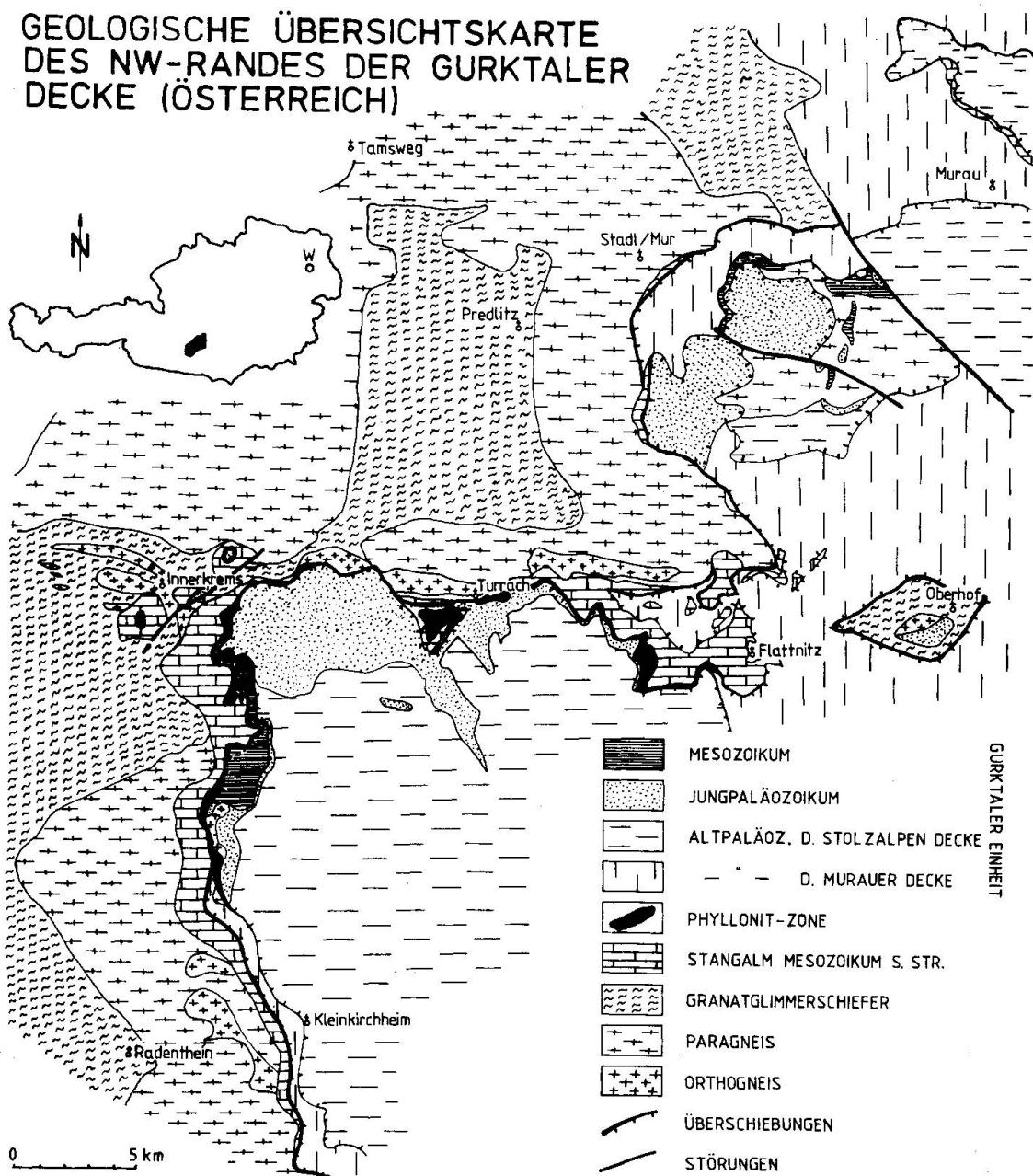


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte des NW-Randes der Gurktaler Decke nach PISTOTNIK (1980) und V. GOSEN et al. (1985), verändert.

taler Einheit und dem Altkristallin liegt (TOLLMANN 1959, 1975). Seither gelten das Altkristallin und dessen diverse, meist geringmächtige permomesozoische Sedimentauflagen als Mittelostalpin, welches von den oberostalpininen Einheiten der Grauwackenzone samt Nördlichen Kalkalpen, der Gurktaler Masse oder des Grazer Paläozoikums überschoben wurde. Im Mittelabschnitt der Ostalpen müssten demnach die Nördlichen Kalkalpen zwischen das mittelostalpine Stangalm-Mesozoikums s. str. und die oberostalpininen Permomesozoi-kum-Vorkommen der Gurktaler Decke (Pfannock-Einheit) eingewurzelt wer-

den. Die Gurktaler Decke wäre weiters, so wie ihre anderen oberostalpinen Äquivalente, Grauwackenzeone samt Nördlichen Kalkalpen sowie Grazer Paläozoikum, als wurzellose Ferndecke zu betrachten, die von ihrem «Basement» weitestgehend abgesichert worden ist.

Demgegenüber stehen die Vorstellungen von CLAR (1965) und FRANK (1983), wonach die tektonischen Verhältnisse am NW-Rand der Gurktaler Decke als Verschuppung ehemals nebeneinander liegender Einheiten aufzufassen sind, die Nördlichen Kalkalpen samt Grauwackenzeone immer schon nördlich des Stangalm-Mesozoikums lagerten und das Altkristallin die primäre Unterlage der oberostalpinen Serien darstellt und somit selbst eine oberostalpine Stellung einnimmt.

Eine Übersicht über die geologischen Baueinheiten am NW-Rand der Gurktaler Decke ist in Abb. 1 dargestellt.

Ein Hilfsmittel zur Klärung der Beziehung zwischen Altkristallin und Gurktaler Decke finden wir nun in oberkarbonen Klastika, die als postvariszische Molassebildung heute die tektonisch höchste Position am NW-Rand der Gurktaler Decke einnehmen (Karbon der Brunnachhöhe, Königstuhl-Karbon, Turacher Karbon, Paaler Karbon). Den vorwiegend monomikten Quarzkonglomeraten, polymikten Konglomeraten und Sand- bis Siltsteinen bzw. Grauwacken können Silt- bis Tonschieferlagen zwischengeschaltet sein, aus denen im Karbon der Brunnachhöhe und dem Königstuhl-Karbon Pflanzenfossilien bekannt wurden, die eine zeitliche Einstufung in das Westphal D (JONGMANS, 1938) bzw. Westphal C bis Unterstefan (FRITZ und BOERSMA, 1983) erlauben. Die altersmässige Gleichstellung der übrigen Oberkarbon-Vorkommen beruht auf lithologischen Vergleichen.

