©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 131	Heft 4	S. 575–592	Wien, Dezember 1988

Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin) – Genese und paläotektonische Implikationen

Von HARTWIG FRIMMEL*)

Mit 10 Abbildungen und 5 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 158, 183, 184, 201

Kärnten
Oberostalpines Kristallin
Granitische Gesteine
Genese
Paläotektonik

Inhalt

Zusammenfassung ... 575
Abstract ... 575
1. Einleitung ... 575
2. Chemismus der Orthogneise ... 577
3. Geotektonische Zuordnung der granitischen Protolithe ... 581
4. Geochronologische Ergebnisse ... 584
4.1. Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter ... 584
4.2. Mineralalter ... 587
5. Zur Entwicklungsgeschichte der Orthogneise am NW-Rand der Gurktaler Decke ... 587
5.1. Frühpaläozoische Daten ... 588
5.2. Variszischer Zyklus ... 589
Dank ... 590
Literatur ... 590

Zusammenfassung

Ein geochemischer und isotopengeologischer Vergleich zwischen verschiedenen Bundschuh-Orthogneisen, dem Villacher Granitgneis, dem Pfannockgneis und Orthogneisgeröllen aus Oberkarbon-Konglomeraten der postvariszischen Transgressionsserie in der nordwestlichen Gurktaler Decke zeigt signifikante Ähnlichkeiten zwischen all diesen, heute z. T. in unterschiedlichen tektonischen Einheiten vorkommenden Orthogneisen auf. Für alle kann ein syntektonischer S-Typ-Granit einer Kollisionszone kaledonischen Alters als prämetamorpher Protolith wahrscheinlich gemacht werden.

Die Möglichkeit, daß die verschiedenen tektonischen Einheiten des Gurktaler Deckensystems und das angrenzende Kristallin schon in voralpiner Zeit benachbarte Positionen einnahmen, wird im Lichte jüngster Metamorphose- und Strukturuntersuchungen am Rand der Gurktaler Einheit diskutiert.

Abstract

Orthogneiss pebbles from Upper Carboniferous conglomerates of the posthercynian transgression series in the NW part of the Gurktal thrust system (Upper Austroalpine unit) have been compared with various Bundschuh orthogneisses, with the gneissic „Villacher Granit" and the Pfannock gneiss. Although these orthogneisses belong to different tectonic units, geochemical and geochronological results indicate significant similarities between them. All the orthogneisses appear to have derived primarily from syntectonic collision granites (S-type granites) of Caledonian age. Due to an early Hercynian metamorphic overprint the Rb/Sr whole rock ages became partly, those of white micas totally rejuvenated. Further rejuvenation has been induced by a second, eoalpine metamorphic overprint only in some orthogneisses within today's crystalline basement.

A model that invokes an already prealpine adjoining position of today's crystalline basement and the different tectonic units of the Gurktal thrust system is supported by the studies on these orthogneisses and by recent geological, petrological and structural studies on the transition zone between this crystaline and the Gurktal unit.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HARTWIG FRIMMEL, Department of Mineralogy and Geology, University of Capetown, Private Bag, Rondebosch 7700, Republic of South Africa.

1. Einleitung

Als höchster tektonischer Bauteil des ostalpinen Deckenstapels östlich der Hohen Tauern wird das Gurktaler Deckensystem (GDS) von der liegenden Murauer und der hangenden Stolzalpen Decke aufgebaut (TOLLMANN, 1977; V. GOSEN et al., 1985). Am NW-Rand grenzt NEUBAUER (1980) eine zusätzliche Ackerldecke ab. Über die tektonische Stellung des heutigen kristallinen Untergrundes („Altkristallin") herrschen divergierende Ansichten („mittelostalpin" versus „oberostalpin", vgl. FRANK [1987] und TOLLMANN [1987]).

Aus dem Bereich des W-Randes des GDS sind eine Reihe von Vorkommen heller, Biotit-armer bis -freier Orthogneise bekannt (s. Abb. 1), die aufgrund des Mineralbestandes und der Mineralausbildung als z. T. mehrfach metamorph überprägte Granitoide betrachtet werden können. Bezüglich ihrer tektonischen Position können sie dreigeteilt werden in:

a) Orthogneislinsen im Hangendbereich des Kristallins unterhalb des GDS.
Zu dieser Gruppe sind in erster Linie die Bundschuh-Orthogneise (HERITSCH, 1924) zu zählen, die stets in Paragneise bzw. Glimmerschiefer der han-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

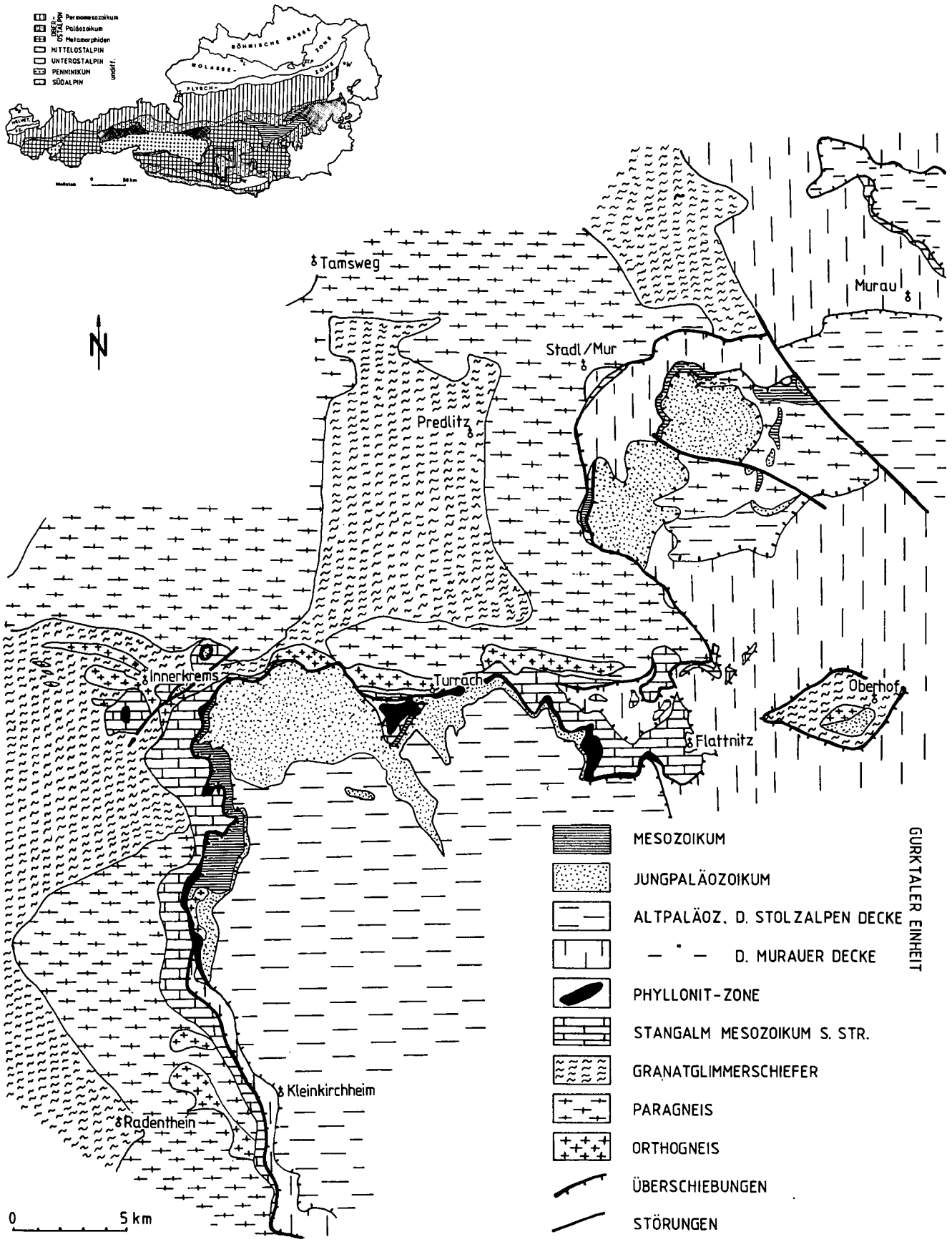


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte des NW-Randes der Gurktaler Decke nach PISTOTNIK (1980) und v. GOSEN et al. (1985), verändert, sowie die Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb der großtektonischen Einheiten der Ostalpen (nach FARANK, 1987, vereinfacht).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genden Priedröfserie (sensu SCHIMANA, 1986) eingelagert sind. Sie können in einem W–E streichenden Zug vom Raum Innerkrems über Turrach bis in das Kristallinfenster von Oberhof verfolgt werden. Ein weiteres Verbreitungsgebiet liegt östlich von Radenthein am Priedröf und am Wiesernock. Als südlichstes aufgeschlossenes Orthogneisvorkommen im Kristallinrahmen der Gruktaler Masse ist der Villacher Granitgneis hier anzuführen.

b) Orthogneise in Kristallinschuppen innerhalb des GDS.
Innerhalb des GDS gibt es Reste eines kristallinen Basements: das Ackerl- und das Pfannockkristallin. Letzteres besteht zum größten Teil aus Orthogneis.

c) Orthogneisgerölle in Oberkarbon-Konglomeraten im Hangenden des GDS.
Polymikte Konglomeratlagen innerhalb der oberkarbonen Molassebildungen, die heute am N- und W-Rand des GDS in tektonisch höchster Position lagern, beinhalten in unterschiedlichen Mengen Orthogneisgerölle. Entsprechende Vorkommen finden sich im Karbon der Brunnachhöhe (bis zu m^3-große Blöcke), entlang des N-Randes des Köngistuhl- und des Turracher Karbons und selten im Paaler Karbon (s. FRIMMEL, 1986a).

STOWASSER (1956) verglich erstmals Orthogneisgerölle vom Königstuhl- und vom Turracher Karbon mit den Bundschuh-Orthogneisen. Weiters finden „Pfannockgneisgerölle" von der Grenze Pfannockgneis/Karbon der Brunnachhöhe in dieser Arbeit Erwähnung. EXNER (1967) stellte als erster die Kristallingerölle hinsichtlich ihres Mineralbestandes konkret dem „Altkristallin" gegenüber. Petrographische und strukturelle Vergleiche zwischen Kristallingeröllen und dem unmittelbar benachbarten Altkristallin zeigen, daß eine Beziehung zwischen beiden möglich ist und bestehende Unterschiede auf eine unterschiedliche Metamorphosegeschichte zurückzuführen sind (FRIMMEL, 1986a). Isotopengeologische Untersuchungen an Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneisgeröllen vom Königstuhl- und Turracher Karbon liefern in der Folge gute Argumente dafür, daß die Gerölle und die anstehenden Orthogneise auf dasselbe magmatische Ereignis zurückgeführt werden können FRIMMEL (1986b). Dies hat bedeutende Auswirkungen auf die paläogeographische Position des GDS relativ zum benachbarten „Altkristallin", da nun für beide Einheiten eine schon voralpin benachbarte Position angenommen werden kann, was in Widerspruch mit dem bekannten Mittelostalpin-Konzept von TOLLMANN (seit 1959) steht (siehe Diskussion bei FRANK [1987] und Gegenargumentation von TOLLMANN [1987]).

In dieser Arbeit sollen anhand neuer geochemischer und isotopengeologischer Daten, die zum Großteil meiner Dissertation (FRIMMEL, 1987) entnommen sind, in Ergänzung zu den bereits vorliegenden ein genetisches Modell für diese Orthogneise entwickelt werden. Weiters werden die Auswirkungen auf die Vorstellungen über die Entwicklungsgeschichte dieses Teils der Ostalpen im Lichte jüngster kristallingeologischer Untersuchungsergebnisse diskutiert.

2. Chemismus der Orthogneise

Von sechs Bundschuh-Orthogneisproben und sieben Orthogneis-Geröllproben, deren Fundpunkte Tab. 1 entnommen werden können, wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse Haupt- und Spurenelementverteilungen ermittelt (s. Tab. 2). Vom Villacher Granitgneis liegen bereits von GÖD (1976) zehn Gesteinsanalysen sowie die Analysen einiger Spurenelemente vor. Weiters finden fünf Gesteinsanalysen von Bundschuhgneisen aus dem Raum Innerkrems von THEINER (1987) Berücksichtigung.

Tabelle 1.
Fundpunkte der untersuchten Orthogneise.

Probe	Gestein	Fundort
FV 100	Bundschuh-	Steinbruch Rosatin, NW' Turrach
FV 101	Orthogneis	Steinbruch Rosatin, NW' Turrach
FV 102		Steinbruch Rosatin, NW' Turrach
FV 103		Steinbruch Rosatin, NW' Turrach
BG 1	Bundschuh-	Grauensteineck, NW' Flattnitz
BG 3	Orthogneis	Grauensteineck, NW' Flattnitz
BG 4		Grauensteineck, NW' Flattnitz
BG 7		Grauensteineck, NW' Flattnitz
OHG 1	Orthogneis	Gehöft Glanzer, Oberhof
OHG 2		Gehöft Glanzer, Oberhof
OHG 3		Gehöft Glanzer, Oberhof
PG 1	Pfannockgneis	200 m S' Pfannock
PG 2		200 m S' Pfannock
VG 1	Villacher	Steinbruch Komberg,
VG 2	Granitgneis	NW' Unterwernberg
VG 3		NW' Unterwernberg
VG 4		NW' Schloß Wernberg
VG 6		Steinbruch Markogel, Landskron
FV 61	Orthogneis-	Steinbachsattel, Königstuhl-Karbon
FV 82	Geröll	Steinbachsattel, Königstuhl-Karbon
FV 83		Steinbachsattel, Königstuhl-Karbon
FV 1		E' Winterthaler Nock
FV 95		700 m S' Turrach, Turracher Karbon
FV 96		700 m S' Turrach, Turracher Karbon
FV 97		700 m S' Turrach, Turracher Karbon
FV 98		700 m S' Turrach, Turracher Karbon
A 1		Karbon der Brunnach-Höhe
A 2		(Stangalm-Karbon)
OG 1		Oswalder Bock
OG 2		Oswalder Bock
OG 3		Oswalder Bock

Die Güte der angegebenen Spurenelementwerte kann mit ±5–10 % bei 100 ppm und ±10–20 % bei 10 ppm angenommen werden. Bei den Rb- und Sr-Werten wurde wegen des geringeren analytischen Fehlers auf die mit der Isotopenverdünnungsanalyse bestimmten Werte zurückgegriffen (s. Kap. 4).

