

Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten
von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke
im Vergleich zum benachbarten Altkristallin

von

Hartwig FRIMMEL

mit 8 Abb. und 2 Tab.

Anschrift des Verfassers
Institut für Geologie
der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud. Österr.	32	S. 39-65	Wien, 1986
--	----	----------	------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Summary	40, 41
2. Einleitung	41
3. Vorkommen von Gneisgeröllen	43
4. Gneisgeröll-führende Konglomerate	44
5. Petrographie der Kristallingerölle	44
5.1. Orthogneisgerölle	44
5.2. Paragneisgerölle	46
5.3. Quarzitgerölle	46
6. Gefügemerkmale der Kristallingerölle	46
7. Vergleich mit dem benachbarten Altkristallin	47
8. Geochronologische Ergebnisse	55
9. Interpretation und Schlußfolgerungen	59
10. Literaturverzeichnis	64

1. Zusammenfassung

Kristallingerölle, überwiegend Orthogneis-, untergeordnet auch Paragneis- und Quarzitgerölle können in den heute liegenden Konglomeraten des Königstuhl-, Turra-cher und Stangalm-Karbons (NW' Gurktaler Decke) als häufiges Charakteristikum gefunden werden. Der petrographische, strukturelle und geochronologische Vergleich der Gerölle mit dem benachbarten Altkristallin zeigt, daß die Kristallingerölle von letzterem hergeleitet werden können. Vor allem zwischen den Orthogneisgeröllen und den Bundschuh-Orthogneisen können signifikante Ähnlichkeiten festgestellt werden.

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.

Mit der Rb/Sr-Methode ermittelte Gesamtgesteins-Isochronen von den Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneisgeröllen ergeben sehr hohe initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (0,7144 bis 0,7405 bzw. 0,7512) und ähnliche Alterswerte von 363, 373 und 392 Ma für die Bundschuh-Orthogneise beziehungsweise 403 Ma für die Gerölle. Diese Daten werden als kaledonisch (?) – variszische Mischalter interpretiert.

Sowohl in den Bundschuh-Orthogneisen als auch in den Orthogneisgeröllen konnten frühvariszische Hellglimmeralter bestimmt werden (350–354 Ma bzw. 364–370 Ma). Variszische Tektonik hinterließ eine in den Geröllen noch erhaltene schwache Kleinkreis- bis Kreuzgürtelregelung mit \pm rhombischer Symmetrie im Quarzgefüge.

Die Bundschuh-Orthogneise hingegen unterlagen während der alpidischen Metamorphose noch einer, besonders im Randbereich zu den umhüllenden Paragesteinen intensiven Plättung, die in den Quarzgefügen eine ausgeprägte Kreuzgürtelregelung bewirkte. Schräggürtel weisen in einzelnen Horizonten auf E-vergente Scherbewegungen hin.

Mit zunehmender Intensität, an alpidischer Verformung geht auch eine zunehmende deformationsinduzierte Verjüngung der Hellglimmer in den Bundschuh-Orthogneisen einher. Das jüngste Alter liegt bei 91 Ma. Demnach dürfte der Temperaturhöhe-

punkt der kretazischen Metamorphose mindestens bis zu diesem Zeitpunkt ange-dauert haben.

Vor allem die spezifischen isotopengeologischen Ergebnisse geben ein starkes Argument dafür, daß das Karbon der Gurktaler Decke und das Bundschuh-Kristallin ursprünglich benachbarte Positionen einnahmen.

Summary

Orthogneiss pebbles and in minor quantities paragneiss and quartzite pebbles are characteristic components of the basal Upper Carboniferous conglomerates in the NW' part of the Gurktal nappe (Carboniferous of the Königstuhl, Turrach and the Brunnachhöhe). They have been compared with the metamorphic rocks of the Altkristallin adjoining the Carboniferous sediments, in particular the Bundschuh orthogneiss. On the basis of petrographic and structural observations as well as geochronological investigations a derivation of the pebbles from a source area similar to the Altkristallin seems probable.

Differences between the pebbles and the Altkristallin with regard to petrography and structure are thought to be a result of alpine metamorphism which reached a considerable higher grade in the Altkristallin in comparison with the Carboniferous sediments.

Rb/Sr-whole rock isochrons of the Bundschuh orthogneiss and orthogneiss pebbles are characterized by high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7144–0.7405 resp. 0.7513) and similar ages of 363, 373 and 392 my for the Bundschuh orthogneiss respectively 403 my for the pebbles. These figures are interpreted as Caledonian (?) – Variscan mixed ages, partly influenced by the Hercynian event.

In the Bundschuh orthogneiss as well as in the orthogneiss pebbles early Variscan muscovite ages could be detected (350–354 my resp. 364–370 my). Small girdle and cross girdle orientations in the quartz fabrics of the pebbles are due to Variscan tectonics.

The today's Bundschuh orthogneiss suffered an alpine deformation of the type of plane strain and during a later stage an E-vergent simple shear deformation. Especially the contact zone to the neighbouring paragneiss has been affected by this deformation which produced well developed cross girdles with monoclinic symmetry in the quartz fabrics.

In these zones of high alpine deformation muscovite ages become more and more rejuvenated with increasing strain reaching ages up to 91 my. Accordingly, the thermal peak of the Cretaceous metamorphism continued at least up to this time.

Especially the geochronological results are a good argument for a primary adjoining position of the Bundschuh crystalline relative to the Upper Carboniferous sediments of the "Upper Austroalpine" Gurktal nappe.

2. Einleitung

Aus dem nordwestlichen Teil des Gurktaler Deckensystems sind seit langem mehrere Vorkommen grobklastischer terrigener Sedimente bekannt, die als postvariszische Transgressionsserie in das Oberkarbon gestellt werden: Karbon der Brunnachhöhe

(Stangalm-Karbon), Königstuhl-Karbon, Turracher Karbon, Paaler Karbon. Es handelt sich dabei vorwiegend um monomikte Quarzkonglomerate, polymikte Konglomerate sowie Sand- bis Siltsteine beziehungsweise Grauwacken. Diesen können einzelne 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) beziehungsweise Westphal C bis Unterstefan (FRITZ & BOERSMA, 1983) erlauben. Aus den übrigen Oberkarbon-Vorkommen fehlen bestimmbare Pflanzenreste, ihre altersmäßige Gleichstellung beruht auf lithologischen Vergleichen.

Abgesehen von einer Ausnahme im Oberhof-Fenster, wo nach v. GOSEN et al. (1985) oberkarbone Sedimente direkt auf dem Altkristallin lagern sollen, bilden stets Gesteine der Gurktaler Decke den Untergrund für diese klastischen Sedimente. Einen Transgressionsverband zwischen beiden in inverser Lagerung beschreibt LIEGLER (1973) aus dem Bereich der Brunnachhöhe. Somit können diese Oberkarbon-Vorkommen als Teile des oberostalpinen Deckensystems aufgefaßt werden.

Schon mehrfach fanden Kristallingerölle aus oberkarbonen Konglomeraten Erwähnung, jedoch mit sehr unterschiedlichen Interpretationen hinsichtlich ihrer Herkunft. HOLDHAUS (1921, 1932) schrieb von Quarzit-, Glimmerschiefer- und grobkörnigen Granitgneisgeröllen und leitete diese von einem „fremden Gebiet“ her. SCHWINNER (1932) hingegen fand verschiedene Gneistypen, die er aus dem Altkristallin der Niederen Tauern beziehungsweise des Lungaus herleitete. Exakte Fundortbeschreibungen finden sich erstmals bei STOWASSER (1956), der in Gneisgeröllen vom Steinbachsattel (Königstuhl-Karbon) und von der Platzalm (Turracher Karbon) „mehrere Typen des Bundschuh-Orthogneises“ wiederzuerkennen glaubt. Ferner nennt er Pfannockgneisgerölle an der Grenze Pfannockgneis/Karbon der Brunnachhöhe (siehe auch LIEGLER, 1973, PISTOTNIK, 1977).

EXNER (1967) stellt als erster die Kristallingerölle hinsichtlich ihres Mineralbestandes konkret dem Altkristallin gegenüber. Er beschreibt aus dem Saueregg-Graben (ESE' Innerkrems, Königstuhl-Karbon) überwiegend Gerölle aus Orthogneis (Gr-führender Bi-Mu-Or-Plag-Q-Gneis), in untergeordneter Menge Paragneis (Gr-führender Bi-Mu-Plag-Q-Gneis mit teilweiser Chloritisierung des Biotits), Quarzit, Lydit, Glimmerschiefer und Phyllit.

Anbetracht der noch herrschenden Unsicherheit beziehungsweise der sehr gegensätzlichen Auffassungen über die paläogeographische Anordnung der einzelnen Einheiten und deren großtektonische Geschichte kommt den Kristallingeröllen in den Oberkarbon-Konglomeraten besondere Bedeutung zu. Lydit- und Phyllitgerölle, zum Teil auch Quarzitgerölle können problemlos vom heutigen Untergrund der Karbonmassen, dem grünschieferfaziell metamorph überprägten Altpaläozoikum der Gurktaler Einheit hergeleitet werden. Welches war aber das Liefergebiet für die höhergradig metamorphen Kristallingerölle?

Den Vorstellungen TOLLMANN's (1959, 1963, 1977) zufolge, nach denen die oberostalpine Gurktaler Decke als Ferndecke dem mittelostalpinen Altkristallin samt seiner permomesozoischen Sedimentauflage (Stangalm-Mesozoikum s.str., Flattnitzer Mesozoikum) aufgeschoben wurde, und somit die gesamten Nördlichen Kalkalpen zwischen diesen mittelostalpinen Mesozoika-Vorkommen und den oberostalpinen Mesozoika der Gurktaler Decke (Pfannock-Einheit) eingewurzelt werden müßten, käme ein mittelostalpinen Altkristallin östlich der Hohen Tauern nicht als Liefergebiet für die Kristallingerölle in Frage. Denn aus sedimentologischen Gründen können den

Gneisgeröllen beziehungsweise -blöcken keine großen Transportweiten zugestanden werden.

Betrachtet man aber die tektonischen Verhältnisse am NW-Rand der Gurktaler Decke so wie CLAR (1965) und jüngst FRANK (1983) als Verschuppung ehemals nebeneinander liegender Einheiten – das Altkristallin wäre also primäre Unterlage der oberostalpinen Gurktaler Decke und folglich ebenfalls oberostalpin – dann wäre das heute in direkter Nachbarschaft zur Gurktaler Decke befindliche Altkristallin sehr wohl ein mögliches Liefergebiet.