*Kristallingerölle* daraus können nur zu einem geringen Teil aus den altpaläoziischen Metasedimenten der Gurktaler Decke bezogen werden (Glimmerschiefer-, Phyllit- und Lyditgerölle). Der überwiegende Teil der Kristallingerölle besteht aus Orthogneisen, in geringer Menge aus Paragneisen, Glimmerschiefern und Quarziten, die uns aufgrund der nur anchimetamorphen alpinen Überprägung Aufschluss über das voralpidische Grundgebirge der Gurktaler Masse vermitteln können.

Ein petrographischer und struktureller Vergleich der Kristallingerölle mit dem unmittelbar benachbarten Altkristallin zeigt, dass eine Beziehung zwischen beiden möglich ist (FRIMMEL, 1984, 1986). Als am besten geeignete Untersuchungsobjekte erwiesen sich die verschiedenen Orthogneisgerölle; sie sind bei weitem am häufigsten, kommen als bis zu  $m^3$ -große (!) Blöcke vor, und, was einen Vergleich geradezu herausfordert, in direkter Nachbarschaft zu deren Vorkommen steht in der Oberkante des Altkristallins ein ähnlicher Orthogneis, der sogenannte Buntschuh-Orthogneis, an.

In beiden Fällen handelt es sich um Biotit-arme bzw. -freie Meta-Granitoide. Bestehende Unterschiede in Mineralbestand und Gefüge lassen sich problem-

los durch die retrograde Überprägung und  $\pm$  intensive Deformation der Bundschuh-Orthogneise während der kretazischen Metamorphose erklären, vor der die Gerölle weitgehend verschont blieben (abgesehen von einigen eng begrenzten Zonen intensivster Durchbewegung; FRIMMEL, 1984, 1986).

## 2. Isotopengeologischer Vergleich zwischen Orthogneisgeröllen und Bundschuh-Orthogneis

### 2.1. METHODIK

Für die Klärung der Entstehungsgeschichte verschiedener Orthogesteine hat sich schon seit langem die Rb/Sr-Methode bewährt. Es war daher bei der hier behandelten Fragestellung zu erwarten, dass sich eventuelle genetische Parallelen zwischen den Bundschuh-Orthogneisen und den Orthogneisgeröllen mit der Rb/Sr-Methode aufzeigen lassen sollten.

Bei den Bundschuh-Orthogneisen konnte mühelos aus Steinbrüchen und Strassenaufschlüssen unverwittertes Material gebrochen werden. Für die Datierung wurden möglichst gleich grosse Proben mit 12 bis 15 kg gewählt. Im Falle der Gerölle konnte dem Anspruch auf Frische und gleiche Probengröße nur bedingt entsprochen werden.

Datiert wurden einerseits die analysenfein gemahlenen Proben als Gesamtgestein, andererseits aus den gesplitteten Proben mittels Vibrationstisch, Mahlen in Alkohol, Trockensiebung und Magnetscheider separierte Hellglimmer und Feldspäte. Biotit liegt in zu geringen Konzentrationen vor. Die Hellglimmer erwiesen sich aufgrund ihrer hohen Rb- und relativ niedrigen Sr-Konzentrationen als besonders geeignet.

Die Bestimmung der Rb- und Sr-Isotopengehalte erfolgte mit der Isotopenverdünnungsmethode, wobei mit  $^{84}\text{Sr}$  bzw.  $^{87}\text{Rb}$  angereicherte Mischspikes (Oak Ridge Lab. bzw. National Bureau of Standards/Washington D.C.) verwendet wurden. Nach Zugabe der Spikelösung wurden die Proben in Fluss- und Salpetersäure aufgeschlossen und mit Salzsäure abgeraucht. Sr wurde über DOWEX-AG50X8-, Rb über Zirkoniumphosphat-Ionenaustauscherkolonnen eluiert. Für die Messung wurde das computergesteuerte Massenspektrometer VG ALDERMASTON MICROMASS M30 mit einem Faraday-Käfig als Ionenauffänger und einem Cary-Digitalvoltmeter 401 als Verstärker verwendet.

Für die Altersberechnungen wurden die von STEIGER & JÄGER (1977), angegebenen Konstanten herangezogen:

$$\text{Zerfallskonstante } \lambda ({}^{87}\text{Rb}) = 1,42 \times 10^{-11} \text{ Jahre}^{-1}$$

$$\text{Atomare Isotopenverhältnisse: } {}^{86}\text{Sr}/{}^{88}\text{Sr} = 0,1194$$

$${}^{84}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,056584$$

$${}^{85}\text{Rb}/{}^{87}\text{Rb} = 2,59265$$

Die Fehler  $\Delta t$  sind bei allen Angaben  $2\sigma$ -Werte. Die Isochronenberechnungen erfolgten nach dem Modell von YORK (1969): Modell I für die Berechnung von Mineralaltern, Modell II für Gesamtgesteinsalter.

## 2.2. Rb/Sr-ISOTOPENMESSERGEBNISSE

### Gesamtgesteinsalter

An acht Bundschuh-Orthogneisproben aus dem Raum Innerkrems ermittelte HAKESWORTH (1976) ein Gesamtgesteinsalter von  $381 \pm 30$  Ma, bezogen auf  $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ . Unter Verwendung der oben angeführten Zerfallskonstante von  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  wäre dieses Alter auf  $373 \pm 30$  Ma zu korrigieren. Trotz des hohen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initials von  $0,738 \pm 0,02$  und der relativ starken Streuung der Analysenpunkte (streng genommen handelt es sich um eine Errorchone) wurde dieses Alter als Bildungsalter interpretiert.

