

Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen)

JOACHIM SCHWEIGL*)

12 Abbildungen, 5 Tabellen und 1 Tafel

Österreichische Karte 1: : 50.000
Blatt 171

*Tirol
Ostalpen
Ötztal-Stubai-Komplex
Geochronologie
Isotopengeochemie
Variszische Orogenese*

Inhalt

Zusammenfassung	131
Abstract	132
1. Einleitung	132
2. Petrographie und Tektonik	135
2.1. Petrographie	135
2.2. Tektonik	136
3. Geochemie und Geobarometrie	136
3.1. Geochemie	136
3.1.1. Probenbeschreibung und Analytik	136
3.1.2. Meßdaten und Diskussion	136
3.2. Geobarometrie	138
3.2.1. Probenbeschreibung und Methodik	138
3.2.2. Diskussion der Daten	138
4. Geochronologie und Isotopengeologie	138
4.1. Analytische Techniken (Rb-Sr, Sm-Nd)	138
4.2. Rb/Sr-Messungen an Orthogesteinen	139
4.2.1. Probenbeschreibung	139
4.2.2. Meßergebnisse und Diskussion	139
4.2.2.1. Diskussion der Rb/Sr-Daten an den Tonalitgneisen	139
4.2.2.2. Diskussion der Rb/Sr-Daten an den Pegmatiten	141
4.2.2.3. Diskussion der Rb/Sr-Daten an den Muskowitgranit- und Augenflasergneisen	142
4.3. Sm/Nd-Messungen an Para- und Orthogesteinen	143
4.3.1. Probenbeschreibung	143
4.3.2. Meßdaten und Diskussion	143
5. Diskussion	144
Dank	145
Tafel 1	146
Literatur	148

Zusammenfassung

Mit der vorliegenden Arbeit erfolgte eine kartenmäßige Neuaufnahme der Nauderer Berge (Westliche Ötztaler Alpen, Tirol) im Bereich zwischen der Bergkastelalpe (Nordtirol) und dem Melagtal (Südtirol). Neben einer petrographischen Beschreibung der Gesteine wurden Rb/Sr- und Sm/Nd-Untersuchungen an Orthogesteinen und Granatglimmerschiefern durchgeführt. Weiters wurden diese Gesteine auch geochemisch untersucht.

Sm/Nd-Messungen an fünf Granatglimmerschiefern und einem Tonalitgneis ergaben ein mittleres Erdkrustenverweilalter (t_{DM}^{Nd} -Alter) zwischen 1,59 und 1,85 Ga.

Rb/Sr-Analysen an Gesamtgesteinen der Tonalitgneise der Klopajerspitze und vom Winkelegg ergaben ein Regressionsalter von 583 ± 73 Ma bei einem initialen $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis von $0,7048 \pm 12$ (MSWD = 36, 10 Proben). Die schlechte Linearität der Datenpunkte kann zum Teil der wechselnd intensiven metamorphen Überprägung der Magmatite zugeschrieben werden. Diese Gesteine gehören somit zu den ältesten bisher datierten Intrusionen (assyntisches oder frühkaledonisches Ereignis) im ostalpinen Kristallin. Ein Mindestalter für die Intrusion ist durch Pegmatite mit 490 Ma definiert.

Innerhalb der Tonalitgneisvorkommen gibt es dm-große Schollen von Quarzdioritgneisen und eine Randfazies, die aus amphibolfreiem, biotitar-mem Tonalitgneis besteht. Die Quarzdioritgneise haben ein sehr niedriges initiales Sr-Isotopenverhältnis von 0,703, während die hellen Tonalitgneise der Randfazies ein initiales $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis von 0,708 aufweisen (jeweils zwei Proben).

*) Anschrift des Verfassers: Mag. JOACHIM SCHWEIGL, Institut für Geologie, Hellbrunnerstr. 34/3, A-5020 Salzburg.

Im Bereich der Klopajerspitze wurden fünf neue Vorkommen von Migmatiten erstmals kartiert. Lithologisch und petrographisch entspricht dieses Gestein vollkommen dem Typ Winnebach-Migmatit im nördlichen Ötztalkristallin. Ein Mindestalter für die Bildung der Migmatite liefert der diskordante Pegmatit 92P4 mit einem Rb-Sr-Alter von 447 Ma.

Drei Pegmatite im Bereich der Klopajerspitze lieferten kaledonische Rb/Sr-Hellglimmeralter von 474 bis 413 Ma, die als teilweise metamorph verjüngte Alter gedeutet werden können.

Aufgrund der Rb/Sr-Alter an Hellglimmern von Muskowitgranitgneisen, Pegmatiten und Augenflasergneisen wird erstmals der Höhepunkt (P-Höhepunkt?) der variszischen Metamorphose zwischen ca. 370 bis 350 Ma vermutet. Sm/Nd-Alter an Granat aus sillimanitführenden Granatglimmerschiefern liefern eine Untergrenze für dieses Zeitintervall und dokumentieren den letzten thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose (ca. 350 bis 330 Ma). Zudem wurden die variszischen Abkühlalter von ca. 320 bis ca. 270 Ma an Glimmern weiter bestätigt. Acht Muskowitgranitgneise ergaben ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 448 ± 17 Ma mit einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.7108 ± 5 (MSWD = 18, 7 Proben), was sehr gut mit den vorhandenen Literaturdaten übereinstimmt. Dieses Alter wird hier als metamorphes Überprägungsalter betrachtet.

Aufgrund der geochemischen Untersuchungen läßt sich sagen, daß alle Orthogneise, mit Ausnahme der reinen Muskowitgranitgneise (S-Typ), I-Typ-ähnliche Signaturen aufweisen.

Zwei variszische und eine alpidische Deformationsphase konnten beobachtet werden. Makroskopisch gibt es keine Anzeichen für ältere (prävariszische Strukturen).

Erstmals wurde in Orthogesteinen neben Stilpnomelan auch Pumpellyit als Faziesmineral für die schwache alpidische Metamorphose im westlichen Ötztalkristallin gefunden.