Die durch hohe SiO_2-Gehalte (ca. 75 Gew.-%) ausgezeichneten Orthogneise weisen eine im großen und ganzen einheitliche Zusammensetzung auf. Der Gesteinschemismus aller untersuchten Proben kann am ehesten mit den Durchschnittswerten für Granit bis Alkaligranit bzw. Rhyolith bis Alkalirhyolith aus den geochemischen Datenbanken CLAIR (LE MAITRE) und PETROS (MUTSCHLER et al.; beide aus DE LA ROCHE et al., 1980) verglichen werden. Die Gegenüberstellung der verschiedenen Orthogneis-Chemismen in Tab. 4 zeigt, daß die Bundschuh-Orthogneise, der Villacher Granitgneis und ein Teil der Orthogneisgerölle ähnliche Zusammensetzungen besitzen. Ein anderer Teil der Geröllproben, besonders die südlich Turrach aufgesammelten (FV 95–98), weichen jedoch mit den höchsten SiO_2-Werten und mit auffallend niedrigen K_2O- sowie erhöhten Na_2O-Werten von den übrigen Proben ab. Die von THEINER (1987) analysierten Bundschuh-Orthogneise aus dem Raum Innerkrems sind vergleichsweise reich an Na und weisen eine größere Variation in ihren Chemismen auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 2.
Gesteinsanalysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] von Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneisgeröllen aus der Gurktaler-Decke.
Sr und Rb wurden massenspektrometrisch, alle übrigen Spurenelemente röntgenfluoreszenzanalytisch bestimmt.

	FV 61	FV 82	FG 1	FV 95	FV 96	FV 97	FV 98	BG 1	BG 3	BG 7	FV 100	OHG 1	OHG 3	FV 25*)
SiO_2	75,78	75,32	75,26	76,25	75,43	76,00	76,49	75,55	74,25	75,54	75,22	75,65	75,40	75,12
TiO_2	0,05	0,08	0,07	0,08	0,06	0,05	0,09	0,07	0,07	0,04	0,08	0,06	0,08	0,08
Al_2O_3	13,20	13,78	13,37	13,33	13,58	14,35	13,66	13,22	13,35	13,70	13,37	12,97	13,78	12,32
Fe_2O_3	1,00	1,08	1,26	1,54	1,30	1,20	1,16	1,37	0,56	0,60	1,26	0,90	1,06	1,10
FeO	0,24	0,40	0,24	0,25	0,25	0,25	0,26	0,08	1,00	0,10	0,07	0,45	0,45	0,44
MnO	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	–	0,02	0,03	0,03	0,03
MgO	–	–	0,13	0,56	0,13	0,36	0,25	0,30	0,23	–	0,18	0,36	0,20	0,26
CaO	0,40	0,49	0,49	0,55	0,43	0,43	0,44	0,47	0,38	0,47	0,36	0,34	0,44	0,54
Na_2O	3,65	3,84	2,67	4,11	4,54	5,28	3,97	3,82	4,74	4,29	2,69	3,63	3,01	3,85
K_2O	3,82	3,91	4,89	1,56	1,99	1,45	2,03	4,68	4,33	5,05	4,82	4,82	4,76	5,15
P_2O_5	–	0,10	0,05	0,84	0,10	0,54	0,23	0,25	–	0,31	0,16	0,12	0,17	0,26
H_2O^+	0,85	1,15	0,58	1,22	1,22	1,04	1,30	0,84	0,94	0,86	0,93	0,80	0,95	0,85
Σ	99,20	100,16	99,04	100,38	99,06	100,98	99,89	100,69	99,89	100,96	99,16	100,13	100,43	100,00
Nb	–	–	8	2	2	13	4	6	9	–	4	3	6	n.b.
Zr	38	35	27	36	31	34	54	33	23	29	47	31	43	n.b.
Y	4	6	–	9	6	10	8	10	33	–	12	7	10	n.b.
Sr	23	22	65	72	67	39	82	16	6	23	28	22	19	n.b.
Rb	173	254	143	93	163	131	133	361	482	338	314	319	310	n.b.
Pb	10	14	21	16	–	35	–	18	–	–	15	14	19	n.b.
Zn	24	34	14	28	29	42	30	45	41	25	22	22	35	n.b.
Ni	18	25	15	20	22	24	26	34	42	29	32	31	32	n.b.
Ba	55	42	94	117	66	30	87	8	–	37	63	4	11	n.b.

*) Mittelwerte von zwei naßchemisch bestimmten Analysen des Orthogneises aus der Steinbachschuppe W' Turrach.
Für die Spurenelemente gelten die von NISBET et al. (1979) angegebenen Nachweisgrenzen.
n.b. = nicht bestimmt; – = unter der Nachweisgrenze; Fe-Bestimmung nach WILSON-Titrationsmethode.

Auch bei den Spurenelementen ist in den durchschnittlichen Konzentrationen eine weitgehende Übereinstimmung zwischen Bundschuh-Orthogneis und Orthogneisgeröllen festzustellen. Unterschiede sind in den Sr-, Rb- und Ba-Konzentrationen zu erkennen. Letztere sind mit bis zu 60 ppm in den Bundschuhgneisen und 30 bis 120 ppm in den Geröllen für granitische Gesteine auffallend niedrig. Der Villacher Granitgneis hingegen ist mit 270 bis 1000 ppm (GÖD, 1976) deutlich Ba-reicher. Die Zr-Konzentrationen sind mit 34±9 bzw. 36±9 ppm in den Bundschuhgneisen bzw. in den Geröllen im Vergleich zu anderen granitischen Gesteinen ebenfalls sehr niedrig, was sich modal in einem sehr geringen Zirkongehalt ausdrückt. In Anbetracht von 70 bis 150 ppm Zr im Villacher Granitgneis (GÖD, 1976) ist auch darin ein gewisser Unterschied zu diesem gegeben.

Ihrem modalen Mineralbestand zufolge wären die Orthogneise nach STRECKEISEN (1973) durchwegs als Granit (bzw. Rhyolith) zu klassifizieren. Die Ausbildung der einzelnen Minerale, in erster Linie die perthitisch entmischten Alkalifeldspat-Einsprenglinge, deren Mikroklinisierung und die dicktafelige bis rundliche Form der polysynthetisch verzwillingten Plagioklase, vermitteln vor allem in den weniger deformierten Orthogneisen (Bundschuhgneis vom Typ Grauensteineck, Villacher Granitgneis; etliche Orthogneisgerölle) deutlich den Eindruck granitischer Protolithe.

Ein Klassifizierungsschema, welches auch die mafischen Komponenten berücksichtigt, ist jenes von DE LA ROCHE (1976) bzw. das modifizierte R_1-R_2-Diagramm von DE LA ROCHE et al. (1980). Die untersuchten Orthogneise gruppieren sich in solch einem Diagramm, ebenso wie im Q'(F')-ANOR-Diagramm nach STRECKEISEN & LE MAITRE (1979), entlang der Grenzlinie zwischen dem Granit- und dem Alkaligranitfeld, wobei sich die Verteilungsbereiche der Bundschuhgneis-, der Villacher Granitgneis- und der Orthogneisgeröllproben gegenseitig überlappen (s. Abb. 2). Der Anteil an mafischen Komponenten ist in allen Orthogneisen nahezu gleich niedrig. Ein etwaiger Differentiationstrend kann nicht festgestellt werden. Vielmehr handelt es sich durchwegs um saure Granite, die sich lediglich in ihren SiO_2- und Alkali-Gehalten unterscheiden.

Mit (Al_2O_3) : $(Na_2O + K_2O + CaO)$-Verhältnissen von 1,6–2,0 in den Geröllen und 1,5 in den Bundschuh-Orthogneisen und im Villacher Granitgneis sind all diese Orthogneise deutlich peralumisch. Folglich sind sie auch Korund-normativ (>1 % C), was sich im modalen Mineralbestand in einer reichlichen Hellglimmer-Führung (8–19 %) ausdrückt. Der Trend zu alkaligranitischer Zusammensetzung, wie er in Abb. 2 zum Ausdruck kommt, ist daher nur auf den normativen Mineralbestand zu beziehen, modal handelt es sich um Granite s. str.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 3.
Normativer Mineralbestand von Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneisgeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler-Decke (vgl. Tab. 2).
Q'- und ANOR-Werte nach STRECKEISEN & LE MAITRE (1979); R_1- und R_2-Vektorgrößen nach DE LA ROCHE (1980); Fundorte der Proben siehe Tab. 1.

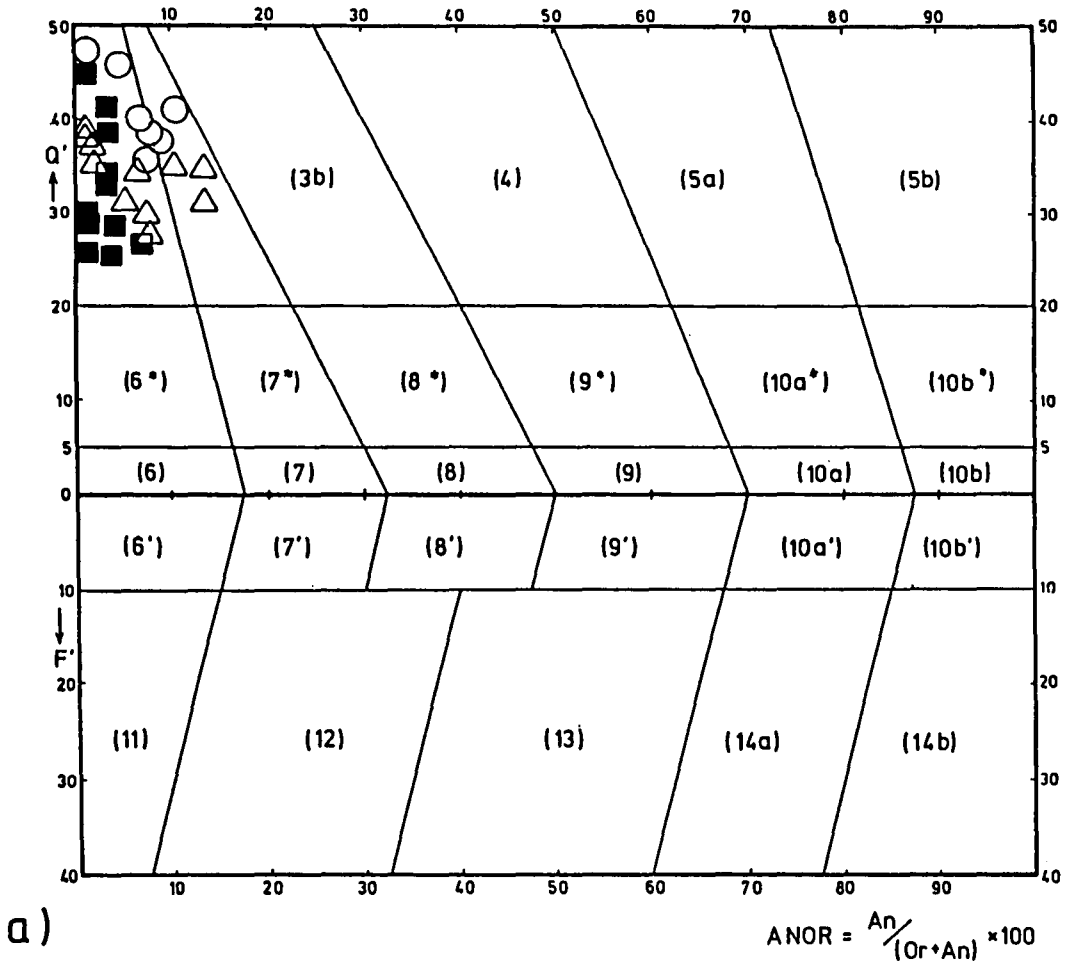
	FV 61	FV 82	FG 1	FV 95	FV 96	FV 97	FV 98	BG 1	BG 3	BG 7	FV 100	OHG 1	OHG 3	FV 25*)
C.I.P.W.-normativer Mineralbestand														
qu	36,90	35,17	38,20	43,32	38,72	36,16	42,74	32,42	26,54	26,87	38,87	33,11	36,78	30,32
or	23,24	23,57	29,87	9,46	12,09	8,64	12,33	27,96	25,89	29,86	29,53	28,93	28,72	30,95
ab	33,68	35,29	24,79	37,85	42,00	47,67	36,65	34,70	43,03	38,62	25,04	33,08	27,61	35,16
an	2,06	1,85	2,18	–	1,54	0,83	0,74	0,70	1,89	0,31	0,80	0,91	1,09	1,00
C	2,61	2,66	3,29	5,49	3,85	4,16	5,23	1,77	0,19	1,17	3,89	1,63	3,66	0,06
wo	–	0,06	–	–	–	–	–	–	–	0,24	–	–	–	–
di	–	0,03	0,08	0,65	0,16	0,31	0,37	0,40	–	–	0,26	0,19	0,27	0,41
hy	0,57	–	0,38	1,30	0,33	0,89	0,53	0,64	1,77	–	0,41	0,96	0,47	0,57
ma	0,46	0,77	0,43	0,42	0,48	0,48	0,42	0,04	0,60	0,15	0,47	0,93	0,89	0,87
hm	0,41	0,25	0,62	0,82	0,61	0,52	0,55	0,94	–	0,32	0,40	0,02	0,16	0,20
il	0,07	0,11	0,10	0,11	0,08	0,07	0,13	0,10	0,10	0,06	0,11	0,08	0,11	0,11
ap	–	0,21	0,11	0,91	0,21	0,42	0,49	0,53	–	0,65	0,34	0,25	0,36	0,55
Q'- und ANOR-Werte														
Q'	38,5	36,7	40,2	47,8	41,0	38,8	46,2	33,8	27,3	29,6	41,2	34,5	39,0	31,3
ANOR	8,1	7,3	6,8	–	11,3	8,8	5,7	2,4	6,8	1,0	2,6	3,0	3,7	3,1
R_1- und R_2-Vektoren														
R_1	2824	2698	2880	3205	2904	2808	3170	2542	2206	2308	2892	2585	2798	2390
R_2	302	323	321	348	319	345	327	324	314	319	310	309	327	312