Ausgehend von einer Neukartierung des Grenzgebietes Gurktaler Decke – Permo-mesozoikum – Altkristallin im Gebiet westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) im Rahmen einer Geologischen Vorarbeit am Institut für Geologie der Universität Wien (FRIMMEL, 1984) wurden Kristallingeröle von verschiedenen Lokalitäten am N-Rand des Königstuhl- und des Turracher Karbons einer petrographischen und gefügekundlichen Untersuchung unterzogen und dem benachbarten Altkristallin gegenübergestellt.

Die geochronologischen Ergebnisse sind Teil einer am selben Institut noch in Arbeit befindlichen Dissertation (FRIMMEL, in Vorb.) und daher als Vorbericht aufzufassen.

3. Vorkommen von Gneisgeröllen

Aus der bisherigen Literatur könnte der Eindruck gewonnen werden, Gneisgeröle in den erwähnten Oberkarbon-Vorkommen wären lokale Besonderheiten. Es zeigte sich jedoch, daß Gneisgeröle in den oberkarbonen Sedimentabfolgen geradezu typisch sind und im allgemeinen in den heute liegenden Konglomerat-Horizonten zu finden sind. Lokalitäten, an denen solche Gneis-Geröle aufgesammelt werden können, seien im folgenden, von SW nach NE, kurz aufgezählt: m³-große Blöcke im Grenzgebiet zum Pfannockgneis am Oswalder Bock, S' Pfannock; im Königstuhl-Karbon im Bereich der Saueregg-Alm, S' vom Knappenriegel, in einem Graben 900 m WSW' der Premhütte auf 1980 m SH, am Steinbachsattel; im Turracher Karbon in Forststraßen-Aufschlüssen E' der Hochalm zwischen 1500 und 1600 m SH, in einem kleinen Weg-aufschluß 350 m E' des Gehöftes Saringer und auf der Platzlalm, SSW' vom Ort Turrach, weiters entlang Forststraßen 600 m S' von Turrach am Fuße des Eisenhut-W-Abhanges (50 cm lange Blöcke) und am E-Ende des Turracher Karbons im Bereich W' der Steringer Hütte (400 m E' des Winterthaler Nocks). In all diesen Vorkommen überwiegen bei weitem Orthogneisgeröle. Nur selten, und dann nur in viel kleineren Korngrößen, können Glimmerschiefer-, Paragneis- und Quarzitgeröle beobachtet werden.

Das Paaler Karbon im Bereich des Paalgrabens und des Kreischberges besteht hingegen zum größten Teil aus polymikten, zum Teil heftig deformierten Konglomeraten, in denen die verschiedensten Glimmerschiefer-, Paragneis-, Quarzit- und Orthogneisgeröle zu finden sind.

In dieser Arbeit werden vorerst einmal die Gneisgeröle aus den basalen Teilen des Königstuhl- und des Turracher Karbons genauer beschrieben. Die doch etwas andersartige Geröllvergesellschaftung des Paaler Konglomerates bleibt einer späteren Arbeit vorbehalten.

4. Gneisgeröll-führende Konglomerate

Lateral verzahnen sich die polymikten Konglomerate mit Grauwacken bis Arkosen, die so wie die Matrix zwischen den Kristallingeröllen aus einem, von den gleichen Gesteinen wie die Gerölle selbst abstammendem Schutt bestehen. Die einzelnen Komponenten sind nur schlecht gerundet bis völlig ungerundet (Rundungsgrad 0,15). Auch die Sortierung ist auf schlecht bis sehr schlecht zu schätzen (Phi Standardabweichung $\cong 2,00$ – „submature“; nach FOLK, 1974). Der Matrixgehalt (hpts. Pseudomatrix) übersteigt kaum 20 %. Bindemittel ist in erster Linie feinst rekristallisierter Hellglimmer (Serizit) und Quarz (Epimatrix), nur im direkten Kontaktbereich zu den überschobenen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums ist eine leichte Durchtränkung mit Karbonaten feststellbar.

Monokristalliner, undulöser Quarz und polykristalline Quarze (hpts. gut rekristallisierte mit eckig bis seicht buchtig verzahnten Korngrenzen, untergeordnet aber auch extrem verzahnte, „kühl“ deformierte Typen) überwiegen als Komponenten. Bei den in sehr wechselnden Mengen auftretenden, \pm stark zu Pseudomatrix zersetzten Feldspäten halten sich Plagioklas (Typ I, II und III, nach EXNER) und Alkalifeldspat (Fleckenperthit) etwa die Waage. Sicher detritärer Herkunft sind bis über 1 mm große, durch Kompaktion stark deformierte Glimmerscheiter, Muskowit und in wechselnden Mengen \pm entmischter, chloritisierter Biotit. Akzessorisch finden sich im Dünnschliff noch reichlich opake Phasen, Pyrit, grüne Turmaline mit deutlichem Zonarbau, Apatit und Spuren von Zirkon (Monazit?).

Die Gneisgerölle selbst sind gut gerundet und haben, je nach Interngefüge, stengelige, Ei- oder Brotlaibform. Im Karbon der Brunnachhöhe erreichen sie m^3 -Größe, im Königstuhl- und Turracher Karbon bis zu 50 cm Durchmesser. Sie zeigen, abgesehen von wenigen eng begrenzten Zonen intensiver Durchbewegung keine wesentlichen postsedimentären Deformationserscheinungen. Alpidische Deformationen scheinen in den meisten Fällen weitgehend von der Matrix „verschluckt“ worden zu sein. Dies und die nur schwache thermische Überprägung in alpiner Zeit läßt diese Gerölle so gut als Rekonstruktionshilfe für das voralpidische Grundgebirge erscheinen.

5. Petrographie der Kristallingerölle

5.1. Orthogneisgerölle

Orthogneisgerölle machen bei weitem die Hauptmasse unter den Kristallingeröllen aus. Makroskopisch sind es helle Gesteine mit einer, durch einen Quarz-Feldspat-Zeilenbau hervorgerufenen, \pm ausgeprägten Stengelung (L), die \pm parallel zur Längsachse der Gerölle verläuft. Eben dieser Zeilenbau ist in Schnitten parallel zu L für eine Parallelstruktur verantwortlich, während sich normal zu L stets ein richtungsloses Gefüge bietet. Makroskopisch ist neben Quarz und Feldspat nur noch wenig Hellglimmer zu erkennen. Hinsichtlich ihres Gefüges können Gerölle mit gleichkörniger, granoblastischer Textur von solchen mit porphyrtiger Textur unterschieden werden – also Granitgneise und Flaser- bis Stengelgneise. Der Mineralbestand ist, auch unter dem Mikroskop, in beiden Typen gleichartig.

Q u a r z (im Durchschnitt 46 % modal) ist in zweierlei Ausbildungen vorhanden: einerseits in bis zu 3 mm großen Grobkörnern (primärer, magmatischer Quarz?), die

aneinander gereiht mittelkörnige Zeilen ergeben können, andererseits in kleinen feinkörnigen, isometrischen, z. T. polygonalen Rekrystallisaten.

A l k a l i f e l d s p a t (ca. 26 %) ist in den porphyrtartigen Typen für die bis zu 6 mm großen Einsprenglinge verantwortlich. Neben primärem Faser- und Aderperthit kommen auch Sekundärperthite (Fleckenperthite) und Schachbrett-Albit vor. Bereiche, in denen der Alkalifeldspat völlig umgewandelt wurde, weisen eine feine Zwillingslamellierung auf, außerdem sind sie optisch negativ, was auf Oligoklas schließen läßt. An vielen Porphyroklasten ist noch die einspringende Zwillingsnaht eines Karlsbader Zwillings zu erkennen. Die Achsenwinkel $2 V_x$ schwanken um 70° . Feine Mikroklingitterung ist nur selten an Kornrändern und in stark deformierten Körnern zu beobachten. Mitunter beinhalten die Perthite einen „gefüllten“, polysynthetisch verzwilligten Oligoklaskern. In den gleichkörnigen Geröllen fehlen die Schachbrett-Albite bzw. -Oligoklase. Alkalifeldspat findet sich in ihnen nur in unscheinbaren, parallel L gelängten, maximal 1 mm großen, einschlußfreien Körnern ohne oder mit nur wenig Entmischungstexturen. Auch in ihnen ist eine postkristalline Deformation durch leicht undulöse Auslöschung und stellenweise feine Mikroklingitterung dokumentiert.

Die **P l a g i o k l a s**-Einsprenglinge (ca. 18 %) erreichen im allgemeinen nicht die Größe der Alkalifeldspäte und sind im feinkörnigen Grundgewebe bzw. in den gleichkörnig texturierten Typen wesentlich häufiger als Alkalifeldspat. Es handelt sich dabei um \pm stark polysynthetisch nach dem Albit- und dem Periklin-Gesetz verzwilligte sowie unverzwilligte Plagioklase, die alle stark mit Hellglimmer- und nur spärlich Klinozoisit-Mikrolithen gefüllt sind. Häufig fällt ein füllungsfreier Randsaum auf. An den verzwilligten Plagioklasen lichtmikroskopisch bestimmte An-Gehalte erreichen ein deutliches Maximum zwischen 26 und 30 % (Oligoklas). Postkristalline Deformation verursachte Spaltrisse und intensive Verbiegung der Zwillingslamellen. Neben diesen Oligoklasen kann, bevorzugt in Alkalifeldspat-reichen Proben noch ein einfach bis gar nicht verzwilligter, einschlußfreier Albit vorkommen.

Die Feldspäte weisen teilweise eine von den Spaltrissen ausgehende Trübung auf, die vielleicht bereits auf klimatisch bedingte Verwitterungsprozesse während des Jungpaläozoikums zurückzuführen ist (EXNER, 1983) und/oder auf eine Serizitisierung im Zuge der alpidischen Metamorphose.

H e l l g l i m m e r (durchschnittlich ca. 8 %) kommt in unterschiedlichen Mengen in Form im Schnitt 0,7 mm langer, heftig deformierter Scheiter vor, oder als kleine Einschlüsse in den Feldspäten. Häufig ist er reich an den (001)-Flächen folgenden Erzeinschlüssen. Ersten Untersuchungen mit der Mikrosonde nach zeigen die großen Hellglimmer sehr variable Phengitgehalte, die auch in den einzelnen Individuen stark schwanken und dabei eine fleckige bis streifige Verteilung aufweisen (vgl. Abb. 3).