New Geochronological and Isotope Data on the Pre-Alpidic Development of the Ötztal Crystalline (Eastern Alps)

Abstract

This work presents a new geological map of the polymetamorphic rocks from the Nauderer Berge (western Ötztal Alps) in the area between Bergkastelalpe (Nordtirol) and Melagtal (Südtirol), combined with petrographic, geochronological-isotopic and geochemical data.

Sm-Nd data (whole rock) of five garnet micaschists show Sm-Nd model ages (DM) of 1.6–1.8 Ga.

Rb/Sr analysis on whole rocks of the tonalitegneiss of the Klopajerspitze and Winkelegg yield a regression line of 583 ± 73 Ma and an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7048 ± 12 (MSWD = 36, 10 samples). The bad linearity of the data points may partly be related with varying alteration and metamorphic overprinting of the magmatic precursors. These rocks range among the oldest intrusions of the Austroalpine basement. A minimum age for the intrusion is given by discordant pegmatites with model ages around 490 Ma.

In the area of the Klopajerspitze five migmatite occurrences were mapped for the first time. Lithologically and petrographically they resemble the migmatite as exposed in the Winnebach area, northern Ötztal unit. An errorchron for the formation of the migmatites is also given by the pegmatites with an age of 447 Ma.

Three pegmatites in the area of the Klopajerspitze give Caledonian white mica ages (Rb/Sr) between 474 and 413 Ma.

Rb/Sr ages on muscovites of acidic orthogneisses and pegmatites between 372 and 349 Ma reflect probably an early peak (P-peak?) of the Variscan metamorphism. Garnets of sillimanite-garnet micaschists give Sm-Nd 2 points regression line between 343 ± 1 and 331 ± 2 Ma and are related with the last thermal peak of the Variscan evolution. Moreover, the Variscan mica cooling ages between ca 320 and 270 Ma were confirmed.

A Rb/Sr whole rock errorchron for the muscovite-granite gneiss ranges at 448 ± 17 Ma, with an initial Sr isotopic ratio of 0.7108 ± 5 (MSWD = 18, 7 samples). This date is well in line with published values for the same rock suite of the wider area of investigation. This number is tentatively interpreted here as a metamorphic age.

Geochemical and isotope analysis prove that all granitic orthogneiss shows I-type affinity, with the exception of some muscovite-granite gneisses.

Two Variscan and one alpine deformation phases were observed. No clearly older (pre-Variscan) structures were found.

For the first time pumpellyite was found besides stilpnomelane in orthogneisses, indicating a very low grade Alpine metamorphism in the western Ötztal Alps.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt einen Beitrag zur Aufklärung der voralpidischen Entwicklungsgeschichte des ostalpinen Grundgebirges dar (vgl. BÖGEL et al., 1980). Der polymetamorphe Komplex der Ötztaler Alpen (Nord-, Südtirol), vor allem dessen Westteil, eignet sich hierfür sehr gut, da dieser in alpiner Zeit nur eine schwache Erwärmung (Stilpnomelan-, Pumpellyitfazies) erfahren hat (Abb. 1).

Der Ötztal-Stubaikomplex besteht hauptsächlich aus Paragneisen, sogenannten Biotitplagioklasgneisen, welche oft in Perlgneise, Feldspatknottengneise und Glimmerschiefer übergehen. Daneben treten Amphibolite, verschiedenste Orthogneise, Eklogite und Peridotite auf. Cordieritführende Migmatitkörper wurden bereits von OHNESORGE (1905) und HAMMER (1925) beschrieben. Am Ost- und Brenner Mesozoikum, Schneeberger Zug) und am Südwestrand (Jaggl, Piz Lad) sind auch karbonatführende, permomesozoische Gesteine aufgeschlossen.

Als älteste Gesteine des Ötztalkristallins gelten die Paragneise. Aus der petrogenetischen Übereinstimmung mit dem Altkristallin in Böhmen und den Vogesen wird auch

für das Ötztalkristallin präalpidisches Alter (mehr als 1200 Ma) angenommen (FÖRSTER & LEONHARDT, 1972). U/Pb-Isotopenanalysen an detritischen Zirkonen ergaben ein Bildungsalter von über 1500 Ma (GRAUERT, 1969). SÖLLNER und HANSEN (1987) untersuchten einzelne Zirkonerne, welche sogar ein Alter von 2275 Ma ergaben. Das Sedimentationsalter der Paragneise selbst wird von GRAUERT (1969) mit 510 Ma, von SÖLLNER & HANSEN (1987) mit proterozoisch angegeben. Ausgangsgesteine für solche Paragneise sind mächtige, kalkarme Schiefer- und Grauwackenserien mit Einschaltung beträchtlicher Mengen basischer Magmatite in einer vermuteten, präkambri-schen-kaledonischen Geosynklinale (TOLLMANN, 1977).