Im Q-Ab-Or-Diagramm liegen alle untersuchten Bundschuh-Orthogneise sowie der Villacher Granitgneis und ein Teil der Orthogneisgerölle innerhalb des von WINKLER (1979, Fig. 18–14) skizzierten Häufigkeitsmaximums granitischer Gesteine. Ein anderer Teil der Gerölle (FV 95–98) gruppiert sich bei geringeren Or-Anteilen am Rande bzw. außerhalb dieses Bereiches häufiger Granit-Zusammensetzungen. Die eher abartige Zusammensetzung dieser zweiten Geröllgruppe ist durch eine deutliche K-Verarmung gekennzeichnet, mit der im Schnitt eine Erhöhung des SiO_2-, des Na_2O- und z. T. auch des P_2O_5-Gehaltes korreliert. U. d. M. zeigen

Tabelle 4.
Durchschnittliche Gesteinszusammensetzung von Orthogneisgeröllen aus Oberkarbon-Konglomeraten der Gurktaler-Decke, von Bundschuh-Orthogneisen aus dem Bereich Turrach – Oberhof, aus dem Raum Innerkrems (THEINER, 1987) und vom Villacher Granitgneis (GÖD, 1976).

	Gerölle aus Oberkarbon-Konglomeraten der Gurktaler Decke				Bundschuh-Orthogneis Turrach – Oberhof		Villacher Granitgneis		Bundschuh-Orthogneis Innerkrems	
	4 Proben (FV 95–98)		3 Proben (FG 1, FV 61, FV 82)		8 Proben		11 Proben (GÖD,1976)		5 Proben (THEINER, 1987)	
	$\bar{x}$	$\pm 1\,\sigma$	$\bar{x}$	$\pm 1\,\sigma$	$\bar{x}$	$\pm 1\,\sigma$	$\bar{x}$	$\pm 1\,\sigma$	$\bar{x}$	$\pm 1\,\sigma$
SiO_2	76,00	0,45	75,84	0,28	75,15	0,46	74,64	0,40	75,38	1,52
TiO_2	0,07	0,02	0,07	0,01	0,07	0,02	0,09	0,06	0,50	0,07
Al_2O_3	13,72	0,44	13,52	0,30	13,12	0,59	13,61	0,29	12,83	0,70
Fe_2O_3	1,30	0,17	1,12	0,13	0,98	0,31	0,52	0,21	n.b.	–
FeO	0,25	0,01	0,29	0,09	0,37	0,33	0,96	0,27	1,67	0,12
MnO	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,09	0,09
MgO	0,32	0,18	0,11	0,10	0,22	0,11	0,19	0,07	0,11	0,05
CaO	0,46	0,06	0,46	0,05	0,44	0,08	0,72	0,19	0,32	0,05
Na_2O	4,46	0,59	3,41	0,63	3,71	0,70	3,48	0,23	4,40	0,40
K_2O	1,76	0,30	4,25	0,59	4,84	0,28	4,71	0,21	4,55	1,20
P_2O_5	0,43	0,33	0,05	0,05	0,19	0,10	0,26	0,09	0,15	0,03
H_2O^+	1,20	0,11	0,86	0,29	0,88	0,06	0,77	0,13	n.b.	–
	100,00		100,00		100,00		100,00		100,00	

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



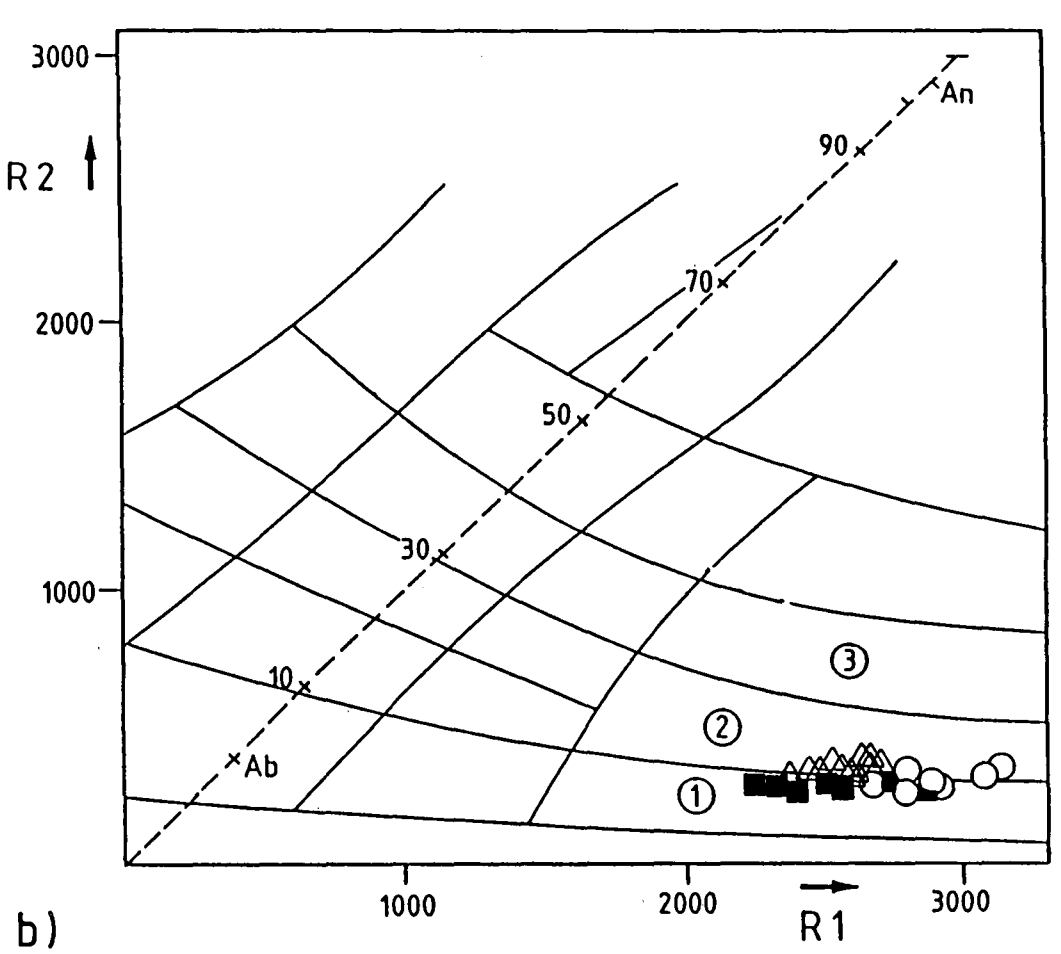


Abb. 2.
Die Bundschuh-Orthogneise (■), Villacher Granitgneise (△) und Orthogneisgerölle aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke (○).

a) Im Diagramm Q'(F') – ANOR nach STRECKEISEN & LE MAITRE (1979). Die normativen Felder (2), (3a), (3b) etc. entsprechen etwa den modalen Feldern der verschiedenen Gesteinsgruppen im QAPF-Diagramm nach STRECKEISEN (1973).

b) Im Diagramm R_1 – R_2 nach DE LA ROCHE et al. (1980).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

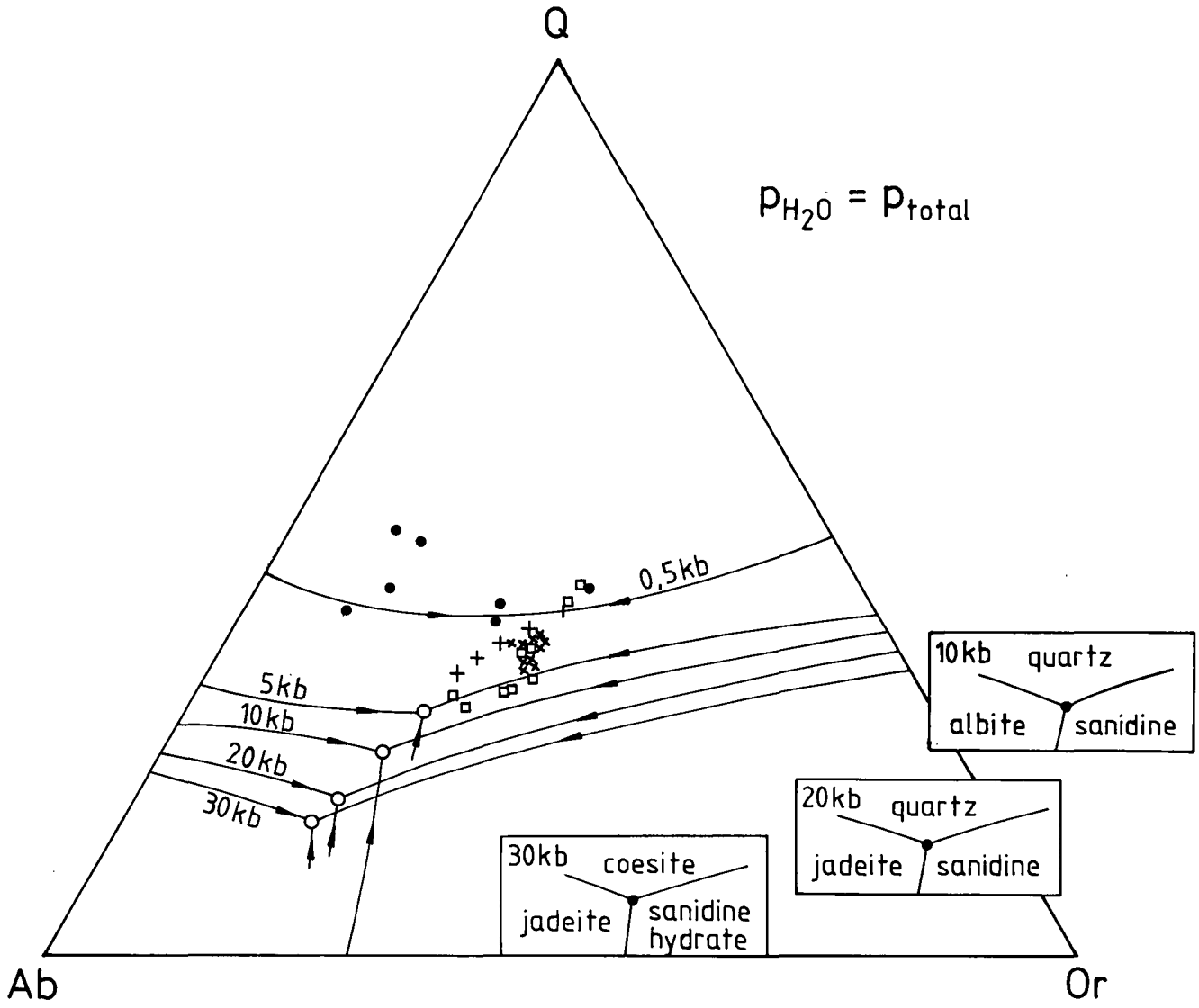


Abb. 3.
Projektion der Proben der Bundschuhgneise (□), des Villacher Granitgneises (+) und der Orthogneisgerölle (●) in das System Q - Ab - Or - H_2O. Die großen Kreuze zeigen die Wanderung der ternären Minima, die Kreise die der ternären Eutektika mit zunehmendem $p(H_2O)$. Die Daten bis 10 kb stammen von LUTH et al. (1964), die Grenzen der H_2O-gesättigten Liquidusflächen bei 20 bzw. 30 kb von WYLLIE (1977).

die Alkalifeldspäte in diesen Geröllen mitunter Zersetzungserscheinungen, was nicht erstaunt, waren die Gerölle doch ± stark Witterungseinflüssen ausgesetzt. Die K-Verarmung könnte daher z. T. darauf zurückzuführen sein. Da K_2O in erster Linie negativ mit Na_2O und SiO_2 korreliert, nicht aber mit den anderen Oxiden, sind primäre Stoffunterschiede jedoch nicht auszuschließen. Andererseits kann das stark variierende K_2O : Na_2O-Verhältnis bei insgesamt etwa gleichbleibenden Gehalten an Alkalien auch durch metamorphe Überprägung(en) bedingt sein (Albitsprossung). Es scheint somit derzeit nicht möglich, diese Unterschiede im Hauptelementchemismus mit Sicherheit einem primären Effekt oder sekundären Einflüssen zuzuschreiben.