Vom selben Autor bestimmte Hellglimmeralter dieser relativ stark deformierten Orthogneise ergaben  $99 \pm 1$  Ma (korrig.:  $97 \pm 1$  Ma). Dies wurde als Verjüngung der Hellglimmer im Zuge der kretazischen Metamorphose und als Hinweis auf das Erreichen der Amphibolitfazies aufgefasst. Petrologische Indizien für eine eventuelle Amphibolitfazies während der alpidischen Metamorphose fehlen jedoch bislang in diesem Gebiet.

Tab. 1: Rb/Sr-Daten von Gesamtgesteinen (BS = Bundschuh, Ogn = Orthogneis). Die Proben FV 100 – 103 stammen aus dem Steinbruch Rosatin (NW Turrach), BG 1, 3, 4, 7 vom Grauensteineck, NW Flattnitz, FV 95 – 98 aus dem Turracher Karbon, 700 m S' Ort Turrach, FG 1 E' des Winterthaler Nocks und FV 61, 82 und 83 entstammen dem Königstuhlkarbon vom Steinbachsattel.

Proben-Nr.	Gesteinsart	Rb [ppm]	$^{87}\text{Rb}$ [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Sr}$ [ppm]	$^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ [%]	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$
FV 100	BS – Ogn	314	89,0	28,3	2,40	19,7	32,8	0,8838
FV 101	BS – Ogn	351	99,4	21,8	1,99	25,9	47,9	0,9588
FV 102	BS – Ogn	366	104	19,3	1,81	28,1	56,5	0,9875
FV 103	BS – Ogn	335	94,7	19,6	1,87	29,4	50,9	1,0054
BG 1	BS – Ogn	361	102	15,7	1,66	37,1	69,6	1,1285
BG 3	BS – Ogn	482	136	6,29	1,16	67,1	254	2,1565
BG 4	BS – Ogn	332	93,7	21,3	1,94	25,6	46,1	0,9541
BG 7	BS – Ogn	338	95,6	22,5	2,03	25,1	44,7	0,9475
OHG 1	BS – Ogn	319	90,4	21,6	2,00	27,3	44,1	0,9772
OHG 2	BS – Ogn	325	92,0	19,5	1,82	27,9	49,7	0,9851
OHG 3	BS – Ogn	310	87,8	18,9	1,80	29,2	49,1	1,0036
FG 1	Ogn-Geröll	143	40,6	65,4	4,95	9,1	6,41	0,7817
FV 95	Ogn-Geröll	93,3	26,4	71,8	5,38	8,1	3,80	0,7729
FV 96	Ogn-Geröll	163	46,3	67,1	5,06	8,9	7,13	0,7793
FV 97	Ogn-Geröll	131	37,2	38,8	3,03	12,3	9,92	0,8096
FV 98	Ogn-Geröll	133	37,6	81,9	6,17	8,7	4,74	0,7779
FV 61	Ogn-Geröll	173	49,0	22,6	1,92	19,7	22,6	0,8844
FV 82	Ogn-Geröll	254	71,9	22,0	1,97	24,5	34,3	0,9405
FV 83	Ogn-Geröll	48,9	13,8	32,6	2,35	4,4	4,38	0,7425

Basierend auf den bereits vorliegenden Daten wurden möglichst unterschiedliche Typen von Bundschuh-Orthogneisen von verschiedenen Lokalitäten untersucht: zum einen der relativ am schwächsten deformierte Typ, wie wir ihn am besten als Flasergneis im Bereich des Grauensteinecks, NW' von Flattnitz, also am E-Rand der W-E streichenden Orthgneismassen finden (BG 1, 3, 4, 7), zum anderen einen möglichst stark deformierten Augen- bis Stengelgneis mit mylonitischem Charakter aus dem Raum Turrach (FV 100-103) und schliesslich noch den im Fenster von Oberhof unter der Gurktaler Decke auftauchenden Orthogneis (OHG 1-3).

Wie aus Tab. 1 und den Abb. 2 und 3 ersichtlich, weisen die Gesamtgesteinssanalysen der *Bundschuh-Orthogneise* eine grosse Schwankungsbreite in ihren Rb/Sr-Isotopenverhältnissen auf. Dies ist einerseits auf die verschiedenen, einige Kilometer voneinander entfernten Probenentnahmepunkte zurückzuführen, andererseits ist die Variation auch innerhalb eines Fundpunktes, wie etwa am Grauensteineck (BG 1-7), beträchtlich. Die meisten der analysierten Proben gruppieren sich im Sr-Entwicklungsdiagramm in Abb. 2 um die von HAWKESWORTH untersuchten. Die Analysenpunkte passen aber nur teilweise auf dessen Isochrone. Vielmehr kann der Eindruck mehrerer ± paralleler Isochronen gewonnen werden.

Deren initiale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen im Minimum bei  $0,714 \pm 0,01$ , im Durchschnitt bei  $0,738 \pm 0,02$  und erreichen im Maximum  $0,7512 \pm 0,003$ .