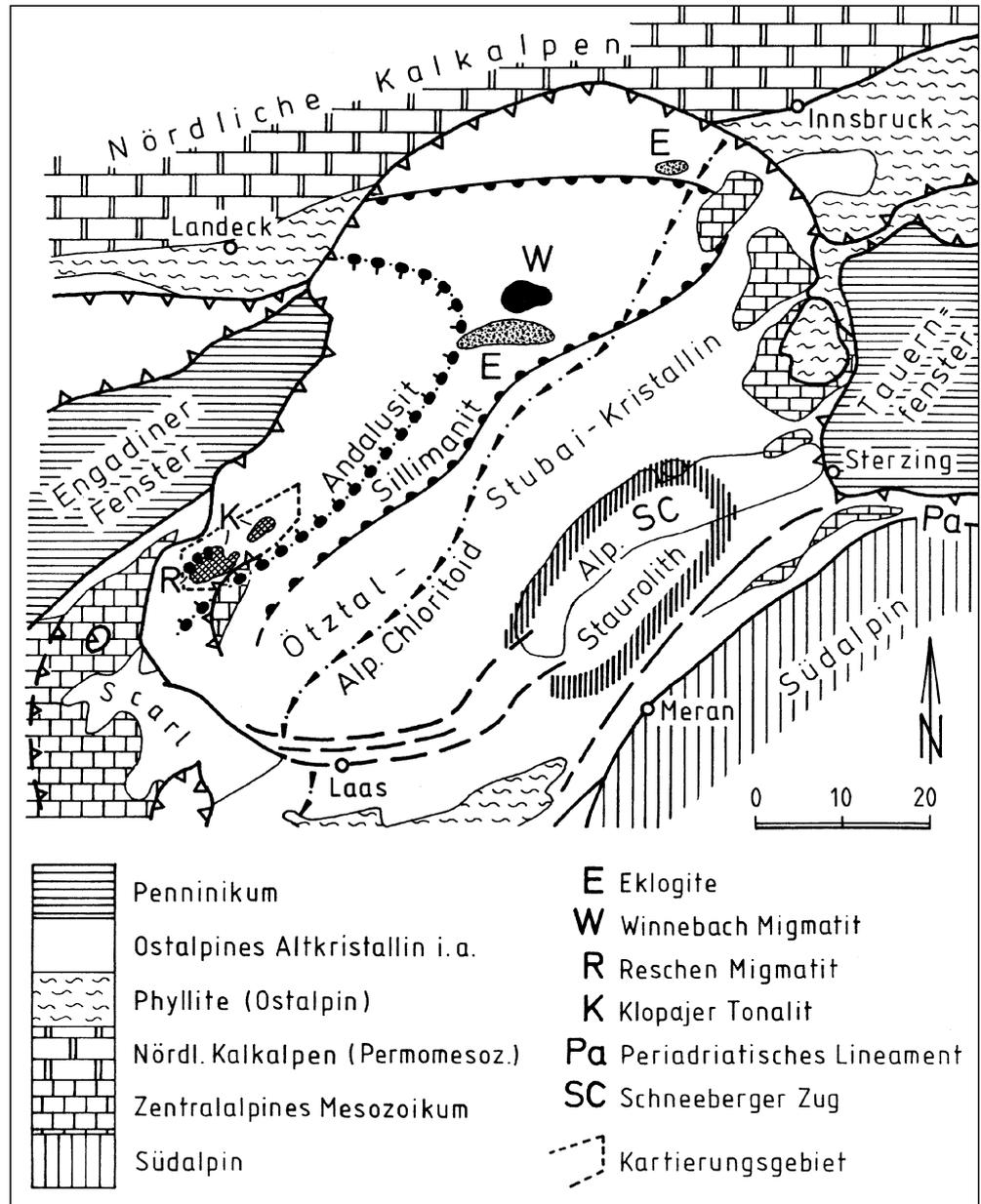
Das panafrikanische Geschehen ist aufgrund eines ausgedehnten Magmatismus und lokaler Anatexis mit radiometrischen Altersdaten ausreichend belegt. Die Gabbros des zentralen Ötztalkristallins wurden mit Plagioklas-, Klinopyroxen-Mineralisochronen datiert und ergaben Alter von 521–530 Ma (MILLER & THÖNI, 1994). Die Einzelzirkon-datierung an einem Hedenbergit-Hornblende-Granitgneis des nördlichen Kaunertales ergab Alter von 480 bis 520

Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte des
Ötztal-Stubaikristallin.
Nach THÖNI (1988).

Ma (BERNHARD, 1993, pers. Mitt.). Die höheren Alter werden als magmatische Bildungsalter interpretiert. Rb/Sr Gesamtgesteinsalter an sauren Orthogneisen des Ötztalkristallins ergaben Alter zwischen 430 und 470 Ma (MILLER et al., 1967; SCHMIDT et al., 1967; HAARE et al., 1968; BORSI et al., 1979; THÖNI, 1986; HOINKES et al., 1995). Von THÖNI (1986) wurde aus sämtlichen Literaturdaten an Muskowitgranitgneisen ein Gesamtgesteinsregressionsalter von 443 Ma errechnet. Dieses Alter wird hier als Überprägungsalter interpretiert. Die Magmenplatznahme soll allerdings nur wenige Zehner Jahrmillionen vorher erfolgt sein. SCHMIDT et al. (1967) fanden im zentralen Ötztalkristallin Zirkone in einem Zweiglimmergranitgneis mit einem Alter von 480 Ma. GEBAUER (1994, pers. Mitt.) erhielt von Zirkonen aus den Eklogiten bei Sölden (Nordtirol) ein U/Pb-Alter von 481 ± 9 Ma, welches er als magmatisches Bildungsalter interpretiert, wobei er allerdings die Möglichkeit offen läßt, daß diese Alter etwas verjüngt sein könnten.

Rb-Sr-Messungen an Hellglimmern aus dem Winnebachmigmatit ergaben ein Mindestalter für die Anatexis von 450 ± 11 Ma und eine variszische Überprägung des Migmatits (CHOWANETZ, 1990). Von SÖLLNER & HANSEN (1987) wurden sogar panafrikanische U-Pb-Zirkonalter als Zeitpunkt der Anatexis interpretiert. Die Aufschmelzbedingungen für den Winnebachmigmatit werden mit ca. 670°C und mindestens 4 kbar angegeben (HOINKES, 1973).

An den Anfang des variszischen Ereignisses wird eine Hochdruckmetamorphose gestellt, welche die Eklogite des zentralen Ötztalkristallins formte. MILLER & THÖNI (1994) ermittelten mit Hilfe der Sm/Nd-Datierung an Granat, Omphazit und Gesamtgestein dieser Eklogite ein Alter zwischen 342 und 373 Ma. In jene Zeit fällt nach GRAUERT (1981) auch der Beginn der „Ötztaler Schlingentektonik“. Die Metamorphosebedingungen für die Eklogite aus dem zentralen Ötztalkristallin werden von MILLER (1970, 1974, 1993, pers. Mitt.) mit $620\text{--}670^\circ\text{C}$ bei Drucken über 15 kbar angegeben.



Anschließend kam es zur Ausbildung eines „Wärmedomes“ (PURTSCHELLER, 1976), der zu einer charakteristischen Mineralzonierung mit Kyanit-, Andalusit- und Sillimanitonen führte. Diese Metamorphosezonen verlaufen diskordant zur Schlingenstruktur. VELTMAN (1986) ermittelte in den Metapeliten der nördlichen Kyanitzone Temperaturen zwischen $570\text{--}610^\circ\text{C}$ und in der zentralen Sillimanitzone Temperaturen von $610\text{--}690^\circ\text{C}$, wobei die Drücke jeweils zwischen 4 und 8 kbar schwankten.