Sporadisch auftretender **B i o t i t** (ca. 2 %) mit einem Pleochroismus von grün zu grünbraun ist meist schon stark entmischt. Zirkon-(Monazit-?)Einschlüsse mit radiogenen Höfen sind nicht ungewöhnlich. Der Zerfall der Biotite bewirkte randliche und den Spaltrissen folgende Erzausscheidungen (Ilmenit?) sowie die Bildung eines feinen Titanit-Granulates.

Häufiger **a k z e s s o r i s c h e r** Gemengteil ist Apatit, der 3 mm Länge erreichen kann. Selten sind Rutil, kataklastisch zerbrochener Turmalin (Pleochroismus von farblos nach hellbläulich grün) und Zirkon oder Monazit.

Frischer Granat konnte in keinem der untersuchten Gerölle gefunden werden (schon aber ein chloritisierter Atollgranat), doch sei an die bei EXNER (1967) aus dem Saueregg-Graben (SE' Innerkrems) beschriebenen Granat-führenden Orthogneisgerölle erinnert.

Grundsätzlich den gleichen Mineralbestand und gleiche -ausbildung wie die hier beschriebenen Gerölle besitzen die m^3 -großen Orthogneisblöcke aus dem Karbon der Brunnachhöhe (Stangalm-Karbon) am Oswalder Bock. Sie zeigen jedoch eine deutlichere Stengelumgebung der Gesteine des ehemaligen Liefergebietes, die sich im Dünnschliff in Quarzreihen mit 2- bis 3-fach gelängten, leicht buchtig verzahnten Körnern äußert. Unter den Biotiten, die meist schon zu Chlorit umgewandelt worden sind, finden sich hier selten auch noch rotbraune Individuen. Ansonsten ist die Ausbildung der Mineralphasen gleich wie oben.

5.2. Paragneisgerölle

EXNER (1967) beschreibt aus Konglomeraten aus dem Saueregg-Graben (ESE' Innerkrems, Königstuhl-Karbon) Paragneisgerölle als Gr-führende Bi-Mu-Plag-Q-Gneise mit teilweiser Chloritisierung des Biotits, aber auch intensiv rotbraun gefärbten Biotiten (Pleochroismus von hellgelb nach rotbraun). Weiter östlich finden sich Paragneisgerölle nur mehr sehr spärlich und stellen sich dann als einfache paralleltexturierte Mu-Bi-Plag-Q-Gneise dar.

Die undulös auslöschenden Quarzkörner sind gut rekristallisiert und somit überhaupt nicht miteinander verzahnt. Alkalifeldspat konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Plagioklas hingegen verrät sich durch Zwillingslamellen (Plag II und III), daneben findet sich aber auch noch unverzwillingter Plag I. Unter den Glimmern überwiegt Biotit bei weitem (Pleochroismus von hellgelb zu dunkelbraun). Vielfach ist er zu Chlorit umgewandelt (lavendelblaue Interferenzfarben) bei gleichzeitiger Erz-(Ilmenit-?)Ausscheidung entlang den (001)-Flächen. Ebenso wie die wenigen, 0,5 mm langen Muskowitscheiter wurden die Biotite von einer postkristallinen Deformation erfaßt. Neben s-parallelen Individuen sproßten auch Querbiotite. Akzessorisch kommen Zirkon-(Monazit-?)Einschlüsse in Biotiten, Apatit, Turmalin und Titanit vor.

5.3. Quarzitgerölle

Bei diesen durch weitgehende Feldspatfreiheit gekennzeichneten Geröllen können sehr unterschiedlich texturierte Typen unterschieden werden: von völlig gleichkörnigen, granoblastischen, mit polygonaler Mosaiktextur und glatten Korngrenzen der einzelnen Quarze bis hin zu stark geplätteten mit intensiv verzahnten Quarzkorngefügen und Böhm'schen Lamellen.

Vereinzelt auftretende Biotite sind \pm stark umgewandelt zu hellgrünem, schwach pleochroitischem Chlorit bei gleichzeitiger Erzausscheidung und vielleicht auch Rutilbildung. Weitere akzessorische Gemengteile sind Apatit und Zirkon (Monazit?).

6. Gefügemerkmale der Kristallingerölle

Die wenigen aufgesammelten Paragneis- und Quarzitgerölle weisen ein je nach Mineralbestand \pm ausgeprägtes ebenflächiges Parallelgefüge auf, welches durch geplättete Quarzkörner und s-parallele Glimmer ausgedrückt wird. In schräg zum s eingeregelteten Glimmern schimmert zum Teil noch ein älteres s durch, das vielleicht durch eine an-

nähernd symmetrische Faltung (Isoklinalfaltung?) umgeregelt wurde. Die Quarze sind meist gut rekristallisiert, in manchen Quarziten können sie aber auch intensiv miteinander verzahnt sein, teils mit, teils ohne „Korngrenzwanderung“.

Die Vielfalt an Orthogneisgeröllen ist im wesentlichen auf verschieden starke Deformation der einzelnen ehemaligen Kristallin-Horizonte zurückzuführen. Neben grobkörnigen, porphyrtartigen Granitgneisen finden sich solche mit einer ausgeprägten Mineralstengelung oder mit einem ebenflächigen Parallelgefüge. In letzteren stehen die um das 2- bis 3-fach gelängten, primären, grobkörnigen Quarze in einem eckig verzahnten Kornverband und wurden postkristallin deformiert (undulöse Auslöschung, Deformationslamellen, Böhm'sche Streifung, Divergenz der optischen Achsen, Spalttrisse). Die kleinen Rekristallisate hingegen bilden eine polygonale Mosaiktextur, lösen sich aber auch leicht undulös aus. Von einer postkristallinen Deformation wurden auch die primären Feldspäte erfaßt (Spalttrisse, Verbiegung der Zwillingslamellen), ebenso die geknickten und verbogenen Glimmer.

Die Quarz-c-Achsen zeigen in allen Kristallingeröllen eine ähnliche Lageverteilung, weisen im einzelnen aber, je nach Intensität der Deformation(en) sehr unterschiedliche Regelungsgrade auf. So kann etwa in den feinkörnigen Rekristallisaten in den Orthogneisgeröllen keine bevorzugte Regelung der c-Achsen beobachtet werden und auch in den porphyrtartigen Granitgneisen ist der Regelungsgrad nur sehr gering (vgl. Abb. 1). Sonst aber besitzen die Quarz-c-Achsen aller bisher untersuchten Kristallingerölle eine \pm deutliche Kreuzgürtel- bis Kleinkreisregelung (vgl. Abb. 2). Der Öffnungswinkel 2α in der XZ-Ebene (bezogen auf die Achsen des Deformationsellipsoids, $X > Y > Z$) liegt um 55° . In gut geregelten Gefügen läßt die Verteilung der Maxima auf eine starke Betätigung der Rhombenflächen bzw. Prismenflächen schließen. Sekundäre Transversalschieferungen fehlen in sämtlichen Geröllen, analog dazu konnten in den Gefügediagrammen auch keine Schräggürtel und somit keine Hinweise auf eventuelle Scherbewegungen gefunden werden.

7. Vergleich mit dem benachbarten Altkristallin

Das Altkristallin im NW der Gurktaler Decke setzt sich aus zum Teil quarzitisches ausgebildeten Paragneisen (Priedröf-Schiefergneise), Orthogneisen (Bundschuh-Orthogneis) und am W-Rand aus Granatglimmerschiefern (Radentheiner Glimmerschiefer) zusammen. Als naheliegendstes mögliches Äquivalent zu den Geröllen bietet sich der Bundschuh-Orthogneis an, handelt es sich doch beim größten Teil der Gerölle ebenfalls um Orthogneise. Außerdem stehen die Bundschuh-Orthogneise in direkter Nachbarschaft zu den polymikten Konglomeraten der Gurktaler Decke an; sie streichen von Kremsbrücke im W bis nach Flattnitz im E parallel zum N-Rand des Königstuhls als auch des Turracher Karbons. Auch die Orthogneisblöcke im Karbon der Brunnachhöhe liegen in unmittelbarer Nachbarschaft zum Pfannockgneis, einem kataklastisch deformierten, vom Mineralbestand her durchaus mit dem Bundschuh-Orthogneis vergleichbarem Orthogneis.

Gefügemäßig können die **Bundschuh-Orthogneise** sehr variabel ausgebildet sein. Während im E (Grauensteineck, NW'Flattnitz) nur schwach deformierte Flasergneise vorherrschen (Granitgneis), kommen weiter im W (Steinbachgraben, W' Turrach; Innerkrams) \pm stark deformierte Abarten vor (Augengneis–Stengelgneis–Granitgneis–Mylonit). Die Intensität der Deformation ist jedoch auch horizontabhängig! Sie

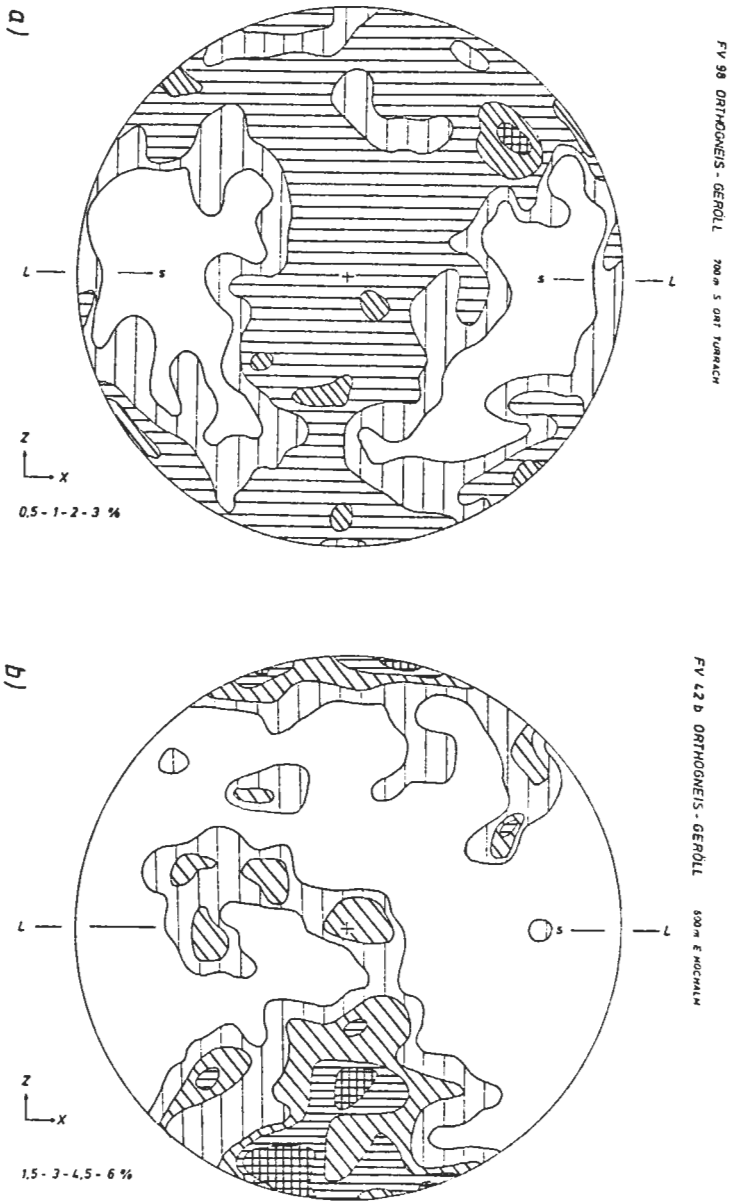


Abb. 1: Quarz-c-Achsengefügediagramm von Orthogneisgeröllen aus dem Turracher Karbon: Schmidt'sches Netz (untere Halbkugel); Schnitt parallel zur Lineation (L) und normal zu x, XZ-Ebene bezogen auf Achsen des Deformationsellipsoides; Erklärung siehe Text.