Im Q-Ab-Or-Diagramm in Abb. 3 liegen die Projektionspunkte der Bundschuh-Orthogneise, des Villacher Granitgneises und eines Teils der Orthogneisgerölle nahe den ternären Minima bzw. nahe den thermischen Tälern für einen Druckbereich von rund 0,5 bis 6 kb (nach LUTH et al., 1964). Eine Abschätzung der tatsächlichen Bildungsbedingungen für die ursprünglichen Granite wird durch eine Reihe unbekannter Faktoren erheblich erschwert: möglicher Stoffaustausch mit der Umgebung während metamorpher Überprägung(en), Sättingungsgrad an H_2O und Anwesenheit zusätzlicher Komponenten in der fluiden Phase. Weiters ist bei Abb. 3 zu berücksichtigen, daß es sich in Anbetracht der reichlichen Hellglimmer-Führung um eine Projektion von Al_2O_3 in die Q-Ab-Or-Ebene handelt. Die Abwesenheit jeglicher Al_2SiO_5-Phase (Sillimanit, Andalusit) in den untersuchten Orthogneisen deutet jedoch nach THOMPSON & ALGOR (1977) auf einen möglichen Druckbereich von >3 kb.

3. Geotektonische Zuordnung der grantitischen Protolithe

Der Untergliederung der Granite s. l. in S-Typ und I-Typ (CHAPPEL & WHITE, 1974), erweitert durch den A-Typ (COLLINS et al., 1982) und M-Typ (WHITE, 1979), liegt ein genetisches Konzept zugrunde, welches die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

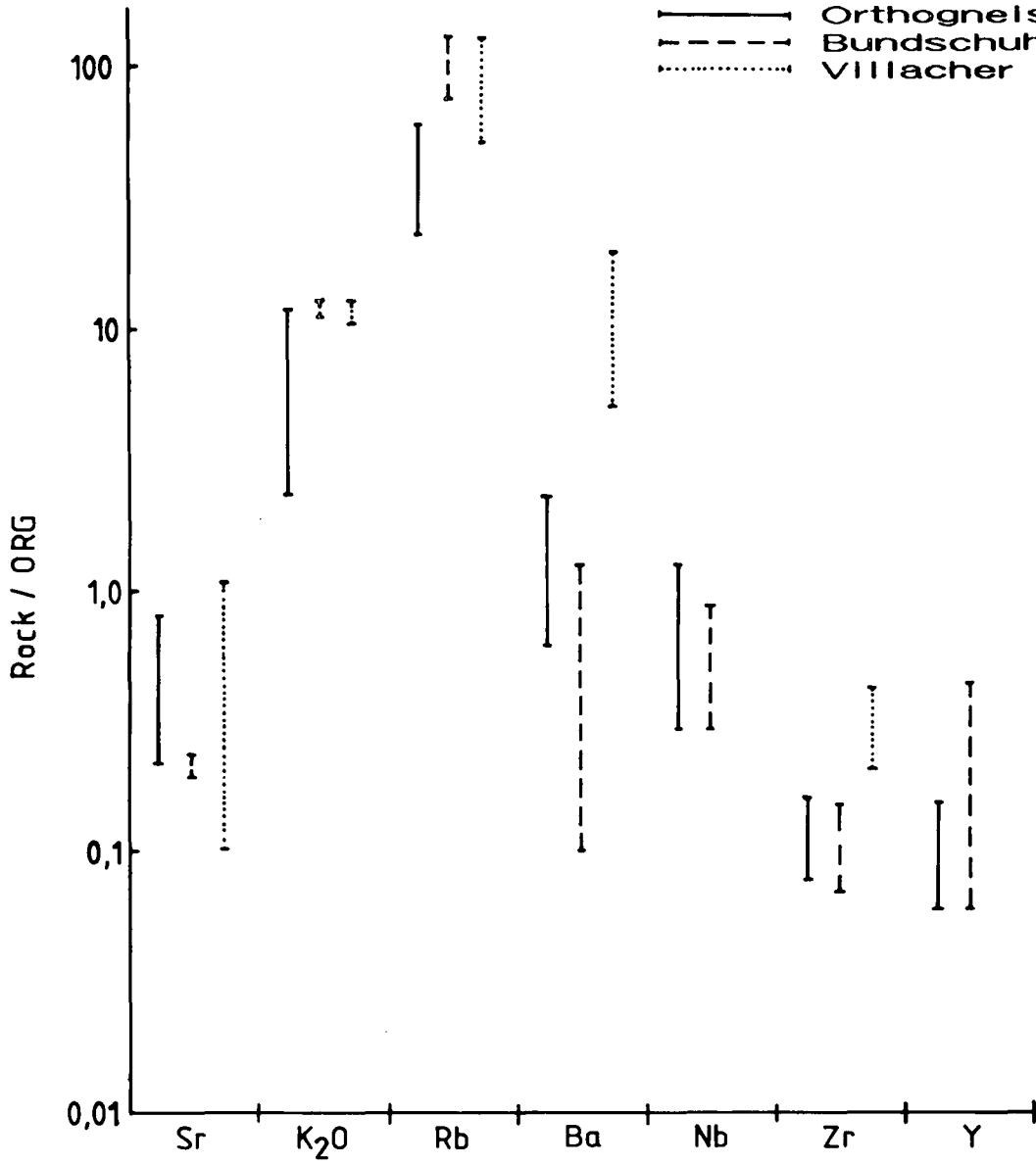


Abb. 4.
Verteilung einiger Spurenelemente (und K_2O) in Orthogneisgeröllen aus dem Oberkarbon des GDS, im Bundschuh-Orthogneis und im Villacher Granitgneis (GÖD, 1976), normalisiert gegen den hypothetischen "ocean ridge granite" (HARRIS et al., 1986).

Zuordnung zu bestimmten großtektonischen Environments ermöglichen soll. Sämtliche hier behandelten Orthogneise weisen eine Reihe für S-Typ-Granite charakteristische Merkmale auf:

- Restite in Form von Granat-Xenokristallen (s. FRIMMEL, 1984, 1986a),
- große Alkalifeldspat-Einsprenglinge,
- annähernde Minimum-Schmelzzusammensetzungen,
- beschränkt auf Zusammensetzungen mit hohen SiO_2-Gehalten,
- irreguläre Elementverteilungsmuster, kein Diferrentiationstrend,
- peralumisch, Korund-normativ mit >1 % C, hoher modaler Muskowitgehalt,
- sehr hohe $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialwerte (s. Kap. 3).

Ein Nachteil dieser Klassifizierung liegt im Mangel an klar definierten Grenzen zwischen den einzelnen Typen. Wie PEARCE et al. (1984) zeigen konnten, bieten Spurenelement-Verteilungen eine gute Möglichkeit zur Unterscheidung von granitischen Gesteinen aus verschiedenen geotektonischen Environments. Aus Abb. 4 geht hervor, daß die untersuchten Orthogneise gegenüber dem hypothetischen „ocean ridge granite" (HARRIS et al., 1986) an Rb stark angereichert, an Nb, Zr und Y hingegen deutlich verarmt sind, was nach PEARCE et al. (1984) am ehesten für „syn-" bis „post-collision granites" spricht, theoretisch auch noch mit der Interpretation eines „volcanic arc granite" (VAG) konsistent wäre, keinesfalls jedoch mit einem „ocean ridge granite" (ORG) oder einem „within plate granite" (WPG) in Übereinstimmung steht. Der Vergleich zwischen Bundschuh-Orthogneis, Orthogneisgeröllen und Villacher Granitgneis in Abb. 4 zeigt zwar für alle drei Gruppen ähnliche Trends, im einzelnen ist der Villacher Granitgneis den Analysen von GÖD (1976) zufolge jedoch reicher an Ba und Zr. Aus der Kombination der Variationsdiagramme Y bzw. Nb gegen SiO_2 (Abb. 5a, b) sowie Nb gegen Y bzw. Rb gegen Y + Nb (Abb. 6) ist eine klare Einschränkung der Bundschuhgneise wie der Orthogneisgerölle in das Feld für Inselbogen- und Kollisionsgranite (VAG + COLG) möglich. Zur Unterscheidung zwischen letzteren beiden dient vor allem der Rb-Gehalt (s. Abb. 5c), der bei allen Bundschuhgneis- sowie bei den meisten Geröllproben für einen syntektonischen Granit einer Kollisionszone spricht. Eine effektive Möglichkeit der Diskriminierung von Kollisionsgraniten ist das Rb/Zr-Verhältnis, welches in synorogenen Graniten durchwegs höher ist als in präorogenen Intrusionen vom Typ eines Inselbogens oder in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

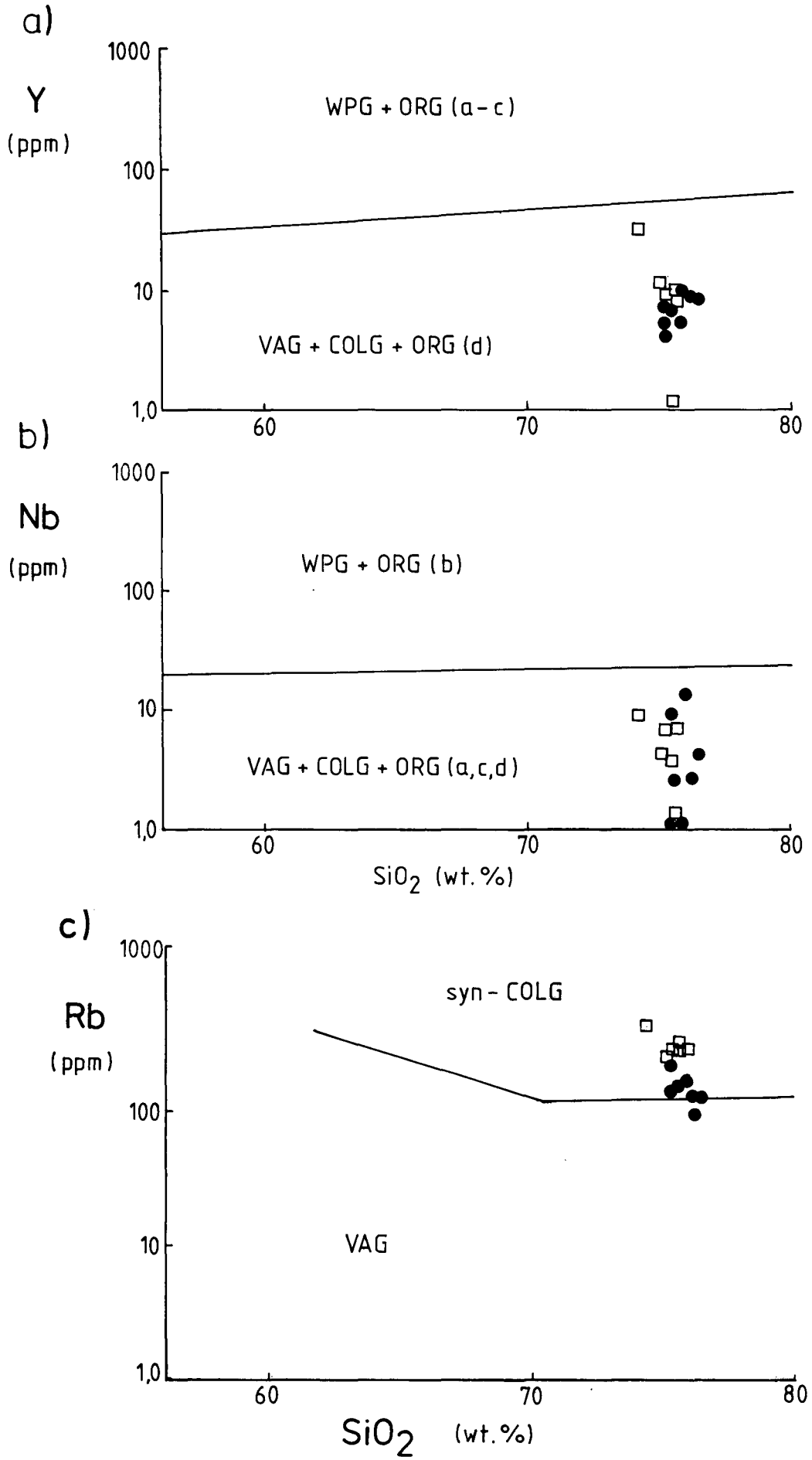


Abb. 5.
SiO_2-Variationsdiagramme für Y (a), Nb (b) und Rb (c). ● = Orthogneisgerölle aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke; □ = Bundschuh-Orthogneise.
Die Verteilung der diversen Granittypen wurde PEARCE et al. (1984) entnommen (WPG = within plate granites; ORG = ocean ridge granites; VAG = volcanic arc granites; COLG = collision granites).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