Geothermobarometrische Untersuchungen von TROPPEL (1993) in Metapeliten und Amphiboliten des hinteren Kaunertales lieferten konsistente Ergebnisse von $590\text{--}650^\circ\text{C}$ und 5–7.5 kbar für das variszische Hauptereignis (nach dem P-Höhepunkt), der „Laaser Kristallisation“.

Altalpidisch kam es zu einer letzten metamorphen Überprägung, die von NW (Pumpellyitfazies) nach SE hin zunimmt und erst im Schneebergerzug und südlich davon (Texelgruppe) amphibolitfazielle Bedingungen (maximale Temperatur von 630°C) erreichte (HOINKES, 1981; PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982; THÖNI, 1983; VELTMAN, 1986).

In der alpinen Phase wurden die Kristallinserien von Scarl, Silvretta und Ötztal nordwestwärts über Err-Bernina und Unterengadiner Fenster überschoben. Im Zuge dieser Deckenüberschiebung kam es im Zeitraum von 90–70 Ma zur Bildung von Myloniten und Pseudotachylithen (THÖNI, 1988).

VAN GOOL et al. (1987) dokumentierten für das südliche Ötztalkristallin vom Reschensee bis zum Schneeberg vier verschiedene Deformationen, wovon D₁ als prävariszisch, D₂ und D₃ als variszisch und D₄ als alpin angesehen werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit war, das voralpidische Metamorphose- und Deformationsgeschehen im westlichen Abschnitt des Ötztalkristallins durch Feldbeobachtun-

gen, petrographische, geochemische, barometrische und geochronologische Daten eingehender zu erfassen.

Abkürzungen

- Mineralabkürzungen nach KRETZ (1983)
 DM verarmter Erdmantel
 Ga Milliarden Jahre
 Ma Millionen Jahre
 Mitt. Mitteilung
 n Anzahl der Proben
 ORG Ozeanrückengranite
 Syn-COLG Synkollisionsgranite
 VAG Vulkanbogengranite
 WPG Intraplattengranite
 WR Gesamtgestein

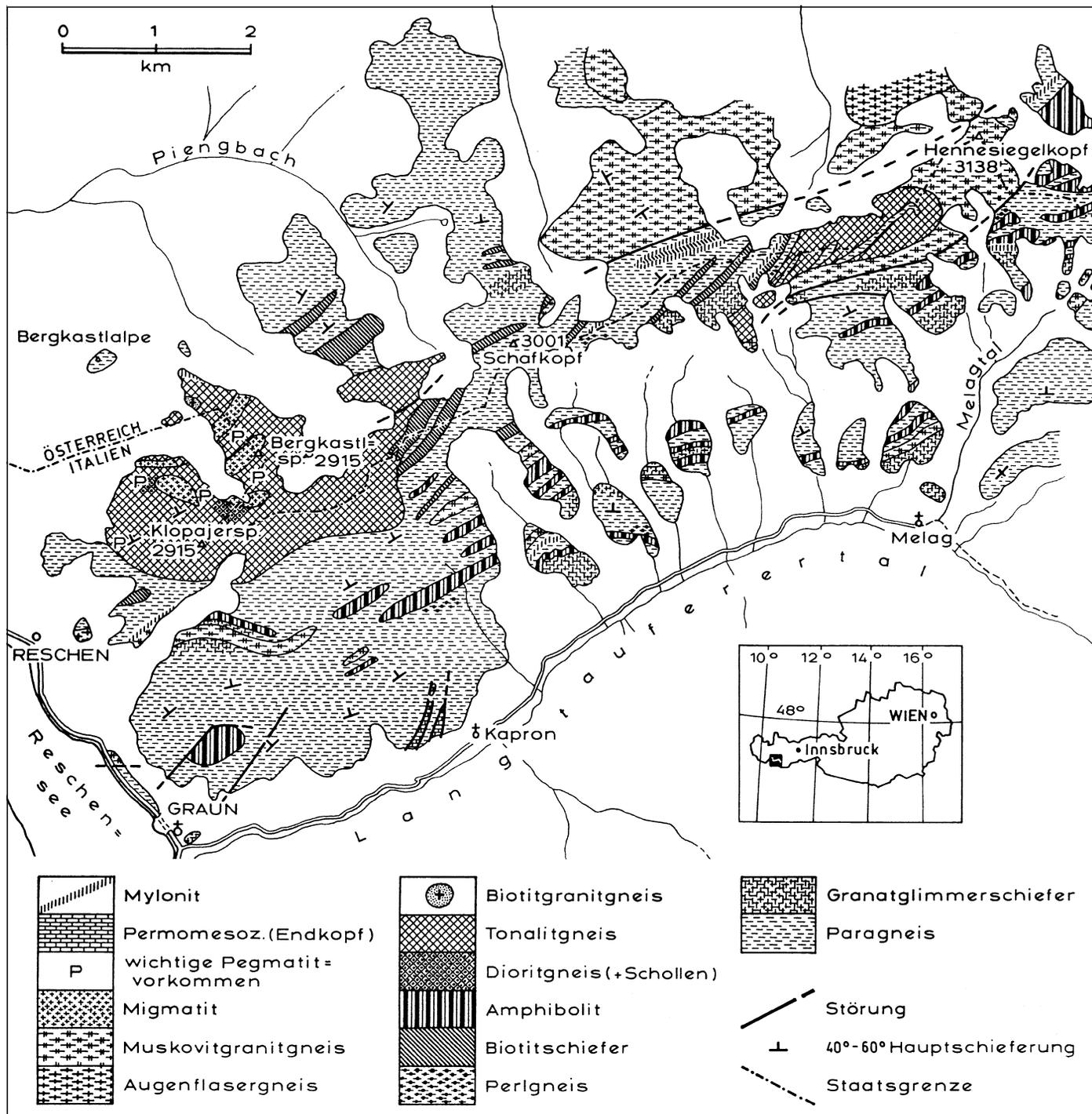


Abb. 2. Geologische Karte der Naudeer Berge.