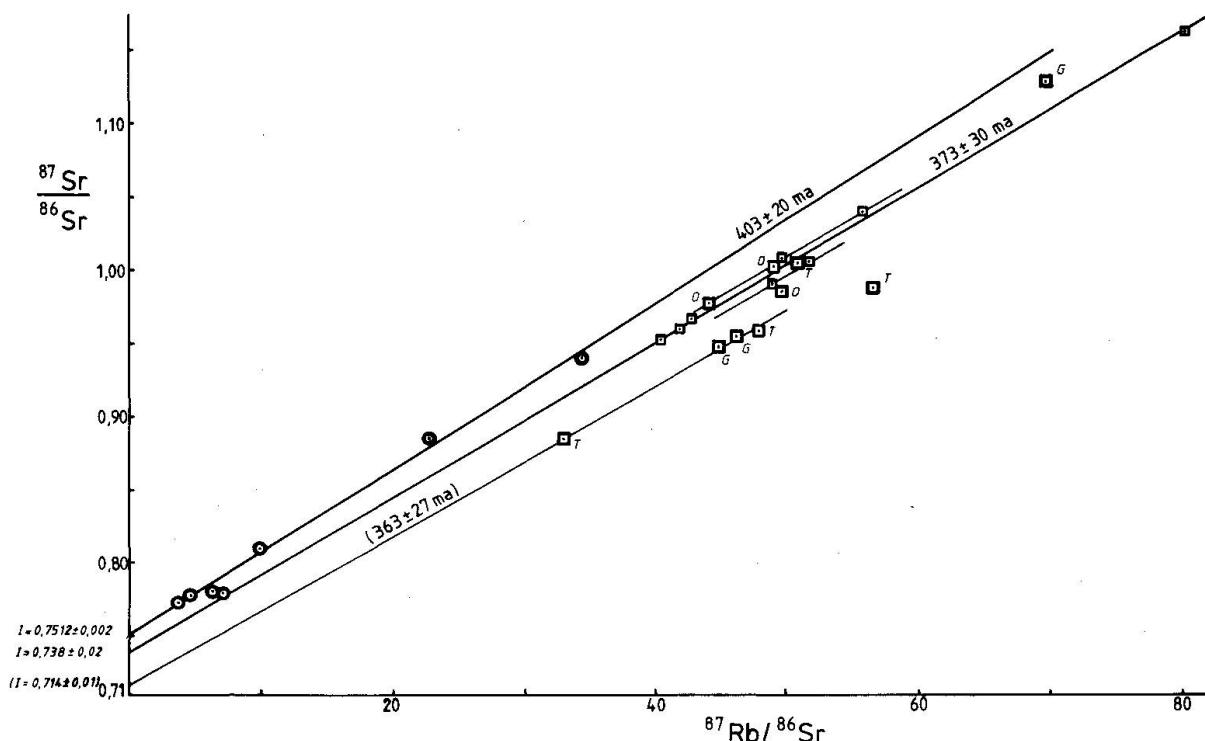


Abb. 2 Gesamtgesteinsisochronen von Bundschuh-Orthogneisen (□, G = Grauensteineck, T = Turrach, O = Oberhof, □ = Daten von HAWKESWORTH, 1976, Innerkrems) und Orthogneisgerölle aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke (○).

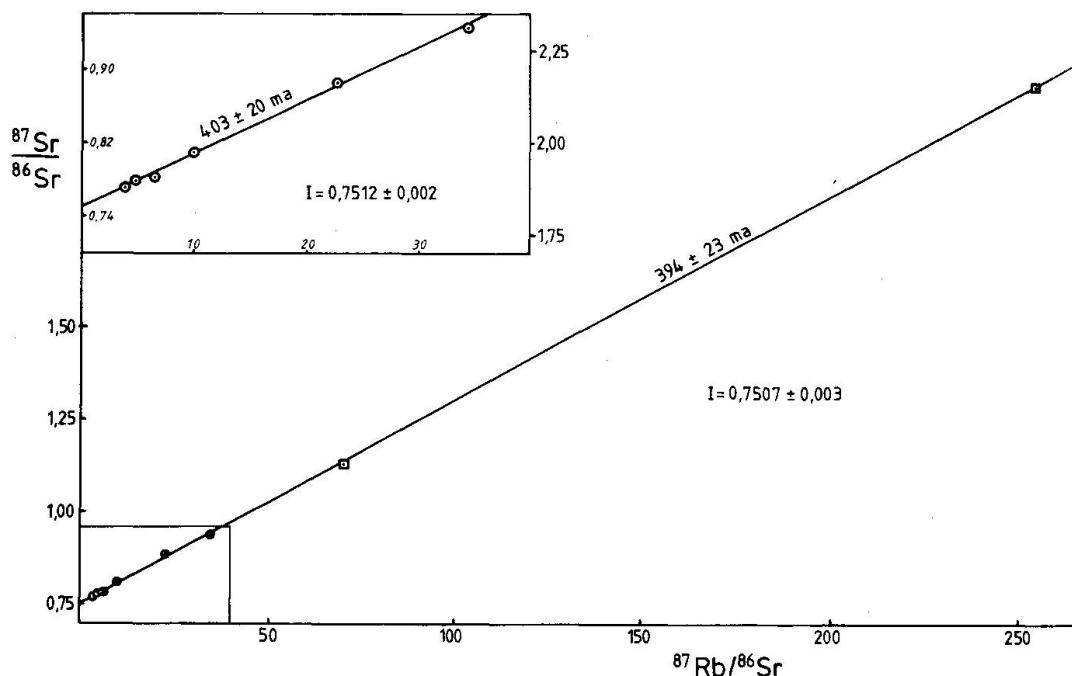


Abb. 3 Gesamtgesteins-Isochrone durch Orthogneisgerölle aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke (○) und zwei Flasergneisen vom Grauensteineck (□).

Aus den Steigungen errechenbare theoretische Gesamtgesteinsalter liegen zwischen 363 und 394 Ma, für die Mehrheit der Proben bei  $373 \pm 30$  Ma.

Obwohl die analysierten Orthogneisgerölle von verschiedenen Oberkarbon-Vorkommen stammen (FV 61, 82, 83: Steinbachsattel, Königstuhl-Karbon; FV 95-98: W-Hang des Eisenhuts und FG 1: 400 m E' des Winterthaler Nocks, Turracher Karbon), definieren sie doch relativ gut eine Gesamtgesteins-Isochrone mit einem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von  $0,7512 \pm 0,002$  und einer Steigung, die einem Alter von  $403 \pm 20$  Ma entspricht. Die meisten Analysenpunkte liegen zwar im Sr-Entwicklungsdiagramm weiter links unten, doch passen sie überraschend gut auf die Isochrone, die durch die Mehrzahl der Bundschuh-Orthogneisproben gelegt werden kann. Die Verteilungsbereiche überlappen sich gegenseitig (vgl. Abb. 2 und 3).

#### Mineralalter

Bei den Bundschuh-Orthogneisen können von alpiner Deformation kaum beeinflusste Flaser- und Augengneise (Typ «Grauensteineck») von alpin stark deformierten Stengelgneisen bzw. Granitgneis-Myloniten unterschieden werden (Typ «Turrach»). Erstere ähneln am meisten den Orthogneisen unter den Geröllen. In ihnen können noch zwei Hellglimmer-Generationen unterschieden werden. Mehrere mm grosse, vielleicht primäre, magmatische Relikte

(Mu I) wurden im Zuge der Vergneisung deformiert und rekristallisierten zu etwa 0,3 mm langen Mu-II-Scheitern. Für die Datierung wurde versucht, beide Generationen voneinander getrennt zu separieren; die entsprechenden Mineralalter zeigen jedoch keine bemerkenswerten Unterschiede zwischen den verschiedenen Korngrößen – die aus Zweipunktisochronen (Gesamtgestein – Hellglimmer) errechneten Alter für Mu I und Mu II liegen bei  $350 \pm 7$  bzw.  $354 \pm 7$  Ma.