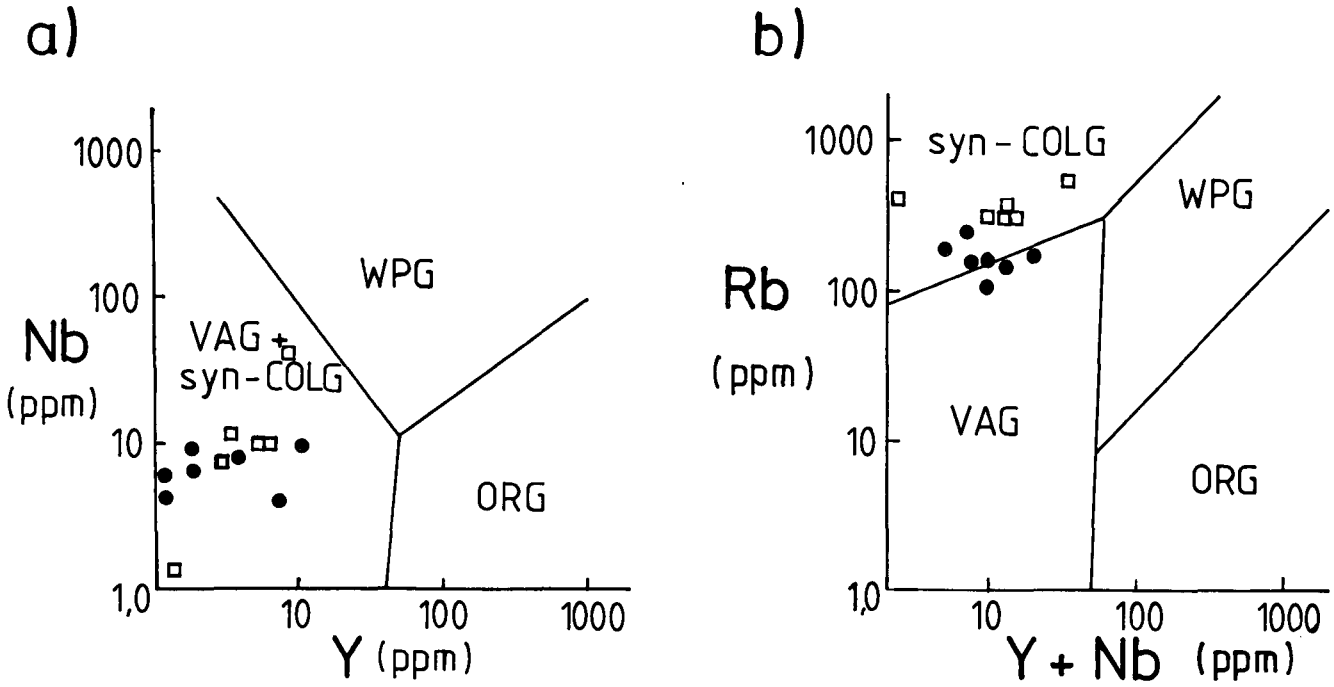


Abb. 6.
Bundschuh-Orthogneise (□) und Orthogneisgerölle aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke (●) im Diagramm Nb - Y (a) und im Diagramm Rb - (Y + Nb) (b).
Die Verteilungsbereiche der verschiedenen Granittypen (Abkürzungen siehe Abb. 4) sind PEARCE et al. (1984) entnommen.

spät- bis postorogenen kalkalkalischen Intrusionen (HARRIS et al., 1986). Sowohl die Bundschuhgneise, als auch der Villacher Granitgneis und die Orthogneisgerölle zeigen in einem Rb/Zr gegen SiO_2-Diagramm (Abb. 7) einen deutlichen Trend zu synorogenen Kollisionsgraniten. Die etwas niedrigeren Rb-Gehalte finden sich in jenen Proben, die bereits durch niedrigere K_2O-Gehalte auffielen. Damit gilt für die Deutung dieser Rb-Gehalte die gleiche Unsicherheit wie bei der Interpretation des K-Gehaltes.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß mit Ausnahme von Ba, welches in eigenartig niedrigen Konzentrationen vorliegt, die Verteilung der analysierten Spurenelemente deutlich für eine Zuordnung der untersuchten Orthogneise zu syntektonischen Graniten einer Kollisionszone spricht, was in Übereinstimmung mit der Klassifizierung als S-Typ Granit steht.

4. Geochronologische Ergebnisse

4.1. Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter

Im Rahmen einer isotopengeologischen Bearbeitung von Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneisgeröllen vom N-Rand des Königstuhl- und des Turracher Karbons (FRIMMEL, 1986b) konnte bereits auf eine Reihe signifikanter Ähnlichkeiten, aber auch Unterschiede zwischen beiden hingewiesen werden. Es zeigte sich, daß das von HAWKESWORTH (1976) festgestellte Gesamtgesteinsalter von 373±30 Ma (korr. mit $\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11}/a$) nicht als Bildungsalter, sondern eher als kaledonisch-variszisches Mischalter im Sinne einer teilweisen Isotopenhomogenisierung während der variszischen Metamorphose zu interpretieren ist. Wie in Abb. 8 zu erkennen ist, streuen die Bundschuh-Orthogneise im Rb-Sr-Entwicklungsdiagramm derart, daß

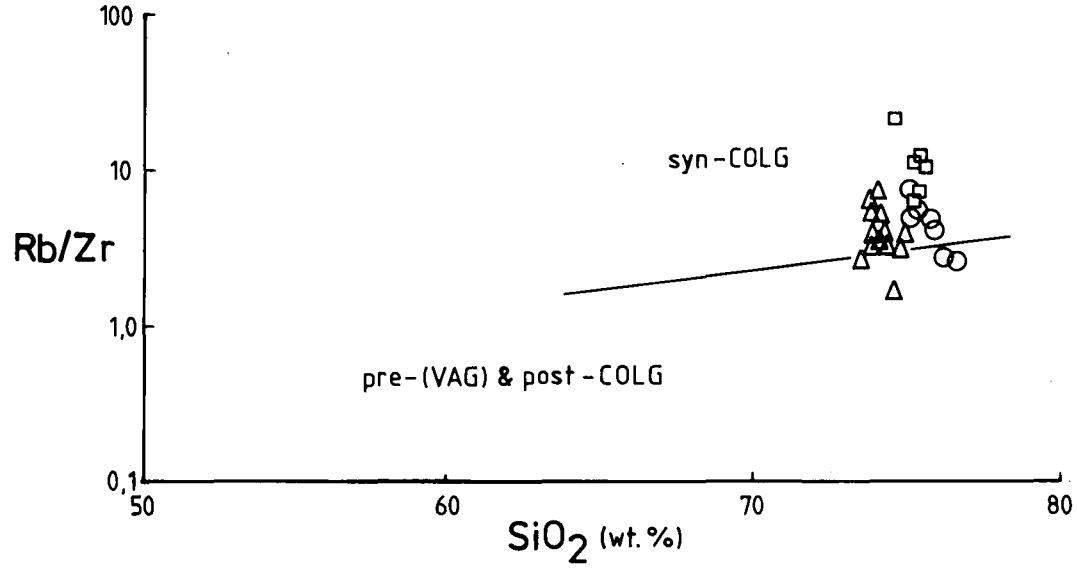


Abb. 7.
Bundschuh-Orthogneis (□), Villacher Granitgneis (△) und Orthogneisgerölle aus dem Oberkarbon des GDS (○) im Rb/Zr vs. SiO_2-Diagramm. Der Verteilungsbereich all dieser Orthogneise deckt sich mit dem von HARRIS et al. (1986) für synorogene Kollisionsgranite festgestellten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 5.
Rb/Sr-Daten von Bundschuh-Orthogneisen aus dem Bereich Turrach – Oberhof, von Pfannockgneis und Villacher Granitgneisen, sowie von Orthogneisgeröllen aus Oberkarbon-Konglomeraten der Gurktaler-Decke (Fundorte siehe Tab. 1).

Proben-Nr.	Rb [ppm]	^{87}Rb [ppm]	Sr [ppm]	^{87}Sr [ppm]	^{87}Sr [%]	^{87}Rb/^{86}Sr	^{87}Sr/^{86}Sr
FV 61	173	49,0	22,6	1,92	19,7	22,6	0,8844
FV 82	254	71,9	22,0	1,97	24,5	34,3	0,9405
FV 83	48,9	13,8	32,6	2,35	4,4	4,38	0,7425
FG 1	143	40,6	65,4	4,95	9,1	6,41	0,7817
FV 95	93,3	26,4	71,8	5,38	8,1	3,80	0,7729
FV 96	163	46,3	67,1	5,06	8,9	7,13	0,7793
FV 97	131	37,2	38,8	3,03	12,3	9,92	0,8096
FV 98	133	37,6	81,9	6,17	8,7	4,74	0,7779
A 1	216	61,3	19,0	1,65	22,2	33,8	0,9126
A 2	74	20,9	58,6	4,38	7,9	3,69	0,7715
A 3	286	81,1	16,0	1,64	35,1	54,1	1,0940
OG 1	276	78,1	17,1	1,66	30,7	45,7	1,0246
OG 2	170	48,1	36,9	2,91	13,1	13,5	0,8169
OG 3	168	47,7	33,9	2,69	13,5	14,6	0,8211
PG 1	194	55,0	19,8	1,68	19,8	29,0	0,8857
PG 2	271	76,8	18,4	1,71	27,5	44,0	0,9797
VG 1	268	75,8	54,1	4,22	12,2	14,5	0,8091
VG 2	323	91,4	32,3	2,79	21,1	29,5	0,9005
VG 3	300	84,9	41,2	3,37	16,5	21,4	0,8500
VG 4	312	88,3	47,6	3,79	14,1	19,3	0,8264
VG 6	607	172	17,1	1,77	35,7	107	1,1038
FV 100	314	89,0	28,3	2,40	19,7	32,8	0,8838
FV 101	351	99,4	21,8	1,99	25,9	47,9	0,9588
FV 102	366	104	19,3	1,81	28,1	56,5	0,9875
FV 103	335	94,7	19,6	1,87	29,4	50,9	1,0054
BG 1	361	102	15,7	1,66	37,1	69,6	1,1285
BG 3	482	136	6,29	1,16	67,1	254	2,1565
BG 4	332	93,7	21,3	1,94	25,6	46,1	0,9541
BG 7	338	95,6	22,5	2,03	25,1	44,7	0,9475
OHG 1	319	90,4	21,6	2,00	27,3	44,1	0,9772
OHG 2	325	92,0	19,5	1,82	27,9	49,7	0,9851
OHG 3	310	87,8	18,9	1,80	29,2	49,1	1,0036

keine Isochrone gegeben ist und es auch nicht möglich ist, ein konkretes Alter anzugeben. Vielmehr kann der Eindruck mehrerer ±subparalleler „Isochronen" gewonnen werden. Die an verschiedenen Punktkonfigurationen errechenbaren theoretischen Alterswerte liegen für den Großteil der Bundschuh-Orthogneise zwischen 371 und 397 Ma. An stärker deformierten Proben vom Grauensteineck (NW Flattnitz) und von Turrach können noch niedrigere Werte zwischen 314 und 330 Ma errechnet werden. Auffallend ist ein hohes, je nach Berechnung zwischen 0,721 und 0,746 schwankendes Sr-Initial.

Durch die Villacher Granitgneisproben VG 1–4, welche niedrigere Rb/Sr-Verhältnisse aufweisen als die Bundschuh-Orthogneise, läßt sich eine Errorchrone legen, aus der ein Alter von 445±44 Ma und ein Sr-Initial von 0,712±0,014 bei gleicher Wichtung aller vier Punkte errechnet werden kann. Gewichtet mit dem reziproken Quadrat des analytischen Fehlers würde dieser Errorchrone ein Alter von 434±52 Ma und ein Sr-Initial von 0,716±0,015 entsprechen.

Ein verschieferter Meta-Pegmatit innerhalb des Villacher Granitgneises, VG 6, ist sehr Rb-reich und liegt im Rb-Sr-Entwicklungsdiagramm in Abb. 9 weit ab von der Errorchrone durch die Villacher Granitgneise. Nimmt man ein Sr-Initial von 0,712 auch für den Pegmatit an, so ergibt sich für diesen ein Einzelalter von 257±12 Ma. In Anbetracht des hohen Rb-Gehaltes wirkt sich die mögliche Abweichung vom tatsächlichen Initial auf das Modellalter kaum aus.