2. Petrographie und Tektonik

2.1. Petrographie

Neben den mengenmäßig dominierenden Para- und Orthogesteinen konnten auch neu entdeckte Vorkommen von Myloniten, permomesozoischen Gesteinen der Jaggleinheit und Migmatiten, die Reschener Migmatite, kartiert werden (Abb. 2).

Bei den Paragneisen kann man hauptsächlich von einem Biotitplagioklasgneis sprechen, dessen mineralreiche Vertreter, die Granatglimmerschiefer (Abb. 2, Taf. 1b), bis zu 1,3 cm große Granate enthalten, welche meist prograd in Biotit und Sillimanit (Fibrolith) umgewandelt werden. Die Kristallisation der fazieskritischen Minerale Granat, Staurolith, Disthen, Biotit und Plagioklas ist im wesentlichen syn- bis postkinematisch zur D₂-Deformation von VAN GOOL et al. (1987).

In den zwei stockartigen Tonalitgneisvorkommen der Klopajerspitze und des Glockhauser (Abb. 2) werden folgende drei Gesteinstypen ausgeschieden: Mengenmäßig bei weitem dominierend ist hier ein als „klassischer Tonalitgneis“ bezeichnetes Gestein (Taf. 1c), welches aus undulösem, rekristallisiertem Quarz, Plagioklas, seltener Mikroklin, grünem Amphibol, meist Hornblende, Biotit, Chlorit, Serizit, und Akzessorien wie Zirkon und Apatit besteht. Der Quarzdiortitgneis besitzt einen weit höheren Anteil an dunklen Gemengteilen und kommt in Form von bis zu 30 cm großen Schollen im klassischen Tonalitgneis vor. Der „helle bis weiße Tonalitgneis“ besitzt kein Amphibol, sehr wenig Biotit, vermehrt Plagioklas und kommt nur im Randbereich der 2 Tonalitgneisstöcke vor. Beiden letzteren Gesteinstypen ist ein höherer Anteil an Akzessorien, wie Epidot und Zoisit, gemeinsam.

Im Tonalitgneis und einem kleinen Vorkommen von Biotitgranitgneis (Abb. 2) konnte erstmals Pumpellyit beob-

achtet werden. Dieser Pumpellyit ist neben Stilpnomelan in den Muskowitgranitgneisen ein Anzeiger für die sehr schwache alpine Metamorphose im westlichen Ötztalkristallin.

Als Beweis für das alpine Alter wird folgendes angeführt:

- Pumpellyit und Stilpnomelan wachsen über das variszische Mineralgefüge,
- Pumpellyit wächst aus spätvariszischem Biotit.

Die muskowitzreichen Pegmatite, welche die Tonalitgneise und Migmatite des Klopajerstocks durchschlagen, enthalten bis zu 2 cm große Muskowite, Quarz, Kalifeldspat, seltener Plagioklas und Turmalin. Anhand der Korngröße lassen sich im Dünnschliff oft zwei Hellglimmergenerationen beobachten (Taf. 1a).

Beim Reschener Migmatit (Taf. 1d) handelt es sich um Teilaufschmelzungen der Paragneise, wie Feldbeobachtungen eindeutig zeigen. Makroskopisch handelt es sich um den gleichen Migmatittyp wie im Winnebachgebiet im Ötztal (HOINKES, 1973; CHOWANETZ, 1990). Der Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas, untergeordnet Kalifeldspat, Zirkon, Serizit, Erz, Turmalin, Disthen, Sillimanit zusammen. Oft sind zwei Feldspat-, zwei Biotit- und zwei Quarzgenerationen zu beobachten.

Der Mineralbestand der Muskowitgranitgneise setzt sich aus Muskowit, Quarz, Kalifeldspat (Augen) und Plagioklas, untergeordnet Serizit, Apatit, Erze, Calcit, Limonit, Phengit, Stilpnomelan und Biotit zusammen. Oft sind aufgrund der Korngröße zwei Hellglimmergenerationen zu erkennen, wobei die feinkörnige Generation einen Saum um die grobkörnigen Glimmer bildet.

Erwähnenswert sind neben den zahlreichen Amphibolitvorkommen auch noch ein kleiner im Klopajer Tonalit-