Tab. 2: Rb/Sr-Daten von separierten Mineralen aus Bundschuh-Orthogneisen (FV 100–103, BG 1, OHG 2) und Orthogneisröllen (FV 82, FV 95), Fundpunkte siehe Tab. 1.

Proben-Nr.	Mineral (Korngröße) [mm]	Rb [ppm]	$^{87}\text{Rb}$ [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Sr}$ [ppm]	$^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ [%]	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	Einzel- alter [Ma]	Mineral- alter (korrig. mit Ges.gest.) [Ma]
FV 100	Muskowit (0,15–0,25)	1047	296	4,95	0,93	67,9	704	6,0047	150	$139 \pm 2$
FV 100	Feldspat (0,15–0,18)	208	58,8	29,7	2,49	18,7	20,6	0,8731	554	
FV 101	Muskowit (0,15–0,25)	1066	302	5,26	0,81	59,2	650	1,7426	112	$91 \pm 1$
FV 101	Feldspat (0,15–0,18)	253	71,7	24,1	2,16	24,5	31,2	0,9408	519	
FV 102	Muskowit (0,15–0,25)	1208	342	4,67	0,93	70,0	875	2,3727	134	$119 \pm 2$
FV 103	Muskowit (0,15–0,25)	1014	287	4,89	0,80	61,8	671	1,8604	121	$96 \pm 4$
FV 103	Feldspat (0,15–0,18)	236	66,7	21,5	2,01	27,9	32,7	0,9843	588	
BG 1	Muskowit (0,15–0,25)	1208	342	4,32	1,92	90,8	1370	7,6845	358	$354 \pm 7$ $352 \pm 4$ $350 \pm 7$
BG 1	Muskowit (0,25–0,45)	1202	340	4,12	1,88	91,2	1460	8,0486	353	
OHG 2	Muskowit (0,15–0,25)	1045	296	6,07	1,13	67,6	573	2,1924	182	
FV 82	Muskowit (0,15–0,25)	1091	309	4,15	1,81	90,5	1270	7,4728	373	$370 \pm 8$
FV 95	Muskowit (0,15–0,25)	809	229	4,51	1,43	84,0	712	4,4414	368	$364 \pm 7$

Als Beispiele für den stark deformierten Typ wurden vier Proben aus einem Umkreis von ca. 10 m im Steinbruch Rosatin, NW vom Ort Turrach, herangezogen (FV 100–103). In ihnen findet sich nur mehr Mu II, der einer intensiven postkristallinen Deformation (Zerscherung) unterlag, ohne dabei zu rekristallisieren. Lediglich eine mengenmäßig belanglose, randliche Serizitisierung kann mitunter beobachtet werden. Wie Untersuchungen mit der Mikrosonde zeigten, sind diese Glimmer durch relativ einheitliche phengitische Zusammensetzung gekennzeichnet (3,2–3,3 Si/Formeleinheit). Dreipunktisochronen Feldspat-Gesamtgestein–Hellglimmer ergeben mit den Hellglimmeraltern nahezu identische Daten (s. Tab. 2). Diese Feldspatverjüngung geht konform mit einer verstärkten Albitblastese, die in den stark deformierten Bundschuh-Orthogneisen zu reinen Phengit-Albit-Mikrolin-Quarz-Gneisen führte, wie sie bereits von EXNER (1967) beschrieben wurden. Obwohl alle vier Proben makroskopisch als

auch mikroskopisch keinerlei signifikante Unterschiede aufweisen, weichen die Mineralalter der daraus separierten Hellglimmer und Feldspäte mit  $91 \pm 1$  Ma,  $96 \pm 4$  Ma,  $119 \pm 2$  Ma bzw.  $139 \pm 2$  Ma erheblich voneinander ab (s. Tab. 2).

An den Hellglimmern aus dem Orthogneis vom Oberhof-Fenster konnten Mineralalter von  $163 \pm 3$  Ma festgestellt werden.

Aus den zwei am wenigsten angewitterten Geröllproben wurden ebenfalls Hellglimmer der Korngrösse 0,15–0,25 mm separiert. Bei den Feldspäten (und den spärlichen Biotiten) erschien die Gefahr sekundärer Veränderungen der Isotopenzusammensetzung durch Zersetzungsprozesse für eine sinnvolle Datierung zu gross. Die Hellglimmer weisen sehr variable Phengitgehalte auf (3,08–3,27 Si/Formeleinheit), auch innerhalb eines Kernes (streifige bis fleckige Verteilung). Die entsprechenden Zweipunktisochronen Hellglimmer-Gesamtgestein ergeben frühvariszische Alter von  $364 \pm 7$  Ma bzw.  $370 \pm 8$  Ma.

### 3. Interpretation und Schlussfolgerungen

Besonders zwischen den relativ schwach zu Flasergneisen deformierten Bundschuh-Orthogneisen (Typ «Grauensteineck») und den Orthogneisgeröllen in den Oberkarbon-Konglomeraten der Gurktaler Decke können mehrere signifikante Parallelen festgestellt werden. Gesteinszusammensetzung und Mineralausbildung sprechen in beiden Fällen für ein granitisches Ausgangsmaterial (FRIMMEL, 1984, 1986, s. Tab. 3). Vor allem die folgenden Ähnlichkeiten in

Tabelle 3: Durchschnittliche Gesteinszusammensetzung von Orthogneisgeröllen aus den Oberkarbon-Konglomeraten der Gurktaler Decke, von Bundschuh-Orthogneisen und vom Villacher Granitgneis (GÖD, 1976);  $\bar{x}$  – Mittelwerte,  $1\sigma$  – Standardabweichung.