Von dem den Bundschuhgneisen sehr ähnelnden Pfannockgneis wurden nur zwei Proben analysiert, um zumindest einen Alterstrend abschätzen zu können. Eine exaktere Altersbestimmung (Isochrone) scheint in Anbetracht der stark kataklastischen Überprägung dieses Gesteins nicht mehr möglich zu sein. Die beiden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

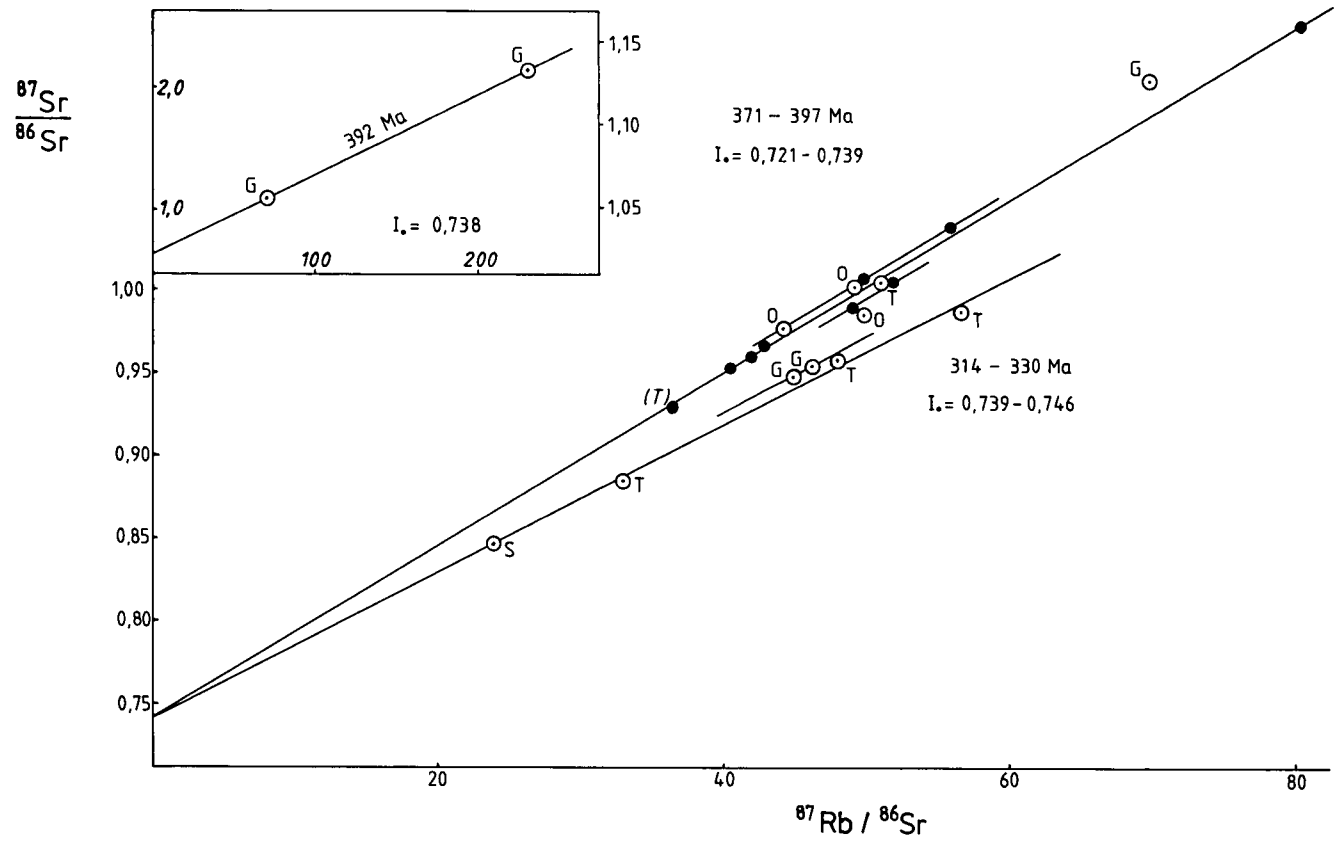


Abb. 8.
Rb-Sr-Entwicklungsdiagramm für Bundschuh-Orthogneise.
● = Proben aus dem Raum Innerkrems (HAWKESWORTH, 1976) und THEINER (1987, T); ○ = Orthogneise von Turrach (T), Grauensteineck NW' Flattnitz (G), Oberhof (O), NNW' Kaning (S; SCHIMANA, 1986).
Erläuterung und Interpretation siehe Text.

Proben sind bei ähnlichen Sr-Gehalten etwas Rb-ärmer als die meisten Bundschuh-Orthogneise und vermitteln im Rb-Sr-Entwicklungsdiagramm zwischen dem Verteilungsbereich der Villacher Granitgneisproben und dem der Bundschuhgneise (vgl. Abb. 8, 9 und Tab. 5). Mit einem theoretischen Modellalter von 439 Ma (Zweipunktisochrone durch PG 1 und PG 2) deckt sich deren Alter größenordnungsgemäß am ehesten mit jenem des Villacher Granitgneises.

Von 14 Orthogneisgeröllen von verschiedenen Oberkarbon-Vorkommen wurden Rb- und Sr-Isotopenverhältnisse gemessen und diese in ein Rb-Sr-Entwick-

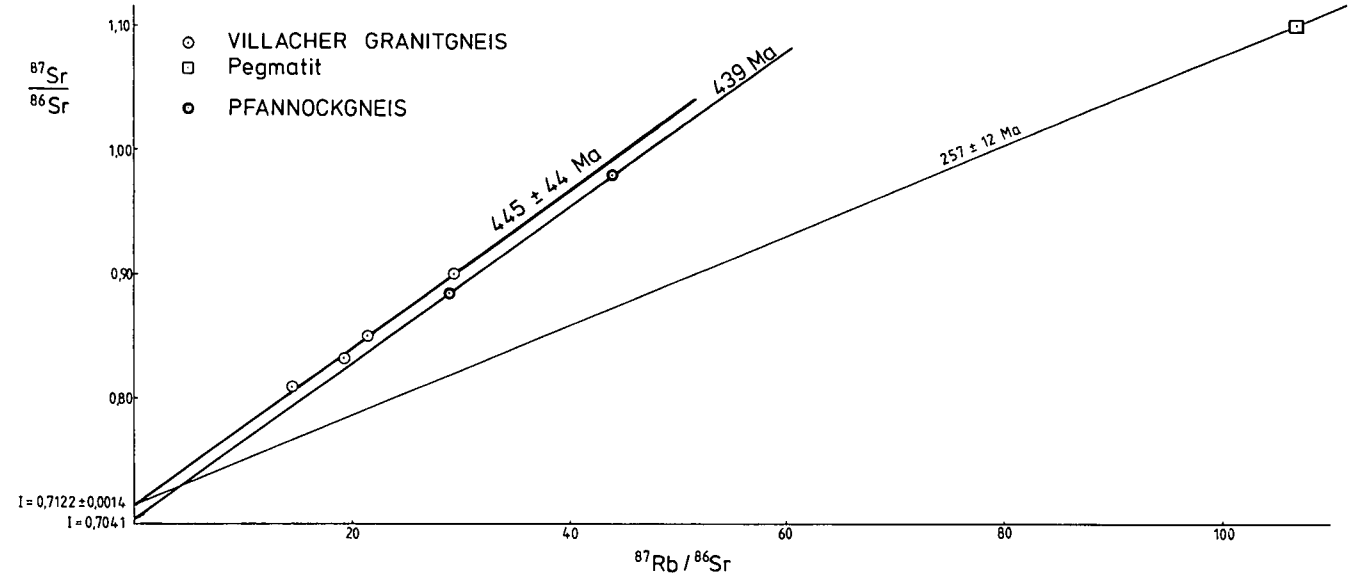


Abb. 9.
Der Villacher Granitgneis, ein verschieferter Pegmatit daraus und der Pfannockgneis im Rb-Sr-Entwicklungsdiagramm.
Die Zweipunktisochrone durch die beiden Pfannockgneis-Proben und die Errorchrone der Villacher Granitgneise haben annähernd die gleiche Steigung. Deren Alter von 439 bzw. 445 Ma werden als dem Bildungsalter (Intrusionsalter) nahekommend aufgefaßt.
Für die Berechnung des Pegmatitalters (□) von 257 Ma wurde von einem gleich hohen Sr-Initial wie für die Villacher Granitgneise ausgegangen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

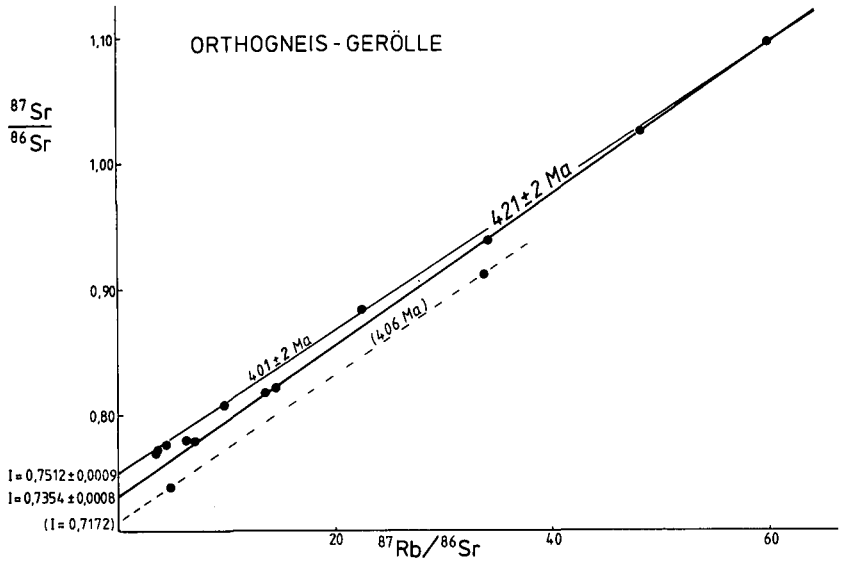


Abb. 10.
Orthogneisgerölle aus verschiedenen Oberkarbon-Vorkommen der nordwestlichen Gurktaler Decke im Rb-Sr-Entwicklungsdiagramm.
Je nach Auswahl und Wichtung der Punkte lassen sich verschiedene „Isochronen" konstruieren, denen theoretische Alterwerte zwischen 401 und 421 Ma entsprechen. Das älteste Datum wird als annäherndes Bildungsalter interpretiert, wobei jedoch besonders die hohen Sr-Initialwerte auf eine teilweise Öffnung des Rb-Sr-Systems im Zuge einer metamorphen Überprägung hinweisen. Eine leichte Verjüngung des vermutlich kaledonischen Bildungsalters während der variszischen Metamorphose ist daher wahrscheinlich.

lungsdiagramm eingetragen (Abb. 10). Dank einer hohen Streuung der Rb/Sr-Verhältnisse und trotz der sehr unterschiedlichen Probenherkunft sowie der problematischen chemischen Zusammensetzung einiger Gerölle (FV 95–98) läßt sich eine überraschend gut definierbare Regressionslinie durch die Punktwolke in Abb. 10 legen. Alle Punkte lassen sich zwar nicht auf eine echte Isochrone vereinen, durch den Großteil der Analysepunkte können jedoch „Isochronen" gelegt werden, an denen, je nach Auswahl der berücksichtigten Proben, Alterswerte zwischen 400 und 421 Ma errechnet werden können. Die entsprechenden Sr-Initialwerte sind ungewöhnlich hoch und schwanken für den Großteil der Proben zwischen 0,7354 und 0,7512.

Eine exakte Angabe des Bildungsalters all dieser ehemaligen Granite ist mit vorliegenden Daten nicht möglich. Zum einen ist die Korrelation zwischen den einzelnen Proben zu schlecht, der daraus resultierende Fehler zu groß (Errorchronen), zum anderen deuten die sehr hohen Sr-Initialwerte, vor allem bei den Bundschuhgneisen und Orthogneisgeröllen, auf eine Beeinflussung des Isotopensystems durch metamorphe Überprägung(en). Dies impliziert tatsächliche Bildungsalter, die höher als die festgestellten Modellalter sind. Trotz dieser Unsicherheiten ermöglichen die gewonnenen Daten eine zeitliche Eingrenzung der Granitbildung, und zwar für alle untersuchten Orthogneise, auf den Zeitraum zwischen 420 und 450 Ma und somit eine Zuordnung zum kaledonischen Geschehen.

4.2. Mineralalter

Von Bundschuh-Orthogneisen liegen mittlerweile eine Reihe von Rb/Sr-Hellglimmeralter vor (HAWKESWORTH, 1976; FRIMMEL, 1986a, b; SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987). Der Großteil von ihnen spiegelt den Einfluß der eoalpinen Metamorphose wider, die eine Verjüngung bis zu 91 Ma bewirkte (FRIMMEL, 1986a, b). An Hellglimmern aus weniger stark verformten Orthogneisen vom Grauensteineck, nordwestlich von Flattnitz, und zwar sowohl an einer vermutlich primären Generation Mu 0 als auch an synkinematisch rekristallisiertem Mu I konnten Alter von 350 bis 354 Ma bestimmt werden (FRIMMEL, 1986b; Zweipunktisochrone durch Mu 0 und Mu I: 291 Ma). Mit 364 bis 370 Ma weisen auch die Hellglimmer in den Orthogneisgeröllen für das ostalpine Kristallin ungewöhnlich hohe frühvariszische Alter auf (FRIMMEL, 1986b).

Während in den Bundschuhgneisen die Hellglimmer durchwegs eoalpine K/Ar-Alter besitzen (um 90 Ma, im W durch die Tauernmetamorphose bis zu 66 Ma verjüngt (SCHIMANA, [1986]), blieben in den Hellglimmern der alpin nur anchizonal überprägten Gerölle die variszischen K/Ar-Alter weitgehend erhalten (295 bis 314 Ma).

5. Zur Entwicklungsgeschichte der Orthogneise am NW-Rand des Gurktaler Deckensystems

Jegliche Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des NW-Randes des GDS ist mit der Frage nach seiner voralpinen Beziehung zum heute unterlagernden „Altkristallin" unmittelbar verknüpft (vgl. FRANK, 1987 und TOLLMANN, 1987). Eines der wesentlichen Argumente für eine bereits voralpin benachbarte Position von zumindest Teilen des GDS und dem alpin überschobenen Kristallin sind die Analogien zwischen Kristallingeröllen in oberkarbonen Molassesedimenten des GDS und dem benachbarten anstehenden Kristallin (FRIMMEL, 1986a, b). Signifikant sind diese Analogien vor allem in bezug auf die verschiedenen Orthogneise. Trotz der heute unterschiedlichen tektonischen Position weisen die Orthogneise im kristallinen Basement, in Kristallinschollen innerhalb des GDS und die Orthogneisgerölle im Hangenden des GDS ähnliche petrographische, geochemische und geochronologische Charakteristika auf (Hauptelementchemismus, Spurenelementverteilung, Rb/Sr-Altersdaten, Zirkontracht – pers. Mitt. JAVANMARDI). Die Orthogneisgerölle scheinen dabei zu den Bundschuhgneisen noch eine größere Affinität zu besitzen als zum Villacher Granitgneis. Bestehende Unterschiede zwischen bestimmten Bundschuhgneisen und den Gneisgeröllen hinsichtlich Gefüge, Mineralneusprossungen und Altersdaten sind auf die unterschiedliche eoalpin-metamorphe Überprägung zurückzuführen (FRIMMEL, 1986a, b), welche im Kristallin die höhere

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Grünschieferfazies erreichte, in den Oberkarbon-Vorkommen jedoch nur mehr anchizonal war (v. GOSEN et al., 1987).