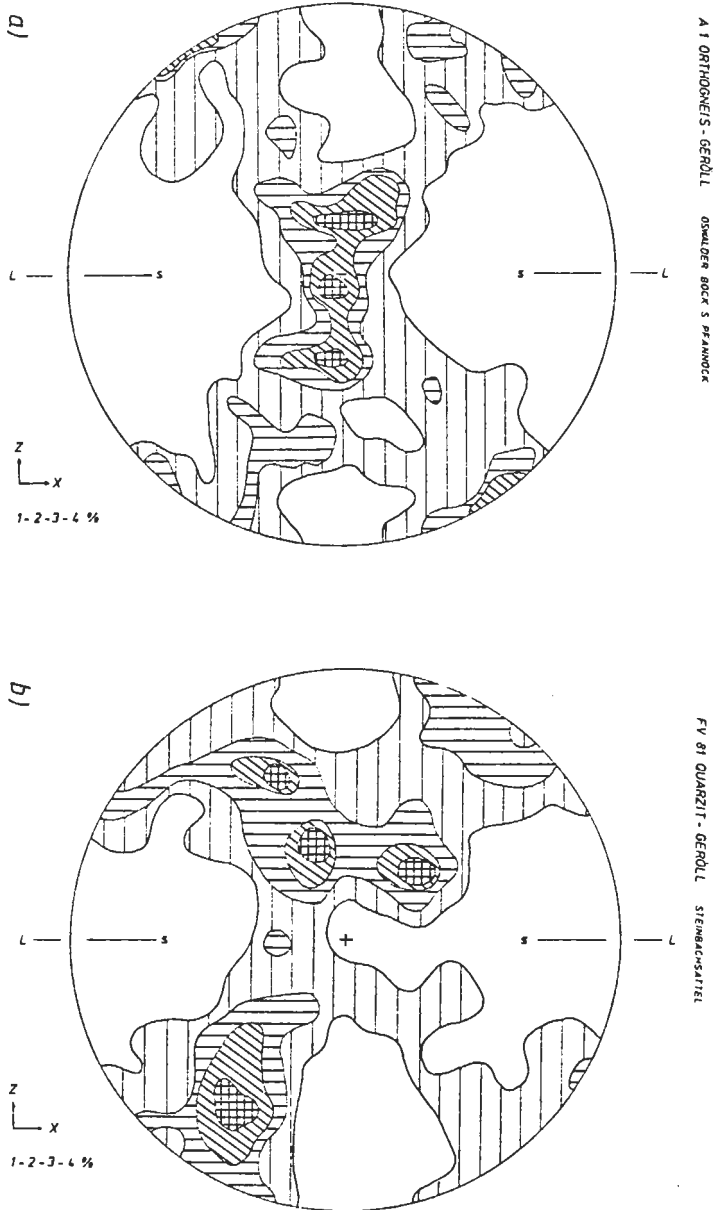


Abb. 2: Quarz- Achsengefügediagramm von (a) einem Orthogneisseröll aus dem Karbon der Brunnachhöhe und (b) einem Quarzitegeröll aus dem Königsstuhl-Karbon; Schmidt'sches Netz (untere Halbkugel); Schnitt parallel zu L und normal zu s, XZ-Ebene bezogen auf Achsen des Deformationsellipsoides; Erklärung siehe Text.

nimmt stets zum Rand der Orthogneiskörper hin zu.

Hauptgemengteile sind Quarz (im Durchschnitt ca. 44 % modal), Alkalifeldspat (Fleckenperthit und Schachbrett-Albit/Oligoklas; ca. 26 %), Oligoklas (Plag II und III; 2–7 %), Albit (Plag I; 4–14 %) und phengitischer Hellglimmer (15–19 %). Akzessorisch treten auf: stark entmischter Biotit in Begleitung von Erz-(Ilmenit-?) Ausscheidungen sowie einem Titanit-Granulat, Apatit (bis zu 1 %), Granat (als Atollgranat mit serizitischem Kern), ferner Epidot, Klinozoisit, Zirkon (Monazit?), Rutil und Hämatit.

Die Ausbildung der Quarze weicht erheblich von der in den Orthogneisgeröllen ab. Sie sind wesentlich stärker verformt (Längung um das 3- bis 4-fache, entlang von Mikroscherzonen und im s-parallelen Randbereich von Feldspatäugen extreme Plättung und bis zu 10-fache Längung, seicht buchtig bis extreme Verzahnung der Subkornränder, undulöse Auslöschung) und zeigen in den Intergranularen das Stadium beginnender Rekristallisation („Korngrenzwanderung“). Dabei ist das Ausmaß an Verformung und Rekristallisation sehr von der Position des Einzelkornes im Gesamtgefüge abhängig, sodaß eine Unterteilung in Alpha-, Beta- und Gammaquarze im Sinne von LISTER & PRICE (1978) durchgeführt werden kann.

Die perthitisch entmischten großen Alkalifeldspäte mit teilweiser Umwandlung zu Schachbrett-Albit/Oligoklas (polysynthetisch verzwillingt) und Karlsbader Zwillingen, wie sie in den Geröllen zu finden sind, entdecken wir auch in den Bundschuh-Orthogneisen wieder (vor allem in den schwächer deformierten), wobei aber in letzteren noch eine flauere Mikroklingitterung hinzukommt, die sich mit zunehmender tektonischer Beanspruchung, wie etwa an den Rändern von Großkörnern, zu einer harten Gitterung steigern kann. Dementsprechend liegt der Achsenwinkel $2V_X$ in den schwächer deformierten Körnern bei etwa $68-70^\circ$, steigt aber in den stärker deformierten, undulös auslöschenden sprunghaft auf $\pm 90^\circ$ an (Mikroclin bis Isomikroclin).

Die in den Geröllen zu beobachtenden verzwilligten Plagioklase vom Typ II und III mit einem An-Gehalt von 26–30 % und einer relativ groben Hellglimmer-Fülle mit einem füllungsreichen Randsaum begegnen uns im anstehenden Bundschuh-Orthogneis in gleicher Ausbildung wieder, nur sind sie zum Teil stärker kataklastisch verformt worden (Spaltrisse, Verbiegung der Zwillingslamellen).

Einschlußfreie Albite (Plag I) kommen im Bundschuhgneis hingegen wesentlich häufiger vor und können in den stärker deformierten Horizonten die primären Oligoklase bei weitem übertreffen, ja sogar völlig verdrängen, sodaß schließlich ein Phengit-Mikroclin-Albit-Quarz-Gneis vorliegt, wie ihn EXNER (1967) aus dem Raum Innerkrems beschreibt.

Ein weiterer Unterschied zwischen den Geröllen und dem Anstehenden liegt in den Hellglimmern. U. d. M. zeigen die Hellglimmer aus den Bundschuhgneisen einen deutlichen Pleochroismus von farblos nach hellgrün, was auf einen erhöhten Phengitgehalt schließen läßt. Mikrosonde-Analysen bestätigen dies: die Hellglimmer in den Bundschuh-Orthogneisen sind phengitisch und relativ einheitlich zusammengesetzt, jene in den Orthogneisgeröllen hingegen weisen eine uneinheitliche, fleckige bis streifige Zusammensetzung auf mit stark schwankenden Phengitgehalten innerhalb eines Kornes (siehe Abb. 3).

Bei den Akzessorien, gibt es keine auffallenden Unterschiede zwischen Orthogneisgeröllen und Bundschuh-Orthogneis.

Das Gefügebild ist durch die zusätzliche Deformationskomponente in den

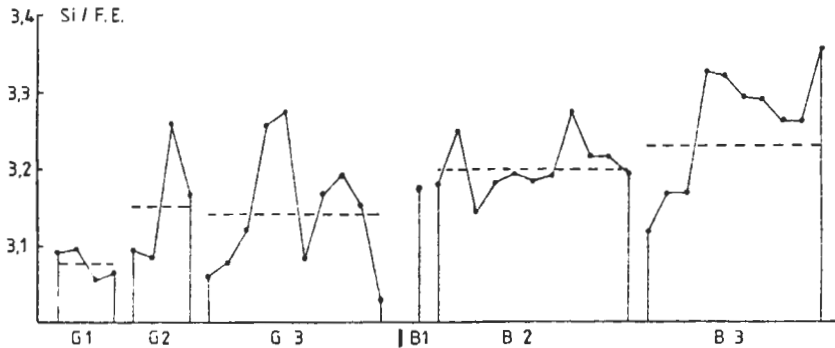


Abb. 3: Phengit-Gehalte ausgewählter Hellglimmer aus Orthogneisseröllen (G 1 – G 3) und Bundschuh-Orthogneis (B 1 – B 3), ausgedrückt in Si-Gehalten pro Formeinheit. Die strichlierten Linien bedeuten Mittelwerte des jeweiligen Kornes. G 1 – G 3: Profile durch grobkörnige, streifige Hellglimmer aus Probe FV 62. B 1: feinkörniger Hellglimmer aus Probe FV 50 a. B 2: Profil durch einen grobkörnigen Hellglimmer aus Probe FV 50 a. B 3: schräges Profil durch einen grobkörnigen Hellglimmer aus Probe FV 57.