	Gerölle aus Oberkarbon-Konglomeraten Gurktaler Decke		Bundschuh-Orthogneis		Villacher Granitgneis	
	4 Proben (FV 95–98)	3 Proben (FG1, FV61, FV82)	8 Proben		11 Proben (GÖD, 1976)	
	$\bar{x}$	$\pm 1\sigma$	$\bar{x}$	$\pm 1\sigma$	$\bar{x}$	$\pm 1\sigma$
SiO <sub>2</sub>	76,00	0,45	75,84	0,28	75,15	0,46
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	0,07	0,01	0,07	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,72	0,44	13,52	0,30	13,12	0,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,17	1,12	0,13	0,98	0,31
FeO	0,25	0,01	0,29	0,09	0,37	0,33
MnO	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
MgO	0,32	0,18	0,11	0,10	0,22	0,11
CaO	0,46	0,06	0,46	0,05	0,44	0,08
Na <sub>2</sub> O	4,46	0,59	3,41	0,63	3,71	0,70
K <sub>2</sub> O	1,76	0,30	4,25	0,59	4,84	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,33	0,05	0,05	0,19	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,20	0,11	0,86	0,29	0,88	0,06
	100,00		100,00		100,00	

geochronologischer Hinsicht werden als starkes Indiz dafür gewertet, dass die Orthogneisgerölle und die Buntschuh-Orthogneise demselben ursprünglichen Granitkomplex entstammen:

- die Gesamtgesteins-Isochronen der Gerölle und der Buntschuh-Orthogneise haben  $\pm$  gleiche Steigungen (0,00573 bzw. 0,00531),
- beide fallen durch relativ hohe initiale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,7513 bzw. 0,738 auf,
- beide besitzen für das ostalpine Kristallin selten hohe *frühvariszische* Hellglimmeralter von 364–370 Ma bzw. 350–354 Ma,
- die Gesamtgesteinsanalysen der Orthogneise vom Grauensteineck passen auf die Isochrone der Gerölle. Eine diese Punkte miteinbeziehende Isochrone würde ein Alter von  $394 \pm 23$  Ma ergeben (s. Abb. 3).

Bei den aus den Gesamtgesteins-Isochronen ermittelten Altersdaten scheint es sich aufgrund der hohen Initialwerte und der besonders bei den Buntschuh-Orthogneisen auffallenden Abweichungen einzelner Proben von der Durchschnitts-Isochrone *nicht* um Bildungsalter zu handeln, so wie dies von HAWKESWORTH (1976) angenommen wurde. Im Gelände konnten auch keinerlei Hinweise auf einen Intrusionsverband zwischen Orthogneis und den umhüllenden Paragesteinen gefunden werden. Vielmehr werden diese Daten als kaledonisch(?) variszische Mischalter im Sinne einer teilweisen Isotopenhomogenisation im Zuge der variszischen Metamorphose aufgefasst, die in den Buntschuh-Orthogneisen durch die alpidische Metamorphose nochmals leicht beeinflusst worden sein könnten. Auch der Umstand, dass durch die einzelnen Analysenpunkte in Abb. 2 mehrere subparallele Isochronen mit theoretischen Alterswerten zwischen 363 und 403 Ma gezogen werden können, die grosse Schwankungsbreite innerhalb der Initialwerte und die nahezu gleich hohen Hellglimmeralter sind Hinweise dafür, dass hier kein magmatisches Ereignis, sondern die variszische Metamorphose datiert wurde. Das wahre Bildungsalter dieses Granitkomplexes wird als zumindest kaledonisch vermutet. Eine grobe Abschätzung des theoretischen Maximalalters mittels des Compston-Jeffrey-Diagrammes würde eine solche Annahme erlauben.

Die Überprüfung auf eventuelle Isotopenmischungen mit Hilfe der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - gegen  $\text{Sr}_{\text{gesamt}}$ -Konzentration ( $[\text{Sr}_{\text{tot}}]$ ) bzw.  $1/[\text{Sr}_{\text{tot}}]$ -Diagramme in Abb. 4 zeigt eine einfache Abhängigkeit der  $^{87}\text{Sr}$ -Gehalte von den  $\text{Sr}_{\text{tot}}$ -Konzentrationen. Die im Schnitt höheren Sr- bzw. geringeren Rb-Konzentrationen in den Orthogneisgeröllen lassen sich durch eine gewisse geochemische Schwankungsbreite innerhalb eines Intrusionskomplexes erklären. Allerdings ist auch mit der Möglichkeit von Konzentrationsänderungen durch eine verwitterungsbedingte Zersetzung von Alkalifeldspat ([Rb]-Verringerung) zu rechnen. Ein Indiz für letztere Annahme ist eine deutliche K-Verarmung in einigen Geröllproben. Die übrigen Orthogneisgerölle besitzen hingegen den Buntschuh-Orthogneisen analoge chemische Zusammensetzungen (s. Tab. 3).