Dieses Argument der Analogien zwischen den Kristallingeröllen im GDS und dem anstehenden Kristallin darunter findet durch weitere Argumente aus strukturellen und Metamorphose-Untersuchungen im Randbereich des GDS Unterstützung. Sie sollen Thema einer gesonderten Arbeit sein und werden hier nur kurz zusammengefaßt, um das Verständnis für die Entwicklungsgeschichte des NW-Randes des GDS zu erleichtern.

- Zu den Grundgebirgsresten innerhalb des GDS (Pfannock-, Ackerlkristallin) lassen sich, was den voralpinen Zustand anbelangt, ident ausgebildete Äquivalente im jeweils benachbarten, vom GDS alpin überschobenen Kristallin wiederfinden (z. B. Pfannockgneis – Bundschuhgneis, Ackerlgneis – Metablastitgneis bei Stadl/Mur).
- Im Raum Stadl/Mur konnte für die Metapelite des Murauer Paläozoikums und für die Ackerlglimmerschiefer eine den benachbarten Metapeliten des Kristallins vergleichbare variszische Metamorphosegeschichte mit Bedingungen der höheren Grünschieferfazies und Granatwachstum bis in die höchsten Teile der Murauer Decke wahrscheinlich gemacht werden (FRIMMEL, 1987).
- In weiten Teilen der Granatglimmerschiefer im Kristallin (Typ Radentheiner Serie sensu SCHIMANA [1986]) interferiert das Wachstum der Granat-Porphyroblasten mit der letzten penetrativen Verformung, die sicher als alpin einzustufen ist (anhand mit Rb/Sr datierter synkinematischer Hellglimmer auf eoalpin eingrenzbar). Die alpine Granatzone reicht jedoch im Raum Stadl/Mur auch noch bis in die liegenden Anteile der Murauer Decke, wo in gleicher Weise wie im darunter liegenden Kristallin Granat die der Deckenüberschiebung zuzuordnenden Strukturen überwuchs. Erst innerhalb der Murauer Decke kommt es zu einer alpinen Zonierung in Granat-, Biotit- und Chloritzone (FRIMMEL, 1987). Die einzelnen Zonen liegen in stark reduzierten Mächtigkeiten vor. Zuschnitte im alpinen Metamorphoseprofil beschränken sich also nicht überall auf nur eine deckenscheidende Bewegungsfuge. Vielmehr können die Metapelite (Granatglimmerschiefer) im Kristallin und jene in der Murauer Decke als eine schon voralpin zusammengehörende Abfolge betrachtet werden, in der die alpine Tektonik in mehreren Horizonten konzentrierter Deformation (Scherbahnen) unterschiedlich intensive Relativverschiebungen bewirkte (NOWAK, 1986; FRIMMEL, 1987). Auch die vom NE-Rand des GDS von v. GOSEN (1982) beschriebenen Metamorphosesprünge zwischen Kristallin, Übergangsserie und Murauer Decke sind kein Beweis für völlig unterschiedliche Herkunftsbereiche, sondern lediglich Ausdruck eines synmetamorphen Deformationsablaufes (transportierte Metamorphose). Der Höhepunkt dieser letzten prägenden, eoalpinen Metamorphose und die damit implizierte Gefügeprägung, Faltungs- und Überschiebungstektonik bzw. Deckenstapelung kann am NW-Rand der Gurktaler Einheit nun aufgrund einer Kleinbereichsisochrone aus dem Permoskyth-Quarzit von Stadl/Mur (welcher nicht als „Deckenscheider" vom Murauer Paläozoikum überschoben, sondern in dieses eingefaltet wurde!) einerseits und den verschiedenen Rb/Sr- und K/Ar-Hellglimmeraltern andererseits auf den Zeitraum zwischen ca. 106 und 91 Ma festgelegt werden.

Weitere diesbezügliche, die gesamten Ostalpen berücksichtigende Argumente für eine tektonische Neugliederung des Ostalpins können den Arbeiten von FRANK (1983, 1987) entnommen werden.

5.1. Frühpaläozoische Daten

Die ältesten Daten zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke stammen aus den verschiedenen Orthogneisen im Kristallin und aus den Orthogneisgeröllen im Oberkarbon der Gurktaler Dekke, die den Rb/Sr-Datierungen zufolge kaledonische Bildungsalter (ca. 420–450 Ma) besitzen. Die geochemischen Untersuchungen charakterisieren diese Orthogneise als ursprünglich syntektonische Granitbildungen einer Kollisionszone. Aus solch einer Kollisionssituation ist eine hochgradige Metamorphose mit teilweiser Anatexis abzuleiten. Die geschätzten Granitbildungsalter können daher einerseits als Intrusionsalter, andererseits als Höhepunkt einer kaledonischen Metamorphose interpretiert werden. Ein vergleichbares kaledonisches Alter von 432±16 Ma und ebenfalls hohes Sr-Initial von 0,7116 wurde von SCHARBERT (1981) aus dem Seckauer Kritallin beschrieben. Die festgestellten Bildungsalter korrelieren gut mit dem von FRISCH et al. (1984) für den Höhepunkt der kaledonischen Metamorphose im ostalpinen Grundgebirge angegebenen Zeitraum von 460 bis 420 Ma (s. auch SÖLLNER & HANSEN, 1987). Während für den N- und W-Abschnitt des ostalpinen Kristallins eine hochgradige kaledonische Metamorphose belegt ist, fehlen im SE-Abschnitt derartige Hinweise völlig. Reste eines kambrischen Inselbogensystems sind im ostalpinen Kristallin in den Gneis-Amphibolit-Komplexen des Silvretta-, Ötztal-, Schober-, Schladminger Tauern- und Gleinalm-Kristallins bekannt (FRANK et al., 1976; FRISCH et al., 1984). Eine Kontinent-Inselbogen-Kollision als Ursache für die granitische Schmelzen scheint daher nach bisheriger Kenntnis am wahrscheinlichsten.

Als Protolith der hier untersuchten ehemaligen Granite ist aufgrund des peralumischen Chemismus ein pelitisch-psammitisches Gestein anzunehmen. Während Verwitterungs- und Ablagerungsprozessen werden solche Gesteine an Rb in Relation zu Sr angereichert, wodurch das Gestein im Lauf der Zeit mehr und mehr radiogenes ^{87}Sr beinhaltet. Hohe initiale $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse sind daher typisch für Granitoide, die aus solchem Material hervorgingen. Die große Schwankungsbreite innerhalb der festgestellten Sr-Initialwerte kann zwar zum einen durch unterschiedliche spätere metamorphe Überprägungen, zum anderen aber auch durch primär unterschiedliche Rb/Sr-Verhältnisse im pelitischen Ausgangsmaterial erklärt werden. In nahezu allen Orthogneisen gibt es noch Relikte dieses Ausgangsmaterials, und zwar in Form kleiner Granat-Xenokristalle; im Villacher Granitgneis häufiger (GÖD, 1976), im Bundschuhgneis seltener und gerne als Atollgranat ausgebildet; ebenso in den Geröllen (EXNER, 1967), in denen Granat vielfach pseudomorph zu Chlorit umgewandelt wurde, aber bisweilen noch die Form eines Atollgranates bewahrte (FRIMMEL, 1984). Die Anwesenheit von Granat als residuale Phase spricht der experi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mentellen Aufschmelzung von Ton durch GREEN (1976) zufolge für Drucke von mindestens 6–7 kb, was einer Mindesttiefe von 20 bis 25 km für die Schmelzbildung entspräche.

Für die Bundschuhgneise wurde durch PISTOTNIK (Vortrag in Wien, am 7. 4. 1987) lokal ein Primärkontakt mit Amphibolit wahrscheinlich gemacht. Meist handelt es sich bei den heutigen Hüllgesteinen um polymetamorphe Paragneise (Priedröfserie), nie um Granatglimmerschiefer der Radentheiner Serie (sensu SCHIMANA, 1986).

Anstehendes kaledonisch geprägtes Kristallin innerhalb des GDS ist nun im Pfannockgneis gesichert und indirekt auch durch die Orthogneisgerölle im Oberkarbon-Konglomerat.

5.2. Variszischer Zyklus

Die Vorstellung, daß etliche Bereiche des ostalpinen Kristallins, insbesondere des „Muralpen-Kristallins", höher metamorphe Anteile altpaläozoischer Schichtfolgen repräsentieren, hat mittlerweile allgemeine Anerkennung gefunden (TOLLMANN, 1987). So können die Granatglimmerschiefer, Marmore etc. im heutigen Kristallin mit den biostratigraphisch vom Oberordoviz bis ins Unterdevon datierten Serien korreliert werden (FRISCH et al., 1984).

Am N-Rand zeigten Strukturuntersuchungen, daß Teile der (Wölzer) Granatglimmerschiefer nordöstlich von Stadl/Mur den Metapeliten des basalen Murauer Paläozoikums angereiht werden können (FRIMMEL, 1987). Eine ähnliche Situation liegt auch am W-Rand des GDS vor, wo SCHIMANA (1986) die Glimmerschiefer der Radentheiner Serie als erst alpin metamorphisierte altpaläozoische Pelite entlarven konnte.

Die Stratigraphie der Murauer Decke ist nur durch wenige biostratigraphische Daten gestützt, die sich auf Obersilur bis Unterdevon beschränken. Hinweise auf eventuelle voroberordovizische Schichten fehlen. Damit steht die Murauer Decke im Gegensatz zur Stolzalpen Decke, in der eine Schichtfolge von höchstem Unterordoviz bis an die Wende Unter-/Oberkarbon biostratigraphisch belegt ist (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984; NEUBAUER & HERZOG, 1985).

Mit der variszischen Orogenese sind am heutigen NW-Rand mindestens eine Metamorphose sowie intensive Deformationen verknüpft. Das Ausmaß der variszischen Metamorphose war regional sehr unterschiedlich. Sie erreichte im Kristallin rund um die Gurktaler Decke an deren S- und W-, sowie am NE- und E-Rand in weiten Bereichen amphibolitfazielle Bedingungen (s. FRANK, 1987). Dazwischen liegen aber, zumindest am W- und NW-Rand niedriger temperierte Zonen, in denen die Amphibolitfazies nicht erreicht wurde: in der Radentheiner Serie zwischen Millstätter und Priedröfserie (SCHIMANA, 1986), in der NE-Fortsetzung der Priedröfserie vom östlichen Bundschuhkristallin bis zum Kristallin um Stadl/Mur (FRIMMEL, 1984, 1987). Im Ackerlkristallin ist ein von W nach E zunehmender Metamorphosegrad von höher temperierter Grünschieferfazies zur Amphibolitfazies wahrscheinlich (vgl. NEUBAUER [1980] und [FRIMMEL] 1987).

Innerhalb des Gurktaler Deckensystems erreichte die variszische Metamorphose in der liegenden Murauer Decke grünschieferfazielle Bedingungen (z. T. höher temperierte Grünschieferfazies bzw. Epidot-Amphibolitfazies mit Granatbildung). Es darf also nicht davon ausgegangen werden, daß sich der variszische Metamorphosegrad im Kristallin von dem im Altpaläozoikum der Murauer Decke generell unterscheidet. Über weite Bereiche erscheinen beide Einheiten durch ähnliche p-T-Bedingungen geprägt. In der Stolzalpen Decke liegt der Metamorphosegrad hingegen deutlich niedriger (maximal niedrige Grünschieferfazies bis anchizonal, s. v. GOSEN et al., 1987).

Die mit der begleitenden Deformation verbundenen Großstrukturen sind heute kaum mehr klar rekonstruierbar. Zeugen eines intensiven Faltenbaues und völliger Umschieferung bei gleichzeitiger Ausbildung eines metamorphen Lagenbaues sind jedoch noch zu erkennen, sowohl im heutigen Kristallin als auch in selber Weise innerhalb des GDS. Mit Überschiebungen, Stapelung von Sedimentfolgen und tiefreichenden Einmuldungen schwächer metamorphen Altpaläozoikums in höher metamorphes sowie in altes Grundgebirge ist zu rechnen. Sieht man von der Möglichkeit erheblicher spätvariszischer oder frühalpiner Seitenverschiebungen ab, welche manche lokale Komplikation erklären würden (z. B. Position des Ackerlkristallins), so kann aus regionaler Sicht bereits nach der variszischen Orogenese eine benachbarte Position von Kristallin, Murauer Decke und den Kristallinschollen innerhalb des GDS angenommen werden.

Der Höhepunkt der variszischen Metamorphose kann mit der vollständigen Verjüngung der prävariszischen Hellglimmer im Bundschuhkristallin sowie im Lieferkristallin für die Orthogneisgerölle, das als abgetragene Bedeckung des Bundschuhkristallins betrachtet werden kann, mit 350–370 Ma angesetzt werden. Diese frühvariszische Metamorphose bewirkte im Bundschuhkristallin und in geringerem Ausmaß im Lieferkristallin für die Orthogneisgerölle eine teilweise Öffnung des Rb/Sr-Systems und damit eine teilweise Verjüngung der vermutlich kaledonischen Bildungsalter.