Bundschuhgneisen natürlich ein völlig anderes als in den Geröllen: straffere Lineation, ausgeprägteres Parallelgefüge (mit z. T. aber noch erkennbarem, \pm normal zur Hauptschieferung verlaufendem, älterem s) etc. Dies schlägt sich auch sehr deutlich im Quarzgefüge nieder. Die c-Achsen sind wesentlich besser geregelt (mit Ausnahme der Gammaquarze). In den Flaser- und Augengneisen finden wir in der XZ-Ebene Kreuzgürtelregelung mit einem Öffnungswinkel 2α von $\pm 50^\circ$ und einer Maxima-Verteilung, die auf eine bevorzugte Betätigung der Basal- und Prismenflächen als Gleitebenen hinweist. In den meisten Fällen und besonders in den feinkörnigen Granitgneismyloniten hingegen zeigt sich in der XZ-Ebene eine Kreuzgürtelregelung ($2\alpha = 50^\circ$), aber mit einer deutlichen Überbetonung eines Astes, sodaß ein Schräggürtel markant hervortritt (siehe Abb. 4). Normal zu diesem Schräggürtel verläuft eine jüngere, sekundäre Transversalschieferung (s_s). In der YZ-Ebene bietet sich in allen Diagrammen ein ähnliches Bild: vier symmetrisch verteilte Maxima am Rand, die mit Y je einen Winkel von $\pm 25^\circ$ einschließen; der Bereich um X ist völlig polfrei, jener um Z schwach besetzt (vgl. Abb. 5a). Durch die Maxima verlaufen zwei konjugierte s-Flächen. Eine Ausnahme stellt eine Probe aus der Oberkante des Altkristallins dar: von den vier randlichen Maxima sind zwei gegenüberliegende wesentlich stärker besetzt (siehe Abb. 5 b).

Ein Vergleichen der Kristallingerölle mit den Paragesteinen im Altkristallin ist nur unbefriedigend, da die aufsammelbare Menge an entsprechenden Geröllen aus den Karbon-Vorkommen in der NW-Ecke der Gurktaler Decke im Gegensatz zu den Orthogneisseröllen kaum ein repräsentatives Bild vom ehemaligen Liefergebiet ermöglicht.

Die wenigen Paragesteingerölle, die gefunden werden konnten, stehen hinsichtlich ihres Mineralbestandes in keinem Widerspruch zu den Priedröf-Schiefergneisen und einzelnen quarzitischen Horizonten in denselben. Letztere, im großen sehr einheitliche Gesteine, können im mm- bis 10er m-Bereich sehr verschieden aufgebaut sein:

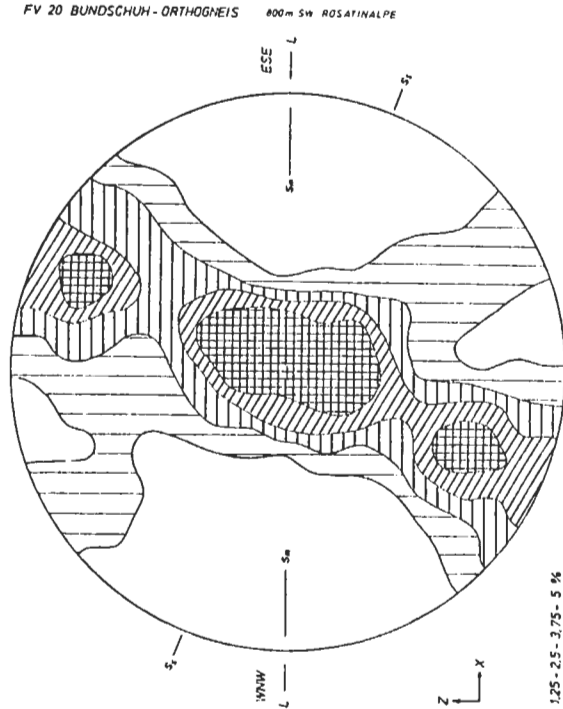


Abb. 4: Quarz-c-Achsengefügediagramm eines Bundschuh-Orthogneises aus der Steinbachschuppe NW' Turrach; Schmid'sches Netz (untere Halbkugel); Schnitt parallel zur Hauptlineation (L) und normal zu s_m (Mylonit-Schieferung), XZ-Ebene bezogen auf Achsen des Deformationsellipsoides. Eine sekundäre Transversalschieferung (s_s) und die Neigung des Schräggürtels zeigen eine ESE-vergente Scherbewegung an.

± Gr-führende Chl–Mu–Bi–Plag–Q-Gneise bis Glimmerschiefer mit stark wechselnden Mengenverhältnissen der einzelnen Mineralphasen, von denen Granat, Chlorit, Muskowit, Biotit oder Plagioklas in einzelnen Lagen völlig fehlen können.

Ein sehr wesentlicher Unterschied liegt wiederum im Gefüge. Die Paragneise im Altkristallin unterlagen einer heftigen Deformation, was sich in einer ausgeprägteren Schieferung, besseren Einregelung der Glimmer und stärkeren Längung der Quarze äußert. Letztere sind gut rekristallisiert oder nur schwach buchtig miteinander verzahnt. Nur in einzelnen, geringmächtigen Lagen, so etwa in unmittelbarer Nähe zu den eingeschlossenen Orthogneisen, wirkte noch eine späte, „kühle“ Deformation, bei der die Quarze in extrem verzahnte, undulös auslöschende Subkörner zerlegt wurden. Die entsprechenden Quarzgefügediagramme ähneln stark jenen aus den Bundschuh-Orthogneisen: Kreuzgürtelregelung ($2\alpha = \pm 50^\circ$) mit Überbetonung eines Astes in den „kühl“ deformierten Horizonten (siehe Abb. 6) und einer jüngeren, sekundären Transversalschieferung normal zu den Schräggürteln. Gleiches gilt auch für einen Quarzit (Permoskyth?) zwischen Para- und Orthogneis an der N-Flanke des Steinbachgrabens W' Turrach.

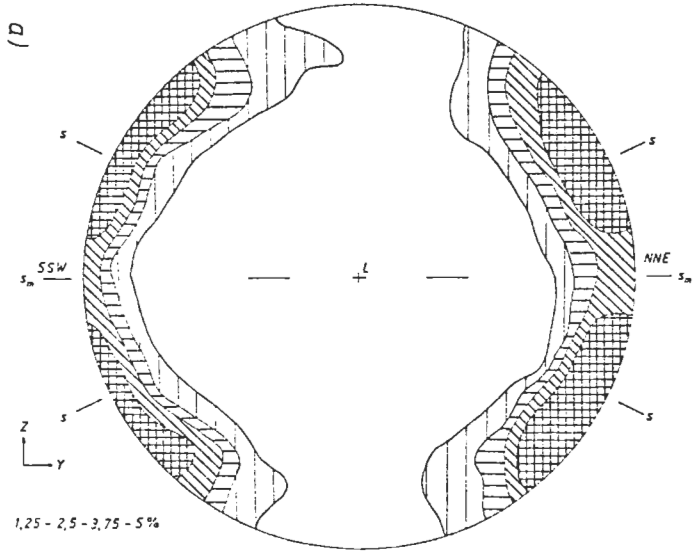


Fig. 5d BUNDSCHUH - ORTHOGNEIS 150m N. OSTL. TURBACH

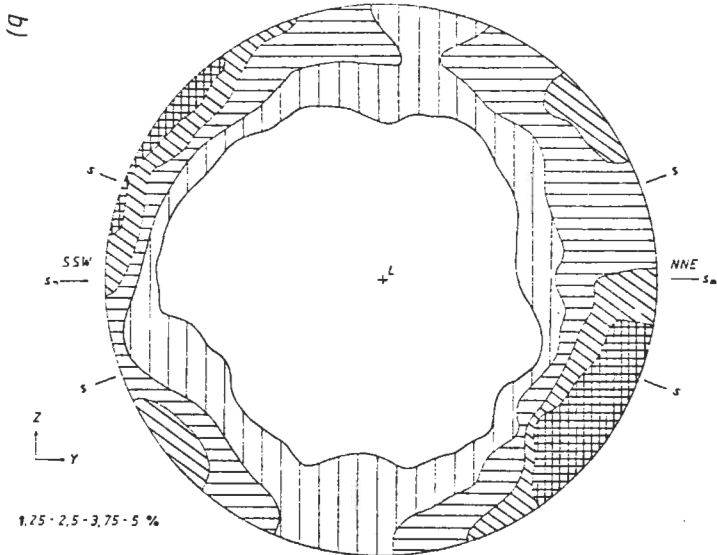
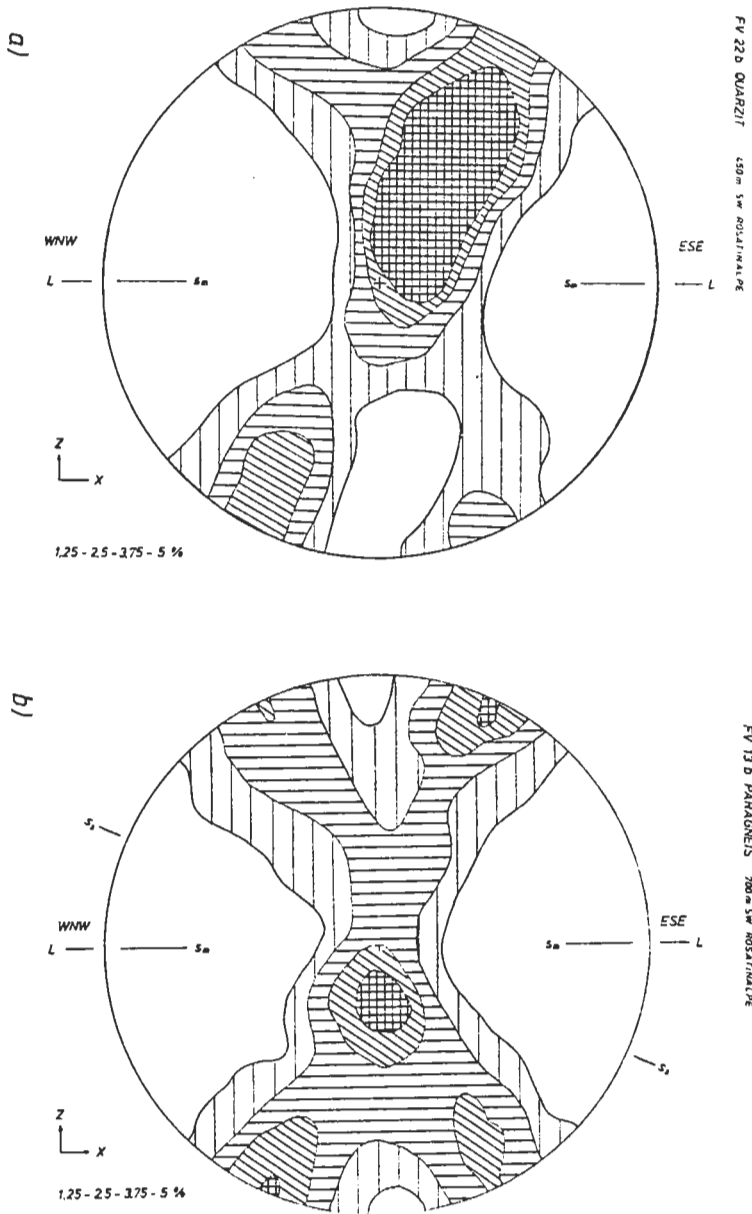