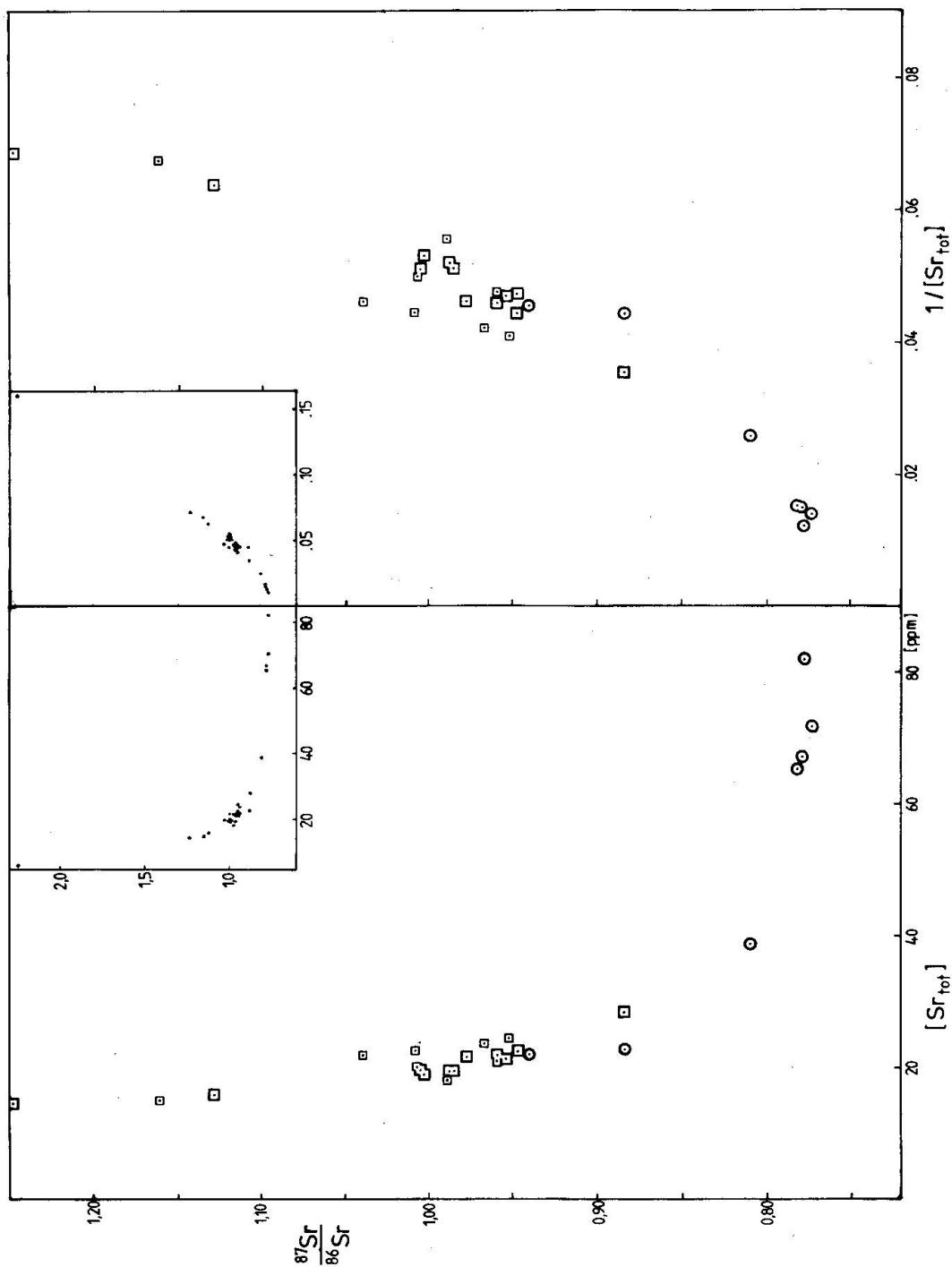


Abb. 4  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  gegen  $[\text{Sr}_{\text{tot}}]$  bzw.  $1/[\text{Sr}_{\text{tot}}]$ -Diagramm; Signaturen wie in Abb. 2.

Aus tektonisch-morphologischen Überlegungen kann ausgeschlossen werden, dass die Gerölle vom heute anstehenden Bundschuh-Orthogneis herstammen. Als Lieferkristallin für die Gerölle wird vielmehr ein in variszischer Zeit höheres Stockwerk angenommen, welches nach blockartiger Hebung im Oberkarbon rasch der Erosion freigegeben wurde. Dem würden auch die frühvaris-

zischen Hellglimmeralter entsprechen: der die Gerölle liefernde Horizont unterschritt noch früher als die heutigen Bundschuh-Orthogneise die Hellglimmer-Öffnungs/Schliessungs-Temperatur. Vielleicht lassen sich die höheren Hellglimmeralter in den Geröllen aber auch darauf zurückführen, dass die variszische Metamorphose in dem die Gerölle liefernden Horizont nicht einmal die nötigen Temperaturen erreichte, um die prävariszischen Hellglimmer vollständig zu verjüngen.

Neben einer weitgehenden Hellglimmer- und Quarz-Rekristallisation kam es im Zuge der variszischen Metamorphose(n) noch zu einer Albitblastese, in den Orthoklasen zu sekundärer Perthitbildung (Schachbrett-Albit) und zu einer relativ groben Hellglimmer-Mikrolithen-Füllung in den Plagioklasen.

Die beobachtbaren Unterschiede zwischen Geröllen und Bundschuh-Kristallin gehen auf die im Altkristallin wesentlich wirksamere kretazische Metamorphose zurück, wobei sich diese Unterschiede mit zunehmender alpidischer Deformation im Bundschuh-Kristallin verstärken: Homogenisierung des Hellglimmer-Chemismus, Albitblastese, Umwandlung von Orthoklas zu Mikroklin bis Isomikroklin, Änderung des Gefüges im Sinne einer strafferen Korneinregelung (FRIMMEL, 1984, 1986).

Auf die bestimmbaren Altersdaten wirkte sich die eoalpine Metamorphose im Altkristallin mit einer Verjüngung der Hellglimmer und z. T. auch der Feldspäte (Albitblastese) aus. Das unterschiedliche Ausmass dieser Verjüngung lässt sich jedoch weder durch eine Korngrößen- noch durch eine Temperaturabhängigkeit erklären. Die alpinen bzw. alpin-variszischen Mischalterswerte werden daher durch eine *deformationsinduzierte* Verjüngung bzw. Teilverjüngung erklärt, für deren Ausmass auch noch die Anwesenheit von flüider Phase (aus den überlagernden permomesozoischen Sedimenten etwa) eine entscheidende Rolle spielte. Dem jüngsten Alter (91 Ma) zufolge kann angenommen werden, dass der Temperaturhöhepunkt der eoalpinen Metamorphose zumindest bis zu diesem Zeitpunkt angedauert hat. In diesem Sinne lässt sich auch das von HAWKESWORTH (1976) bestimmte Mineralalter von 97 Ma (korrig.) als weitgehende Verjüngung während der eoalpinen Metamorphose verstehen, wobei der deformationsinduzierte Isotopenaustausch vermutlich unter Bedingungen der höheren Grünschieferfazies ablief.

Südlich der Bundschuh-Orthogneislamellen kommen immer wieder kleinere vergleichbare Orthogneislinsen in den Paraserien des Altkristallins vor. Die südlichsten im Raum Ossiacher See werden als «Villacher Granitgneis» zusammengefasst. Mineralbestand und -ausbildung in ihm sind ähnlich wie in den Bundschuh-Orthogneisen und den Orthogneisgeröllen: Granatführung, Biotit nur akzessorisch; während der Vergneisung Ausbildung von Phengit, Umkristallisation der Plagioklasse, Bildung von Fleckenperthit und Schachbrettalbit (HOMANN, 1962, GÖD, 1976).