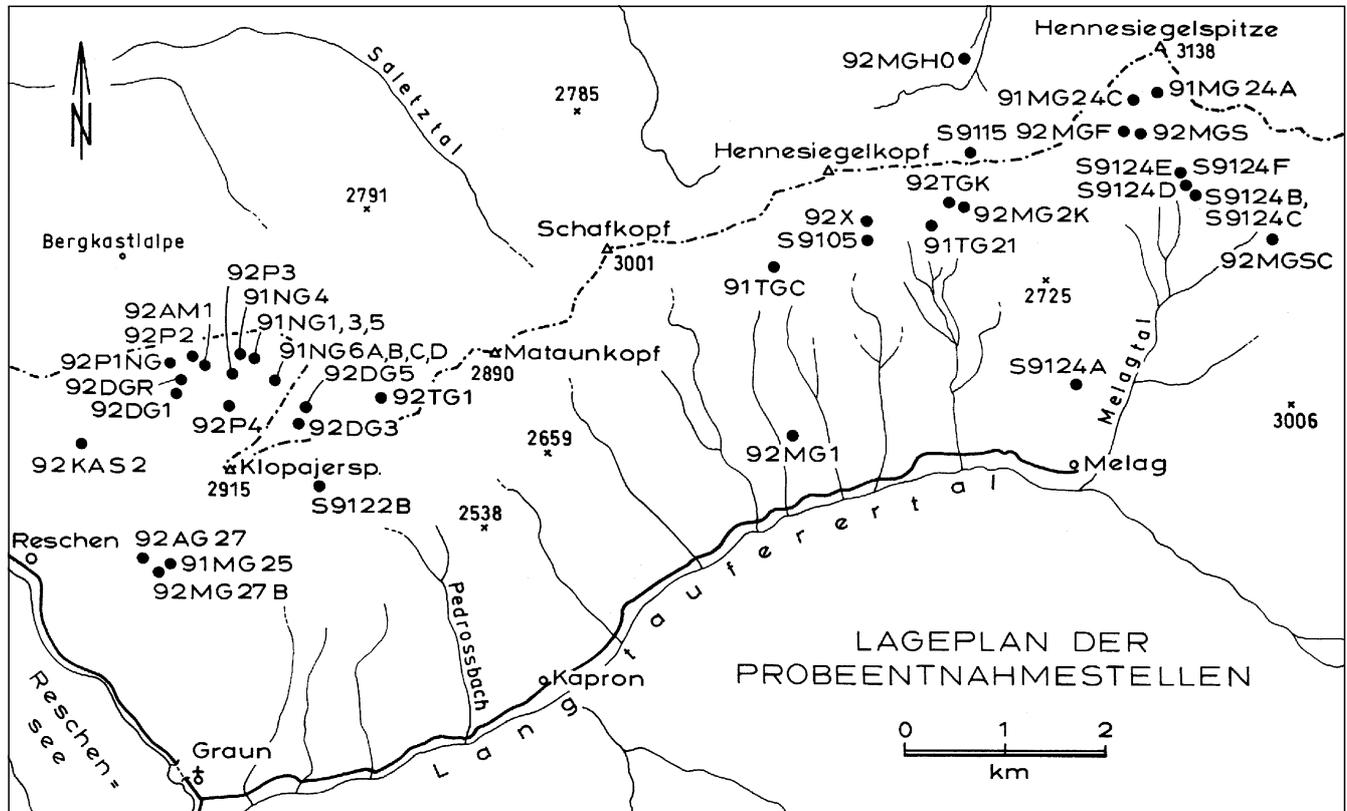


Abb. 3.
Lageplan der Probeentnahmestellen.

gneis steckender Amphibolitkörper mit einem Gehalt von über 70 % Amphibolen und ein kleines Vorkommen von Augenflasergneis mit bis zu 4 cm großen Kalifeldspat-Augen (Abb. 2).

Im Dünnschliff beobachtet man eine mehr oder minder starke retrograde Überprägung der Gesteine: in Form von Chloritisierung der Biotite bzw. Serizitisierung der Feldspäte. Am stärksten überprägt sind die Tonalitgneise.

2.2. Tektonik

Der Autor folgt hier dem Deformationsschema von VAN GOOL et al. (1987), welche im südlichen Ötztalkristallin vom Reschensee bis zum Schneebergzug vier Deformationsereignisse herausgearbeitet haben.

Weder im Gelände noch in Dünnschliffen konnten Strukturen beobachtet werden, die eindeutig dem D_1 -Deformationsereignis (prävariszisch) zugeordnet werden konnten.

Die Hauptschieferung S_2 streicht E-W bis NE-SW, und die Gesteine fallen meist 40 bis 60° nach N bzw. NW ein. Sie wird dem D_2 -Deformationsereignis zugeordnet. Die Hauptschieferung ist am besten in den Paragneisen und den Glimmerschiefern ausgebildet, während sie in den Ms-Granitgneisen oft nur durch eine schwache Parallelregelung der Minerale erkennbar ist. Die D_2 -Deformation bildet Isoklinalfalten aus, während die D_3 -Deformation durch offene Stauchfalten und Ziehharmonikafalten charakterisiert ist. Das Mineralwachstum ist syn- bis postkinematisch zur D_2 -Deformation. Dies belegen schöne Schneeballgranate (Tafel 1b), die z.T. idiomorphe (postkinematische) Ränder zeigen. Im Zuge der D_2 -Deformation muß es im südlichen Silvretta- und dem Ötztalkristallin zur sogenannten Schlingenbildung, welche radiometrisch belegt zu sein scheint (GRAUERT, 1981; MAGGETTI & FLISCH, 1993), gekommen sein. Im Untersuchungsgebiet ist nur mehr ein Auslaufen dieser Schlingentektonik in Form eines faltenartigen, geringen Richtungswechsels des Streichens im 100-m- bis km-Bereich zu beobachten.

Die D_3 -Deformation (jungvariszisch) ist unter deutlich kühleren Temperaturen abgelaufen als die D_2 -Deformation (THONI, 1988). Allerdings kam es noch teilweise zu einer synkinematischen Rekristallisation grobschuppiger Glimmer in den F_3 -Faltenscheiteln. Zahlreiche Ziehharmonikafalten belegen eine E-W-Einengung im Zuge der D_3 -Deformation.

Die alpine D_4 -Deformation äußert sich in Form von offenen Biegefalten im Bereich von mehreren 10 m bis mehreren 100 m. Aus den Messungen der Faltenachsen kann eine E-W- und NE-SW-Einengung abgeleitet werden. Weiters sind dem alpidischen Geschehen noch NE-SW und N-S verlaufende Störungssysteme, welche bereits von GATTO & SCOLARI (1974) beschrieben wurden, und zahlreiche Mylonite zuzuordnen, die im Zuge der E-W-Bewegung der Ötztaler Masse aus altkristallinen und permomesozoischen Gesteinen hervorgegangen sind (THONI, 1988). Voralpine Mylonite mit postkinematischem Wachstum von Feldspatblasten (Tscheyer Scharte) sind leicht von alpinen Myloniten zu unterscheiden. Zwischen Paragneis und Muskowitgranitgneis bei den Hennesiegelspitzen befinden sich zwei große NE-SW verlaufende Störungen, entlang derer sich bis zu 20 m mächtige Mylonite ausgebildet haben. Auffallend ist, daß in solchen Störungen auch permomesozoisches Material eingeschuppt sein kann, wie z.B. zwischen zwei N-S verlaufenden Störungen durch Val Truyen.

3. Geochemie und Geobarometrie

3.1. Geochemie

3.1.1. Probenbeschreibung und Analytik

Vor allem wurden jene Gesteine geochemisch untersucht, die geochronologisch bearbeitet worden waren, d.h. alle Tonalitgneise, die in Tabelle 3 angeführt sind, zwei muskowitzreiche Pegmatite (91NG2, 91NG4), zwei Muskowitgranitgneise (91MG25, 91MG24C), der Augenflasergneis 92AG27, zwei Granatglimmerschiefer (S9124E, S9124C) und ein Paragneis (S9115).