Fig. 5b BUNDSCHUH - ORTHOGNEIS 150m N. OSTL. TURBACH

Abb. 5: Quarz-c-Achsengefügediagramm von Bundschuh-Orthogneisen aus der Steinbachschuppe: Schmidt'sches Netz (untere Halbkugel); Schnitt normal zu L und s_m . YZ-Ebene bezogen auf Achsen des Deformationsellipsoids. (a) – Normalfall im Altkristallin – vier gleichwertige randliche Maxima, (b) – zwei gegenüberliegende Maxima zeigen eine Rotation um Z im Zuge einer N-vergente Bewegung an, typisch für die Oberkante des Altkristallins.

Abb. 6: Quarz-c-Achsengefügediagramm von (a) Permoskyth(?)-Quarzit, 450 m SW Rosatinalpe, beide aus der unmittelbaren Nachbarschaft zum Orthogneis; Schmidt'sches Netz (untere Halbkugel); Schnitt parallel zu L und normal zu sm-XZ-Ebene bezogen auf Achsen des Deformationsellipsoids. Ein jeweils etwas stärker besetzter Ast der beiden Kreuzgürtel weist auf eine ESE-vergente Scherbewegung hin.



8. Geochronologische Ergebnisse

Für die Klärung der Entstehungsgeschichte verschiedener Orthogneise 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 Orthogneisgerölen mit der Rb/Sr-Methode aufzeigen lassen sollten.

Von beiden wurden daher Gesamtgesteinsanalysen durchgeführt, aber auch separierte Minerale, Feldspäte und Hellglimmer, datiert. Für die Altersberechnung wurden die von STEIGER & JÄGER (1977) angegebenen Konstanten verwendet:

Zerfallskonstante	$(^{87}\text{Rb}) = 1,42 \times 10^{-11} \text{ Jahre}^{-1}$
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 Δt sind bei allen Angaben 2σ -Werte. Die Isochronenberechnungen erfolgten nach dem Modell von YORK (1969): Modell I für die Berechnung von Mineralalter, Modell II für Gesamtgesteinsalter.

An acht Gesamtgesteinsanalysen von Bundschuh-Orthogneisen aus dem Raum Innerkrems ermittelte HAWKESWORTH (1976) eine Isochrone mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwert von $0,738 \pm 0,02$ und berechnete daraus ein Alter von $381 \pm 30 \text{ Ma}$, bezogen auf $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}$. Unter Verwendung der „neuen“ Zerfallskonstante von $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}$ wäre dieses Alter auf $373 \pm 30 \text{ Ma}$ zu korrigieren (s. Abb. 7). Trotz des außergewöhnlich hohen Initials und der relativ starken Streuung der Analysenpunkte (streng genommen handelt es sich um eine Errorchrone) betrachtete HAWKESWORTH dieses Alter als Bildungsalter.

Vom selben Autor bestimmte Hellglimmeralter dieser relativ intensiv deformierten Orthogneise ergaben $99 \pm 1 \text{ Ma}$ (korr. $97 \pm 1 \text{ Ma}$). Dies wurde als Verjüngung der Hellglimmer im Zuge der kretazischen Metamorphose aufgefaßt. Demnach hätte diese Metamorphose die Amphibolit-Fazies erreicht, was jedoch im Gegensatz zum übrigen Mineralbestand in den Orthogneisen und den umhüllenden Paragneisen steht: Hinweise auf das Erreichen der Amphibolit-Fazies während der alpidischen Metamorphose fehlen bislang in diesem Gebiet.

Basierend auf diesen bereits vorliegenden Daten wurden möglichst unterschiedliche Typen von Bundschuh-Orthogneisen 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 Orthogneislamellen finden; zum anderen einen möglichst stark deformierten Augen- bis Stengelnis mit mylonitischem Charakter aus dem Raum Turrach, und schließlich auch noch der im Fenster von Oberhof auftauchende, dem Bundschuh-Orthogneis stark ähnelnde Orthogneis.

Im Flasergneis vom Typ „Grauensteineck“ 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 ± 7 bzw. $354 \pm 7 \text{ Ma}$. Die Hellglimmer wurden also in

bezug auf ihr Rb-Sr-Isotopensystem während der alpidischen Metamorphose überhaupt nicht verjüngt, sondern besitzen ein für das ostalpine Kristallin bemerkenswert frühes variszisches Alter.

Von den stark deformierten Typen wurden vier Proben aus einem eng begrenzten Raum (Steinbruch Rosatin, NW' vom Ort Turrach) genommen, der etwa 20 m mächtig ist. In ihnen findet sich nur mehr Mu II, der einer intensiven postkristallinen Deformation unterlag ohne dabei zu rekristallisieren. Lediglich eine, mengenmäßig völlig belanglose, randliche Serizitisierung kann mitunter beobachtet werden. Obwohl alle vier Proben makroskopisch als auch mikroskopisch keinerlei signifikante Unterschiede aufweisen und daher für alle etwa gleiche Bedingungen angenommen werden könnten, lieferten die daraus separierten Hellglimmer unterschiedliche Alter: 91 ± 1 Ma, 96 ± 4 Ma, 119 ± 2 und 139 ± 2 Ma.

Wie in Abb. 7 zu erkennen ist, passen die Gesamtgesteinsanalysenpunkte nur teilweise auf die Isochrone von HAWKESWORTH (1976).

Die Verteilung der Analysenpunkte weist eher auf mehrere \pm parallele Isochronen hin. Die daraus errechenbaren theoretischen Gesamtgesteinsalter liegen bei 363 Ma, für die Hauptmasse der Proben bei 373 Ma und schließlich für zwei sehr Rb-reiche Proben vom Grauensteineck bei 392 Ma. Die entsprechenden Initialwerte weisen eine hohe Schwankungsbreite von 0,7144 über 0,738 bis 0,7405 auf.

Drei Orthogneisproben aus dem Oberhof-Fenster liegen im Bereich des geochemischen Schwerpunktes der übrigen Bundschuh-Orthogneise. Aus ihnen separierte Hellglimmer ergeben ein Mineralalter von 163 ± 3 Ma.

Für die Datierung der Orthogneisgerölle wurden möglichst große (ca. 50 cm Durchmesser) und nicht zu sehr verwitterte aus dem Königstuhl-Karbon vom Steinbachsatel und aus dem Turracher Karbon vom W-Abhang des Eisenhuts, SSW' vom Ort Turrach sowie 400 m E' des Winterthaler Nocks gewählt. Von den acht untersuchten Geröllen erwiesen sich zwei als nicht mehr aussagekräftig. Deren isotopische Zusammensetzung könnte, vermutlich durch karbonatreiche Wässer aus dem von den Karbonmassen überschobenen permomesozoischen Sedimenten, sekundär verändert worden sein (Anreicherung von nicht radiogenem ^{86}Sr) oder einem primär geochemisch etwas anders zusammengesetzten Bereich entstammen.

Die Gesamtgesteinsanalysen der verbleibenden sechs Gerölle fixieren eine Isochrone mit einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,7512 \pm 0,002$ und einer Steigung, die einem Alter von 403 ± 20 Ma entspricht (vgl. Abb. 7 und 8).

Aus zwei dieser sechs Gerölle wurden Hellglimmer der Korngröße 0,15 – 0,25 mm separiert. Die entsprechenden Zweipunktisochronen (Mineral-Gesamtgestein) ergeben außergewöhnlich frühvariszische Alter von 370 ± 8 Ma bzw. 364 ± 7 Ma.

Zwei weitere Daten von 334 Ma und 237 Ma wurden an Hellglimmern aus den beiden Geröllen bestimmt, die nicht auf die Isochrone passen. Vermutlich erlitten diese Hellglimmer verwitterungsbedingte Veränderungen in ihrer isotopischen Zusammensetzung. Zunehmende Verwitterung kann zur Erhöhung des Rb/Sr-Verhältnisses bei nahezu gleichbleibendem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis und somit zu einer „Verjüngung“ führen (DASCH, 1969). Den beiden Mineralaltern darf daher keine geologische Aussagekraft beigemessen werden.