Einer petrologischen Untersuchung des Villacher Granitgneises durch GÖD

(1976) folgend, können etliche geochemische Parallelen zu den besprochenen Orthogneisen gezogen werden: ähnlicher Chemismus (s. Tab. 3), ähnliche Rb- und Sr-Konzentrationen, ähnliche Gesamtgesteinsalter! Mit Rb-Gehalten von 220–680 ppm und Sr-Gehalten von 10–110 ppm (GÖD, 1976) deckt der Villacher Granitgneis etwa den Schwankungsbereich zwischen den Bundschuh-Orthogneisen und den Orthogneisgeröllen ab (vgl. Tab. 1). Hohe Rb-Konzentrationen, niedrige K/Rb-Verhältnisse und die Rb/Sr-Verhältnisse sprechen für einen spät differenzierten, sauren Granit als Protolith. Ein von JÄGER bestimmtes, von GÖD (1976) zitiertes Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von  $409 \pm 32$  Ma (bei Verwendung von  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ :  $423 \pm 32$  Ma) ist ein weiterer Hinweis auf eine mögliche genetische Verwandtschaft zu den Bundschuh-Orthogneisen bzw. den Orthogneisgeröllen und unterstützt die Annahme eines kaledonischen Bildungsalters.

Mit der Erkenntnis einer genetischen Beziehung zwischen den Orthogneisgeröllen aus den Oberkarbon-Konglomeraten der Gurktaler Decke (Oberostalpin) und den diversen Orthogneis-Vorkommen innerhalb des darunter liegenden Altkristallins (Mittelostalpin sensu TOLLMANN) muss eine schon primär benachbarte Position dieser beiden Einheiten angenommen werden.

Das für die deckentektonische Trennung in Mittel- und Oberostalpin durch TOLLMANN (1959, 1963, 1977) wesentliche fazielle Argument, das «sandige Anis» (licische bzw. Drauzugfazies) in der oberostalpinen Pfannock-Einheit und dessen Fehlen in der mittelostalpinen Stangalm-Einheit s.str. wurde inzwischen mehrfach in Frage gestellt (LIEGLER, 1973; FRANK, 1983, KRAINER, 1984). Letztgenannter Autor sieht anhand einer sedimentologischen Untersuchung der permischen bis untertriadischen Sedimente des Stangalm-Mesozoikums s.l. fazielle Unterschiede zwischen «sandigem Anis» im Drauzug (BRANDNER, 1972) und in der Pfannock-Einheit. Weiters vermutet er das Aufarbeitungsgebiet für das Pfannockperm aufgrund der Stauolith- und Disthenführung im Schwermineralspektrum nördlich des Gailtalkristallins, als auch im mittelostalpinen Altkristallin.

Zusammenfassend kann also den Vorstellungen von CLAR (1965, 1971) und FRANK (1983), wonach sich die Gurktaler Masse direkt an den zentralalpinen Raum im S anschliesst, und die Nördlichen Kalkalpen schon primär nördlich des zentralalpinen, eine Schwellenposition einnehmenden Stangalm-Mesozoikums s.str. eingewurzelt werden, gegenüber dem Modell von TOLLMANN der Vorzug gegeben werden.

Im neuesten tektonischen Modell des Ostalpins beschränkt FRANK (in Vorb.) das Mittelostalpin auf das Kristallin der Seckauer Tauern, der Glein-, Stubalm und des Troiseck-Floning-Zuges samt seinen permomesozoischen Sedimentauflagen (Rannachserie usw.) am E-Rand der Ostalpen. Die übrigen «mittelostalpinen» Einheiten werden jedoch nun wieder als oberostalpin eingestuft. Der Unterscheidung in nord- und südoberostalpine Einheiten durch FRANK fol-

gend, wäre dem Bundschuh-Kristallin als auch der Gurktaler Decke eine *südoberostalpine* Stellung einzuräumen.

### Dank

Herzlichst danken möchte ich Herrn Univ.-Prof. Dr. W. Frank vom Geologischen Institut der Universität Wien. Er hat mich nicht nur auf dieses interessante Thema aufmerksam gemacht, sondern stand auch jederzeit für lehrreiche Diskussionen zur Verfügung. Insbesondere bei der Methodik der Isotopenmessung gilt mein Dank aber auch Herrn Dr. M. Thöni vom selben Institut. Für die Hellglimmer-Bestimmungen an der Mikrosonde danke ich Herrn Dr. G. Hoinkes vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

### Literaturverzeichnis

- BRANDNER, R. (1972): «Südalpines Anis» in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 143–162.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35.
- CLAR, E. (1971): Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. Zs. deutsch. geol. Ges., 122, 161–167.
- EXNER, CH. (1967): Stauolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. Verh. Geol. B.-A., 1967 (1–2), 98–108.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. Jber. 1982, Hochschulschwerpt. S 15, 249–262.
- FRANK, W. (in Vorb.): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps. Wien (Deuticke).
- FRIMMEL, H. (1984): Kristallin- und strukturgeologische Untersuchungen im Raum westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. Unveröff. Vorarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien II + 151 S., 74 Abb., 9 Tab., 3 Beilg.
- FRIMMEL, H. (1986): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallin-Geröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 32, 39–65.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1983, Beitrag 4. Carinthia II, 173/93, 27–41.
- GÖD, R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen («Villacher Granitgneiss», Kärnten, Österreich). Tscherm. Min. Petr. Mitt. 23, 251–273.
- HAWKESWORTH, C.J. (1976): Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. Contr. Min. Petr., 54, 225–244.
- HOFMANN, O. (1962): Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raum Ossiacher See-Wörther See (nördlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). Jb. Geol. B.-A. 105, 243–272.
- JONGMANS, W. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. Berg- u. Hüttentmänn. Mh., 86, 97–104, Wien.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedi-

- menten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 127 (2), 159–179.
- LIEGLER, K. (1973): Zur Geologie des zentralalpinen Mesozoikums im Bereich nördlich von Bad Kleinkirchheim/Kärnten. Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 183 S.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. 358–363, Wien–New York (Springer).
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 36, 359–362.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 10, 1–62.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. VIII + 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 150, 19–43.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- VON GOSEN, W., HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 127 (4), 693–699.

Manuskript erhalten 14. Februar 1986, überarbeitetes Manuskript angenommen 9. Juni 1986.