Bei der Probe S9115 handelt sich um einen feinkörnigen, quarzitischen, gut geschieferten Biotitplagioklasgneis. Bezüglich einer näheren Beschreibung des Mineralbestandes der Proben wird auf Kapitel 2.1. und 4.1. verwiesen.

Die Analyse der Haupt- und Spurenelemente erfolgte mittels Röntgenfluoreszenz (RFA). Zur Bestimmung der Konzentration des Hauptchemismus wurden Schmelzpillen mit Hilfe von Lithiumborat angefertigt, der Spurenelementgehalt an Preßpillen unter Zugabe von Moviol bestimmt.

Die Proben 91TGC und S9115 wurden zusätzlich naßchemisch mit Hilfe von Säureaufschlüssen, Abrauchen, Ionenaustauschern und Titration analysiert und jene Daten noch mit einer DCP-Anlage (Direct Current Plasma) überprüft und vervollständigt. Dabei ergab sich, daß die naßchemischen Analyseergebnisse nur geringfügig von den röntgenanalytischen abweichen.

3.1.2. Meßdaten und Diskussion

Der hohe Aluminium-, Eisen- und Magnesium-Gehalt bei den Metapeliten (siehe Tab. 1) spricht für ein toniges Ausgangsmaterial. Die Gehalte dieser Elemente sind insgesamt auf jeden Fall höher als bei den Orthogneisen, wobei die Probe S9124 C eine Ausnahme bildet, weil sie vielleicht stärker sandig beeinflusst war. Die Petrologie-Arbeitsgruppe in Graz (1993, pers. Mitteilung) konnte an den Amphiboliten des benachbarten, mittleren und hinteren Kautertales zwei geochemisch verschiedene Gruppen unterscheiden, welche auf zwei unterschiedliche Aus-

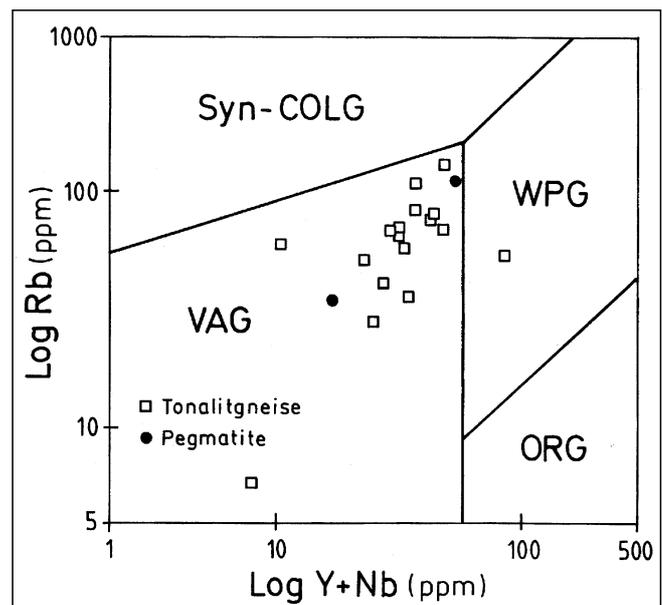


Abb. 4. Diskriminierungsdiagramm von PEARCE et al. (1984, Fig. 4).

Tabelle 1.

Haupt- und Spurenelemente von Tonalitgneisen, Ms-Pegmatiten, Paragneis, Muskowitgranitgneisen, Augenflasergneis und Granatglimmerschiefer.

Probe	91TGC	S9122B	92TGC	92DG3	92DG5	91 NG2	91NG4	91MG25	91MG24C	92AG27	S9115	S9124C	S9124E
	klass. Tg.	klass. Tg.	heller Tg.	Qtz-Dioritg.	Qtz-Dioritg.	Ms-Peg.	Ms-Peg.	Msgranitg.	Msgranitg.	Augenflg.	Paragneis	Grt-Glsch.	Grt-Glsch.
SiO ₂	73,64	74,07	77,71	48,54	50,38	66,73	74,76	69,58	61,68	72,2	66,59	65,7	57,99
TiO ₂	0,05	0,03	0,04	0,64	0,63	0,74	0,08	0,61	0,99	0,29	0,34	0,43	0,91
Al ₂ O ₃	13,63	13,63	12,66	14,94	14,75	12,41	15,06	14,16	20,06	14,29	16,54	13,92	21,51
Fe ₂ O ₃	2,15	1,91	0,33	10,94	11,47	4,94	1,29	4,99	6,86	2,41	3,73	5,77	7,23
MgO	0,83	0,81	0,12	10,07	6,69	5,31	0,19	2,08	3,01	0,54	1,41	2,59	1,89
CaO	1,87	1,39	3,26	10,46	9,21	4,48	1,02	1,51	0,55	1,39	1,46	4,49	0,56
Na ₂ O	4,63	4,81	3,68	1,55	1,67	1,49	4,62	3,36	1,23	2,56	2,83	2,28	1,12
K ₂ O	1,68	1,77	1,27	0,71	2,48	2,43	1,47	2,92	5,77	5,05	4,85	2,61	5,54
MnO	0,09	0,11	0,01	0,19	0,28	0,29	0,31	0,14	0,13	0,05	0,11	0,13	0,12
P ₂ O ₅	0,25	0,32	0,02	0,18	0,11	0,16	0,05	0,19	0,14	0,21	0,18	0,09	0,11
GV(800°C)	1,48	1,01	0,4	1,58	1,59	0,97	0,98	0,51	1,18	0,96	1,38	2,33	3,02
V	8	2	2	203	217	64	4	59	106	24	19	125	133
Cr	4	3	10	393	326	46	9	56	72	27	10	48	85
Co	1	4	2	33	19	12	2	12	17	4	5	15	19
Ni	4	5	0	104	54	27	0	27	28	9	10	18	37
Cu	3	1	4	26	6	3	3	5	11	10	2	11	25
Zn	56	48	2	83	125	54	45	78	114	38	45	57	118
Ga	23	31	6	13	14	19	12	18	28	14	23	20	24
Rb	152	75	4	27	78	154	35	123	324	178	146	167	188
Sr	33	178	202	535	139	35	24	213	13	138	114	120	119
Y	25	23	8	27	104	37	10	42	29	39	46	32	31
Zr	86	89	50	88	80	170	43	325	199	130	204	201	185
Nb	5	24			7	17		10	23	11	14	9	19
Ba	48	50	94	68	467	270	14	439	687	503	910	418	624
Pb	26	17	7	7	195	14	9	24	32	33	38	14	14

gangsgesteine hindeuten. Die Tonalitgneise fallen im Diskriminierungsdiagramm Rb/Y+Nb von PEARCE et al. (1984, Fig. 4) in das Feld der Vulkanbogengranite (Abb. 4). Durch die schlechten Nb-Daten der RFA (Tab. 1 und 2) muß allerdings davon ausgegangen werden, daß die Tonalitgneise auch in das Feld der Intraplattengranite fallen könnten.