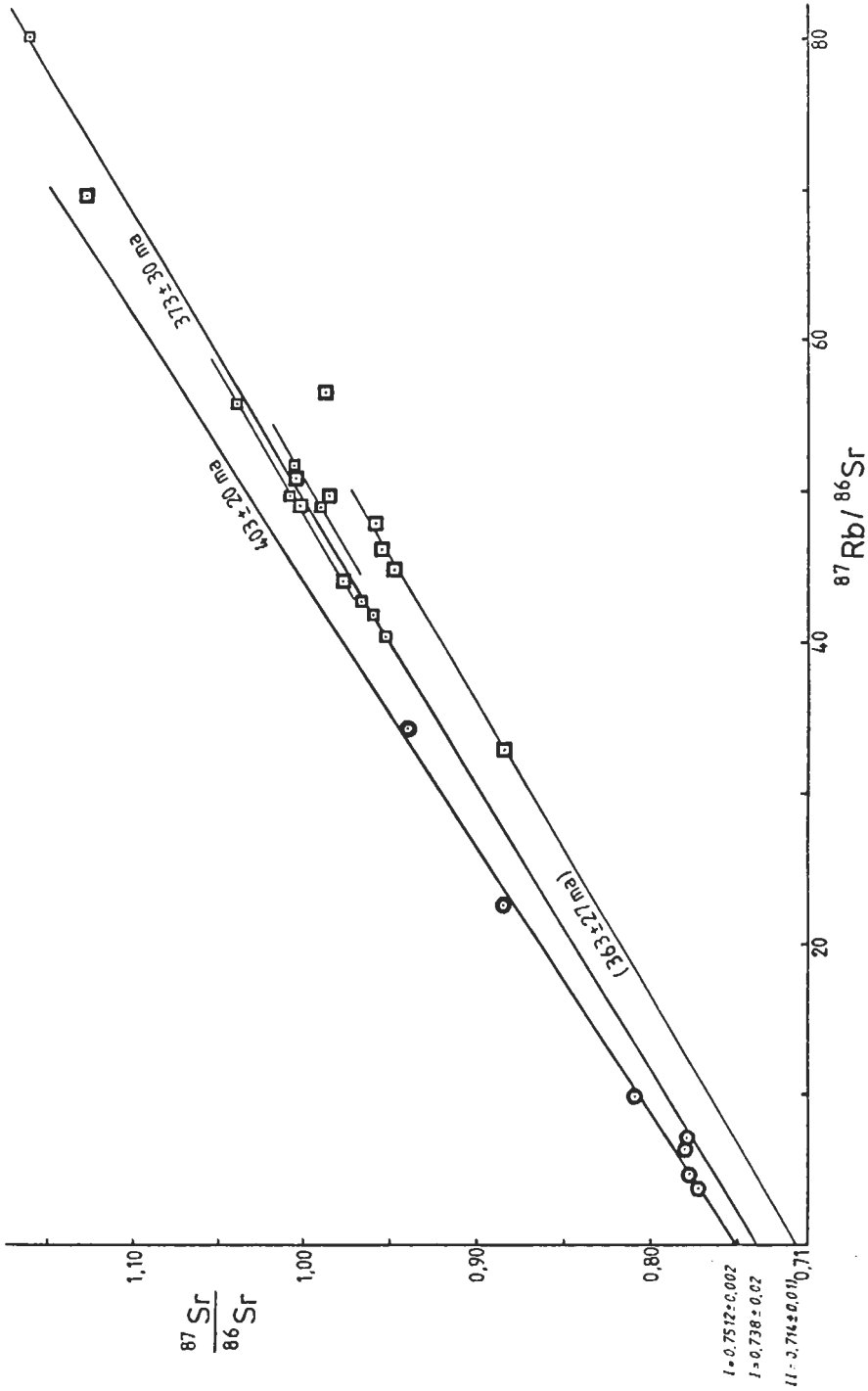


Abb. 7: Gesamtgesteins-Isochronen von Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneiseröfeln aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke. (□) Bundschuh-Orthogneis aus dem Raum Innerkrems, nach HAWKSWORTH (1976), (◻) Bundschuh-Orthogneis von Turrach (T), Grauensteineck (G) und aus dem Oberhof-Fenster (O), (⊙) Orthogneiseröfle aus dem Königstuhl- und Turracher Karbon.

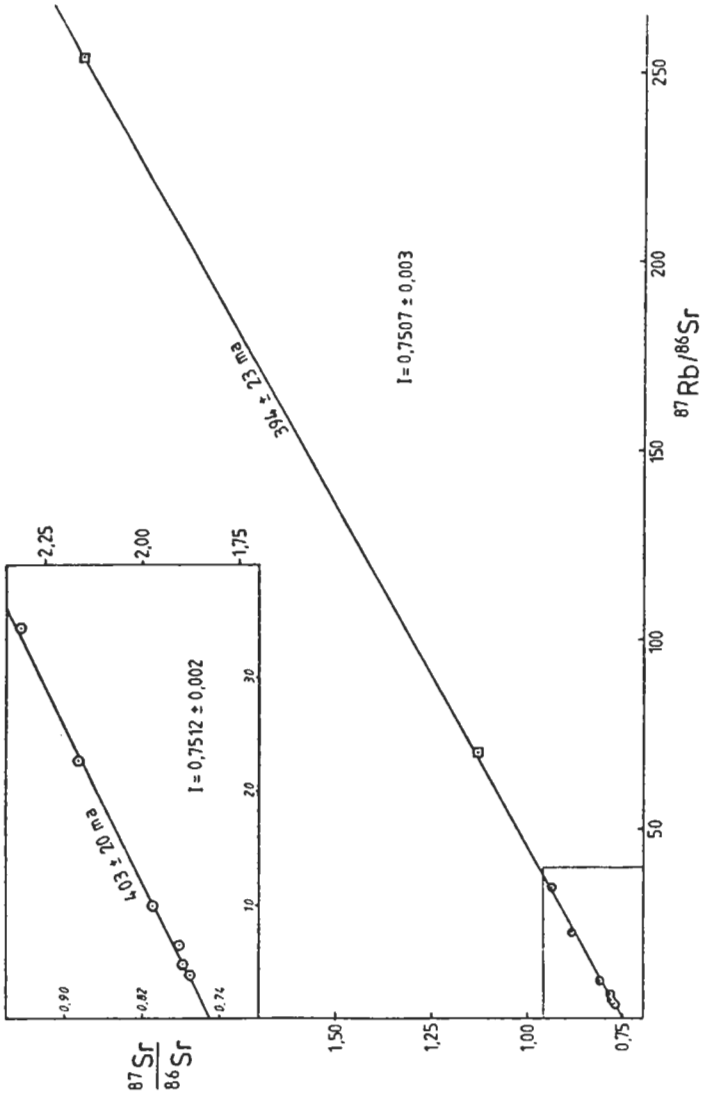


Abb. 8: Gesamtgesteins-Isochrone von Orthogneisgeröllen in Kombination mit zwei Fasergneisen vom Grauensteineck NW Flattnitz; Signaturen wie in Abb. 7.

9. Interpretation und Schlußfolgerungen

Besonders zwischen den relativ schwach, zu Flasergneisen deformierten Bundschuh-Orthogneisen vom 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. Vor allem die isotopengeologischen Ähnlichkeiten werden als starkes Indiz dafür gewertet, daß die Orthogneisgerölle und die Bundschuh-Orthogneise demselben ursprünglichen Granitkomplex entstammen:

- die Gesamtgesteins-Isochronen der Gerölle und der Bundschuh-Orthogneise haben \pm parallele Steigungen (0,00573 bzw. 0,00531),
- beide fallen durch hohe initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse auf (0,7512 bzw. 0,738),
- beide besitzen selten hohe früharvariszische Hellglimmeralter (364–370 Ma bzw. 350–354 Ma),
- die Gesamtgesteinsanalysen der Orthogneise vom Grauensteineck fallen auf die Isochrone der Gerölle. Daraus ergäbe sich ein Alter von 394 ± 23 Ma (vgl. Abb. 8).

Bei den aus den Gesamtgesteins-Isochronen ermittelten Alterswerten kann es sich auf Grund der hohen Initialwerte und der besonders bei den Bundschuh-Orthogneisen auffallenden Abweichungen der einzelnen Analysenpunkte von der Isochrone nicht um Bildungsalter handeln, so wie dies von HAWKESWORTH (1976) angenommen wurde. Vielmehr scheint es sich um kaledonisch–variszische Mischalter im Sinne einer teilweisen Isotopenhomogenisation im Zuge der variszischen Metamorphose zu handeln, die in den Bundschuh-Orthogneisen durch die alpidische Metamorphose nochmals leicht beeinflusst worden sein könnten. Auch der Umstand, daß durch die Analysenpunkte mehrere \pm parallele Isochronen mit theoretischen Alterswerten zwischen 363 und 394 Ma gezogen werden können, die große Schwankungsbreite innerhalb derer 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.

Sowohl die unterschiedlichen Initialwerte von Bundschuh-Orthogneisen und Orthogneisgeröllen als auch die geringeren Rb-Konzentrationen in den Geröllen lassen sich durch eine gewisse geochemische Schwankungsbreite innerhalb eines ausgedehnten Intrusionskomplexes erklären. Schließlich kann aus tektonisch-morphologischen Überlegungen ausgeschlossen werden, daß die Orthogneisgerölle vom heute anstehenden Bundschuh-Orthogneis her stammen. Das Lieferkristallin für die Gerölle muß vielmehr ein in variszischer Zeit höheres Stockwerk gewesen sein, welches nach blockartiger Hebung im Oberkarbon rasch der Erosion freigegeben wurde. Dem würden auch die frühvariszischen Hellglimmeralter entsprechen: der die Gerölle liefernde Horizont unterschritt noch früher, vor etwa 364 bis 370 Ma, die Hellglimmer-Öffnungs-/Schließungstemperatur als die heutigen Bundschuh-Orthogneise (350 bis 354 Ma). Vielleicht lassen sich die hohen 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 noch zu einer Albit-Blastese, in den Orthoklasen zu sekundärer Perthitbildung (z. T. Schachbrett-Albit) und zu einer relativ groben Hellglimmer-Mikrolithen-Füllung in den Plagioklasen. Hinweise auf eine Amphibolit-Fazies, wie sie häufig im Altkristallin E' der Hohen Tauern zu finden sind, fehlen.

Die beobachtbaren Unterschiede zwischen Geröllen und Bundschuh-Kristallin lassen sich problemlos durch die im Altkristallin wesentlich wirksamere alpidische Metamorphose erklären, wobei sich gleichzeitig die Unterschiede mit zunehmender alpidischer Deformation im Bundschuh-Kristallin verstärken: Homogenisierung des Hellglimmer-Chemismus, Albit-Blastese auf Kosten von Oligoklas, Umwandlung von Orthoklas zu Mikroklin bis Isomikroklin, Änderung des Gefüges im Sinne einer straffen Korneinregelung.

Auf die Geochronologie wirkte sich die alpidische Metamorphose im Altkristallin mit einer Verjüngung der Hellglimmer und zum Teil der Feldspäte (Albit-Blastese) aus. Das unterschiedliche Ausmaß der Hellglimmer-Verjüngung läßt sich jedoch weder durch eine Korngrößen- noch durch eine Temperaturabhängigkeit erklären. Es wird daher angenommen, daß es sich bei den alpidischen bzw. alpidisch-variszischen Mischalterswerten der Hellglimmer in den Bundschuh-Orthogneisen um eine deformationsinduzierte Verjüngung bzw. Teilverjüngung handelt, für deren Ausmaß auch noch die Anwesenheit von fluider Phase eine entscheidende Rolle spielte. Dem jüngsten Alter, 91 Ma, zufolge kann angenommen werden, daß der Temperaturhöhepunkt der kretazischen Metamorphose zumindest bis zu diesem Zeitpunkt ange dauert hat.