Vergleichbare frühvariszische Daten sind aus dem östlichen ostalpinen Kristallin nur wenige bekannt. Im Seckauer Kristallin stuft SCHARBERT (1981) die Vergneisung der kaledonischen Granitoide als altvariszisch ein, nachdem sie für die jüngeren Intrusiva (Zinkengranit) ein Bildungsalter von 354±16 Ma feststellte und die regionale Abkühlung auf ca. 500°C dort mit ca. 330 Ma festlegen konnte. Die variszischen Granitoide können aber in Anbetracht ihres niedrigen Sr-Initials von 0,7047 nur bedingt mit der Metamorphose in Zusammenhang gebracht werden. Von HEJL (1984) an grobschuppigen Pegmatit-Muskowiten aus dem Schladminger Kristallin determinierte K/Ar-Alter von 340 bzw. 347 Ma werden dort mit dem Intrusionsalter der Pegmatite gleichgesetzt. Weitere frühvariszische Alterswerte, die auf hochgradige T-betonte Metamorphose mit teilweiser Anatexis hinweisen, liegen von NEUBAUER et al. (1987) mit U/Pb-Datierungen an Zirkonen vor: sowohl aus dem Gleinalm-Rennfeld-Kristallin (355 Ma) als auch aus der Prieselbauer Scholle (391 bzw. 363 Ma), die als Basement der Veitscher Decke vermutet wird.

Die K/Ar-Hellglimmeralter in den Orthogneisgeröllen von 295 Ma (SCHIMANA, 1986) bzw. 314 Ma werden als Abkühlalter interpretiert und markieren demnach den Zeitpunkt der Unterschreitung der Ar-Schließungstemperatur von Hellglimmer, die nach PURDY & JÄGER (1976) bei 350°C liegt. Diesem Altersbereich entspricht

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

auch die Zweipunktisochrone durch Mu 0 und Mu I im Bundschuh-Orthogneis (291 Ma).

In der Endphase der variszischen Orogenese wird eine bruchhafte Verformung der frisch geprägten Kontinentalkruste ähnlich wie in der heutigen Basin and Range Province angenommen (MENARD & MOLNAR, 1988). Sie führte einerseits zum Einbruch einzelner Molassebecken, andererseits zur Heraushebung höher metamorpher Kristallinschollen. Hinweise auf Zonen „kühler" und intensiver Deformation im seinerzeitigen Liefergebiet sind in polykristallinen Scherquarzgeröllen im Königstuhl-, Turracher und Paaler Oberkarbon vorhanden (FRIMMEL, 1984, 1987). Weiters sind die Blockströme und Grobkonglomerat-Horizonte in den oberkarbonen Molassesedimentfolgen Ausdruck eines stark entwickelten Reliefs. Aufgrund der festgestellten Beziehungen zwischen den Geröllen und den benachbarten Kristallingebieten werden solche herausgehobene, früh der Erosion freigegebene Kristallinhorste im heutigen Pfannockgneis, in Teilen des Ackerlkristallins und in der heute von der Gurktaler Decke großteils überschobenen SE-Fortsetzung des Bundschuhkristallins vermutet.

Akzeptiert man die generelle Zuordnung der Oberkarbon-Konglomerate zur Stolzalpen Decke durch v. GOSEN et al. (1985), so ist eine bereits variszische Verbindung von liegender Murauer Decke und hangender Stolzalpen Decke auch aus folgender Sicht wahrscheinlich.

NEUBAUER & HERZOG (1985) beschreiben große Ähnlichkeiten zwischen dem Unterkarbon der Stolzalpen Decke und jenem der Karnischen Alpen, nachdem bereits durch NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) Murauer, Veitscher und Schöckeldecke als tiefere oberostalpine Decken miteinander korreliert und den höheren Decken – Norische, Stolzalpen Decke, höhere Decken des Grazer Paläozoikums – gegenübergestellt wurden.

Das Karbon der dem tieferen Oberostalpin (sensu NEUBAUER & PISTOTNIK) angehörenden Veitscher Decke wurde so wie das Karbon von Nötsch bereits auf präunterkarbonisch metamorphisiertem Untergrund abgelagert (NEUBAUER & HERZOG, 1985), der im Falle der Veitscher Decke RATSCHBACHER (1984) zufolge reich an Granitoiden gewesen sein muß. Auch im Hinterland des Nötscher Karbons existierten neben Amphiboliten und Parakristallin Granitoide (EXNER, 1983).

Nun kann auch für die höher metamorphen Äquivalente der Murauer Einheit im Kristallin aufgrund der radiometrischen Datierungen eine präunterkarbonische, frühvariszische Metamorphose angenommen werden. In der höheren Stolzalpen- wie in der Norischen Decke lassen sich die Schichtfolgen bis an die Wende Unter-/Oberkarbon, im Grazer Paläozoikum sogar bis ins Westphal A verfolgen (NEUBAUER & HERZOG, 1985). In diesen höheren ostalpinen Einheiten ist daher nicht vor dem Oberkarbon mit einer orogenen Phase zu rechnen.

Vor dieser orogenen Phase zeigt die Stolzalpen-Dekke nach NEUBAUER & HERZOG eine enge Beziehung zum Südalpin, die postorogenetischen Molassesedimente sind aber gänzlich verschieden (FLÜGEL, 1975) und enthalten (nur) in der Stolzalpen Decke frühvariszisch metamorphisierte Kristallingerölle! Die variszische Tektonik mußte also die Solzalpen Decke aus einer dem Südalpin nahen (?) Position in eine dem oberostalpinen Kristallin bzw. der tieferen oberostalpinen Murauer Einheit unmittelbar benachbarte Position gebracht haben.

Die in den Einheiten des GDS nach S(E) hin jünger werdende variszische Tektonik bzw. länger anhaltende Sedimentation, die Flyschbildungen in den Karnischen Alpen und in der Stolzalpen Decke (NEUBAER & HERZOG, 1985) und die im Kristallin weiter im N(W) amphibolitfazielle frühvariszische Metamorphose mit teilweiser Anatexis können als vage Hinweise auf eine nach N(W) abtauchende Subduktionszone aufgefaßt werden, wie sie schon von FRISCH et al. (1984) zur Diskussion vorgeschlagen wurde.

Hinweise auf eine magmatische Phase im Perm, wie sie in weiten Bereichen des Ostalpins existieren, konnte nur im Pegmatitalter von 257 Ma im Villacher Granitgneis gefunden werden. Konkrete Indizien für eine permische orogene Phase mit gegensinniger Subduktion im Sinne von FRISCH et al. konnten jedoch in der Gurktaler Decke und an deren NW-Rand nicht festgestellt werden.

Die ausklingende variszische Orogenese hinterließ somit als Ausgangsposition für den alpidischen Zyklus eine relative Anordnung der verschiedenen Einheiten, wie sie in ähnlicher Weise auch von KRAINER (1984) aus sedimentologischer Sicht und von FRANK (1983, 1987) in seiner das gesamte Ostalpin erfassenden tektonischen Neugliederung angenommen wird. Für die lokale Position von Kristallinanteilen (Bundschuh-, Pfannock-, Ackerlkristallin) relativ zu den altpaläozoischen Serien sind eventuelle spätvariszische und/oder frühalpine Seitenverschiebungen zu berücksichtigen. Generell wäre demnach der Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen nördlich von dem des Stangalmmesozoikums (Flattnitzer Mesozoikum, Quarzit von Stadl) vorzustellen. An diese, das zentralalpine Mesozoikum bestimmende Schwellenzone wären im S(E) die metamorphen Serien der Murauer Decke anzuschließen. An deren S(E)-Rand folgt ein bruchtektonisch stark gegliederter Bereich mit teils kaledonisch geprägten Kristallinhorsten innerhalb der Murauer Decke (Pfannock-, Ackerlkristallin) und Einbruchsbecken in der schon auflagernden schwächer metamorphen Stolzalpen Decke, die mit postvariszischen Molassesedimenten aufgefüllt wurden.

Dank

Dem Betreuer meiner Dissertation, Herrn Prof. Dr. W. FRANK, danke ich herzlichst für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für all die fruchtbaren Diskussionen. Prof. Dr. W. RICHTER und Dr. K. PETRAKAKIS (alle Univ. Wien) ermöglichten die RFA-Analysen. Ihnen gilt mein Dank, ebenso wie Prof. Dr. V. HÖCK (Univ. Salzburg) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und anregende Gespräche.

Literatur

CHAPPEL, B. W & WHITE, A. J. R.: Two contrasting granite types. – Pacific Geol., **8**, 173–174, 1974.

COLLINS, W. J., BEARNS, S. D., WHITE, A. J. R. & CHAPPEL, B. W.: Nature and orogin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. – Contr. Min. Petr. **10**, 189–200, 1982.

DE LA ROCHE, H.: Sur la contribution des données chimiques à une systématique générale des roches ignées, avec, en appendice, „A diagram for a chemical classification of igneous rocks referred to their mineral contents". – Sci. Terre, **23**, 17–35, 1976.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, H., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M.: A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks using R_1-R_2-Diagram and Major Element analysis – its Relationship with current Nomenclature. – Chem. Geol., **29**, 183–210, 1980.

EXNER, Ch.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1967** (1–2), 98–108, 1967.

EXNER, Ch.: Zur Petrographie von Gneisgeröllen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **126**/2, 215–217, 1983.

FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rdsch., **64**, 1–62, 1975.

FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S. 15, 249–262, Graz 1983.

FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 379–406, Wien (Deuticke) 1987.

FRANK, W., KLEIN, P. & SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **23**, 191–203, 1976.

FRIMMEL, H.: Kristallin- und strukturgeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Unveröff. Vorarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien, 153 S., Wien 1984.

FRIMMEL, H.: Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 39–65, 1986a.

FRIMMEL, H.: Isotopengeologische Hinwise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**, 193–208, 1986b.

FRIMMEL, H.: Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Unveröff. Diss. formal- und naturwiss. Fak. Univ. Wien, III+199 S., 1987.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**/1, 47–68, 1984.

GÖD, R.: Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis", Kärnten, Österreich). – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **23**, 251–273, 1976.

GOSEN, W. v.: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 33–149, 1982.

GOSEN, W. v., HAIGES, K. H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, 693–699, 1 Taf., 1985.

GOSEN, W. v., PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M.: Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes. – Jb. Geol. B.-A., **130**/1, 31–36, 1987.

GREEN, T. H.: Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquidus from a pelitic composition. – Geology, **4**, 85–88, 1976.

HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G.: Geochemical characteristics of collision zone magmatism. – In: M. P. COWARD & A. C. RIES (Hrsg.): Collision Tectonics, Geol. Soc. Spec Publ., **19**, 67–81, 1986.

HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contr. Min. Petr., **54**, 225–244, 1976.

HEJL, E.: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289–318, 1984.

HERITSCH, F.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark XIV. Gesteine aus dem oberen Murgebiete. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **60**, 12–24, 1924.

KRAINER, K.: Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**/2, 159–179, 1984.

LUTH, W. C., JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F.: The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. – J. Geophys. Res., **69**, 759–773, 1964.

MENARD, G. & MOLNAR, P.: Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range province. – Nature, **334**, 235–237, 1988.

NEUBAUER, F.: Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – Mitt. österr. geol. Ges., **73**, 39–53, 1980.

NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographische Beziehung. – Geol. Rdsch., **73**/1, 149–174, 1984.

NEUBAUER, F. & HERZOG, U.: Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1985**/6, 1985.

NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: New data on the evolution of the Austroalpine basement: a U/Pb zircon study. – Terra cognita, **7** (2/3), S. 96, 1987.

NOWAK, W.: Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Österreich). – Unveröff. Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S., 1986.

PEARCE, J. A., NIGEL, B., HARRIS, W. & TINDLE, A. G.: Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. – J. Petrol., **25**/4, 956–983, 1984.

PISTOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 358–363, Wien – New York (Springer) 1980.

PURDY, J. W. & JÄGER, E.: K-Ar Ages on Rock-forming Minerals from the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 32 S., 1976.

RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**/3, 423–453, 1984.

SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 173–188, 1981.

SCHIMANA, R.: Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 221–232, 1986.

SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T.: „Panafrikanisches" und „kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 529–569, 1987.

STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **99**/1, 75–199, 1956.

STRECKEISEN, A.: IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – N. Jb. Miner. Mh., A, **1973**, 149–164, 1973.

STRECKEISEN, A. & LE MAITRE, R. W.: A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. – N. Jb. Miner. Abh., **136**/2, 169–206, 1979.

THEINER, U.: Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. – Unveröff. Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., 1987.

THOMPSON, A. B. & ALGOR, J. R.: Model Systems for Anatexis of Pelitic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., **63**, 247–269, 1977.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 1–62, 1959.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I: die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TOLLMANN, A.: The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, Wien (Deuticke) 1987.

WHITE, A. J. R.: Sources of granite magmas. – Geol. Soc. Am. Ann. Gen. Meeting, 539 S., 1979.

WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. ed., X+348 S., New York etc. (Springer) 1979.

WYLLIE, P. J.: Crustal Anatexis: an Experimental Review. – Tectonophysics, **43**, 41–71, 1977.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Oktober 1988.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: 131

Autor(en)/Author(s): Frimmel Hartwig E.

Artikel/Article: Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen 575-592