Mit der Erkenntnis einer intensiven alpidischen Deformation in der Oberkante des Altkristallins lassen sich auch die beobachtbaren Unterschiede in den Quarzgefügen leicht erklären. In den Geröllen mit ihrer schwachen c-Achsenregelung ist noch der voralpidische Zustand verankert. Die rhombische Symmetrie der Quarzgefüge spricht, wie LISTER et al. (1978) experimentell zeigen konnten, für eine „pure shear“-Deformation, die eine allgemeine Plättung (Kleinkreisregelung) oder eine vom Typ „plane strain“ (Kreuzgürtelregelung) bewirkte. Die Öffnungswinkel von $\pm 55^\circ$ weisen nach HARA et al. (1976) auf syntektonisch grünschieferfazielle Bedingungen mit Temperaturen bis maximal 550°C hin, ebenso wie die verstärkte Betätigung von Rhomben- und Prismenflächen als Gleitebenen. Solch eine Gefügeprägung ließe sich etwa durch eine Isoklinalverfaltung erzeugen.

Der hohe Regelungsgrad in den Gesteinen der Oberkante des Altkristallins hingegen ist auf eine alpidische Plättung vom Typ „plane strain“ zurückzuführen, der in ihrer Spätphase in einzelnen Horizonten eine „simple shear“-Deformation im Zuge einer ESE-vergente Scherbewegung folgte. In den Quarzen dominierten als Gleitebenen die Basisflächen neben den Prismenflächen, was als Hinweis auf etwas geringere syntektonische Temperaturen gewertet werden kann, ebenso wie die etwas kleineren Öffnungswinkel von $\pm 50^\circ$. Aus dem stark verzahnten Quarzkorngefüge mit den typischen Erscheinungen der „Korngrenzwanderung“ geht hervor, daß die Deformation den Temperaturhöhepunkt überdauerte. Als weitere das Quarzgefüge beeinflussende Deformation ist eine N-vergente Bewegung (Aufschiebung der Gurktaler Decke) zu sehen, die eine in Abb. 5 b erkennbare Rotation der Quarz-c-Achsen um die X-Achse des Deformationsellipsoides hervorrief.

Bei der Frage nach dem Liefergebiet für die bearbeiteten Kristallingerölle taucht wieder einmal das schon oft diskutierte Problem der ursprünglichen paläogeographischen Anordnung der verschiedenen tektonischen Einheiten am NW-Rand der Gurk-

taler Decke auf. Nach dem Modell von TOLLMANN (1959, modifiziert 1975, 1977) eines mittelostalpinen Kristallins mit auflagernder mittelostalpinen Sedimenthülle (Stangalm-Mesozoikum s. str.) und einer als Ferndecke von S darauf aufgeschobenen oberostalpinen Gurktaler Decke und folglich der Einwurzelung der gesamten Nördlichen Kalkalpen samt Grauwackenzone zwischen diesem mittelostalpinen Kristallin und der Gurktaler Einheit wäre eine Herleitung der gegenständlichen Kristallingerölle vom heute benachbarten Altkristallin völlig unmöglich.

Das für die deckentektonische Trennung in Mittel- und Oberostalpin wesentliche fazielle Argument, das „sandige Anis“ (licische bzw. Drauzugfazies) in der oberostalpinen Pfannock-Einheit und dessen Fehlen in der mittelostalpinen Stangalm-Einheit s. str. (Mellitzen-Scholle) 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. einerseits fazielle Unterschiede zwischen „sandigem Anis“ im Drauzug (BRANDNER, 1972) und in der oberostalpinen Pfannock-Einheit und ortet andererseits das Aufarbeitungsgebiet für das Pfannockperm aufgrund der Staurolith- und Disthenführung im Schwermineralspektrum nördlich des Gailtalkristallins, also im mittelostalpinen Altkristallin. Auch als Liefergebiet für die Gneisgerölle im Oberkarbon der NW' Gurktaler Decke scheidet das schon variszisch retrograd metamorph überprägte Gailtalkristallin aus. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß auch den Gneisgeröllern aus dem Karbon von Nötsch im Gailtal Erscheinungen retrograder Metamorphose fehlen (EXNER, 1983).

Die Orthogneisgerölle aus dem Königstuhl-, Turracher- und Stangalm-Karbon werden nun, vor allem auf Grund des geochronologischen Befundes, von einem dem Bundschuhgneis entsprechenden Kristallin hergeleitet. Tatsächliches Liefergebiet dürfte ein in variszischer Zeit höheres Stockwerk dieses Kristallins gewesen sein. Dies zieht nach sich, daß das Altkristallin primäre Unterlage der Gurktaler Decke war, also ebenfalls eine oberostalpine Stellung einnimmt. Somit muß den Vorstellungen von CLAR (1965) und FRANK (1983), wonach sich die Gurktaler Einheit direkt an den zentralalpinen Raum im S anschließt und die Nördlichen Kalkalpen schon primär nördlich des zentralalpinen, eine Schwellen-Position einnehmenden Stangalm-Mesozoikums s. str. eingewurzelt werden, gegenüber dem Modell von TOLLMANN der Vorzug gegeben werden.

Dank

Herzlichst danken möchte ich Herrn Univ. Prof. Dr. Wolfgang FRANK vom Institut für Geologie der Universität Wien, der mich nicht nur auf dieses interessante Thema aufmerksam gemacht hat, sondern auch stets für Diskussionen und wertvolle Hinweise zur Verfügung stand. Herrn Univ. Prof. Dr. Christoph EXNER danke ich für die Einführung in die Kristallingeologie, speziell die Feldspäte betreffend, ebenso Dr. Martin THÖNI für die vielen fruchtbaren Diskussionen. Mein besonderer Dank gilt aber auch Herrn Dr. Georg HOINKES vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck, der die Hellglimmer-Bestimmungen an der Mikrosonde durchführte.

Proben-Nr.	Gesteinsart	Rb [ppm]	^{87}Rb [ppm]	Sr [ppm]	^{87}Sr [ppm]	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [%]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
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

Tab. 1: Rb/Sr-Daten von Gesteinen (BS = Bundschuh, Ogn = Orthogneis). Die Proben FV 100 - 103 stammen aus dem Steinbruch Rosatin (NW' Turrach), BG 1, 3, 4, 7 vom Grauensteineck, NW' Flatnitz, 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 Königstuhl-Karbon vom Steinbachsattel.

Proben-Nr.	Mineral (Korngröße) [mm]	Rb [ppm]	⁸⁷ Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Sr [ppm]	⁸⁷ Sr/ ^{rad} [%]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Einzel- alter [Ma]	Mineral- alter (korr. mit Ges.gest.) [Ma]
FV 100	Muskowit (0,15–0,25)	1047	296	4,95	0,93	67,9	704	6,0047	150	139 ± 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 ± 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 ± 2
FV 103	Muskowit (0,15–0,25)	1014	287	4,89	0,80	61,8	671	1,8604	121	96 ± 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 ± 7
BG 1	Muskowit (0,25–0,45)	1202	340	4,12	1,88	91,2	1460	8,0486	353	352 ± 4
OHG 2	Muskowit (0,15–0,25)	1045	296	6,07	1,13	67,6	573	2,1924	182	162 ± 3
FV 82	Muskowit (0,15–0,25)	1091	309	4,15	1,81	90,5	1270	7,4728	373	370 ± 8
FV 95	Muskowit (0,15–0,25)	809	229	4,51	1,43	84,0	712	4,4414	368	364 ± 7

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

9. Literaturverzeichnis

- BRANDNER, R.: „Südalpines Anis“ in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 143–162, Innsbruck 1972.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, Wien 1965.
- DASCH, E. J.: Strontium isotopes in weathering profiles, deep sea-sediments and sedimentary rocks. – Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1521–1552, 1969.
- EXNER, CH.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., 1967 (1–2), 98–108, Wien 1967.
- Zur Petrographie von Gneisgeröllern im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., 126 (2), 215–217, Wien 1983.
- FOLK, R. L.: Petrology of sedimentary rocks. – 182 S., Austin, Texas (Hemphill Publ. Comp.) 1974.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982, Hochschulschwerpkt. S 15, 249–262, Graz 1983.
- FRIMMEL, H.: Kristallin- und strukturegeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllern im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Unveröff. Vorarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien, II + 151 S., 74 Abb., 9 Tab., 3 Beilg., Wien 1984.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M.: Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1983, Beitrag 4. – Carinthia II, 1973/93, 27–41, Klagenfurt 1983.
- HARA, J., PAULITSCH, P. & HIDE, K.: An Estimation Method of Velocity of Orogenic Movement. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 58–72, Stuttgart 1976.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contr. Min. Petr., 54, 225–244, Berlin etc. (Springer) 1976.
- HOLDHAUS, K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 14 (1921), Wien 1922.
- Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 25 (1932), Wien 1933.
- JONGMANS, W.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., 86, 97–104, Wien 1938.
- KRAINER, K.: Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 127 (2), 159–179, Wien 1984.
- LIEGLER, K.: Zur Geologie des zentralalpiner Mesozoikums im Bereich nördlich von Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 183 S., Wien 1973.
- LISTER, G. S., PATERSON, M. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development in plastic deformation, and its application to quartzite. The model. – Tectonophysics, 45, 107–158, Amsterdam 1978.
- & PRICE, G. P.: Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. – Tectonophysics, 49, 37–78, Amsterdam 1978.
- PISTOTNIK, J.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Meso- und Paläozoikum auf Blatt 183, Radenthein (Gurktaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A., 1977/1, 146–147, Wien 1977.
- SCHWINNER, R.: Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1932, Wien 1932.

- STEIGER, R. H. & JÄGER, E.: Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. – *Earth Plan. Sci. Lett.*, 36, 359–362, Amsterdam 1977.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 99(1), 75–199, Wien 1956.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 28, 17–34, Wien 1982.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 10, 1–62, Wien 1959.
- Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
 - Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 150, 19–43, Stuttgart 1975.
 - Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- VON GOSEN, W., 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, Wien 1985.

Manuskript eingelangt am 12. 06. 1985,
Manuskript angenommen am 30. 08. 1985.