Nach DEBON & LE FORT (1983, Fig. 1) sind 91TGC, S9122B und 92TGC Tonalite und 92DG3 und 92DG5 Quarzdiorite in der Zusammensetzung. Trägt man die Analyse der Pegmatite in die Diagramme von DEBON & LE FORT ein, ergeben sich granodioritische bis tonalitische Zusammensetzungen. Nach BATCHELOR & BOWDEN (1985, Abb. 10) repräsentieren 91TGC und S9122B Syncollision-Tonalite und 91TGC, 92DG3 und 92DG5 Mantle Fractionates. Eine Mantelabkunft wird bei letzteren auch

durch das niedrige Sr-Initial von 0.703 angezeigt. Die Pegmatite stellen nach den Kriterien von BATCHELOR & BOWDEN auch Mantle Fractionates dar. Die Quarzdioritgneise weisen einen hohen Fe-, Mg-, Ca-, V-, und Cr-Gehalt gegenüber den Tonalitgneisen auf, was möglicherweise ebenfalls für eine Mantelherkunft spricht (Tab. 1,2). Auf jeden Fall gehören die Tonalitgneise zu den I-Typ-Graniten.

Bei den sauren Orthogneisen lassen sich geochemisch zwei Gruppen unterscheiden: reine Muskowitgranitgneise einerseits und biotithältige Muskowitgranitgneise, inklusive der Augenflasergneise, andererseits (Tab. 1, Abb. 5). Nach PEARCE et al. (1984) fallen die reinen Muskowitgranitgneise in das Feld der Syncollision Granite, die Augenflasergneise und die biotithältigen Muskowitgranitgneise in das Feld der Vulkanbogengranite (Abb. 5).

Tabelle 2.

Spurenelemente verschiedener Tonalitgneise.

Probe	91NG3	91 NG6A	91NG6B	91NG6C	91NG6D	91NG1	91NG5	92AM1	92DG1	92DGR	92TG1	92X	91TG21	S9105
	klass. Tg.	Orthoamp.	Quarzdg.	mig. Dg.	heller Tg.	klass. Tg.	klass. Tg.	klass. Tg.						
Nb		4	4	4	4	4	4		14	4		6	6	6
Zr	66	134	120	130	130	122	129	77	182	83	38	135	148	139
Y	13	24	26	24	23	25	25	17	33	17	4	33	28	34
Sr	179	201	189	197	188	186	177	208	180	46	284	166	167	163
Rb	51	78	64	77	83	85	74	36	195	17	66	89	96	93
Pb	0	8	5	8	7	15	7	3	21	9	7	14	14	15
Ga	9	12	11	12	12	13	12	11	21	12	13	13	14	14
Zn	122	66	68	64	64	70	65	88	129	62	10	49	41	53
Cu	0	18	16	16	18	13	9	12	5	23	13	11	5	12
Ni	161	21	21	21	22	22	23	61	55	36	2	3	4	3
Co	26	15	16	16	16	16	15	29	19	19	3	3	4	3
Cr	489	77	70	76	77	75	78	306	102	141	13	7	18	13
V	150	158	167	166	161	168	146	178	158	126	19	17	34	18
Ba	205	362	284	360	367	393	391	161	1023	95	269	577	571	586
Sc	26	19	24	20	21	28	23	33	21	27	2	8	9	7

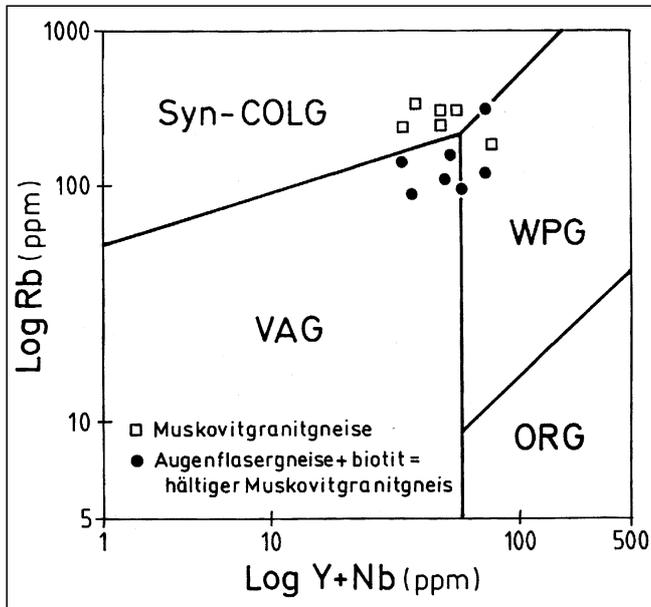


Abb. 5. Diskriminierungsdiagramm von PEARCE et al. (1984, Fig. 4) inklusive Daten von LICHEM (1993).

Nach DEBON & LE FORT (1983) ist 91MG24C ein Granodiorit, 91MG25 und 92AG27 sind Granite. Die Probe 91MG24C hat ein viel höheres Rb/Sr-Verhältnis und einen höheren V-Gehalt als die anderen zwei Proben (Tab. 1). Auffallend ist, daß die Muskovitgranitgneise von LICHEM (1993, pers. Mitteilung) aus dem Kaunertal zum Teil um 10 % höhere SiO₂-Werte aufweisen als die in dieser Arbeit analysierten.

Die Nd-Werte der biotitarmen Muskovitgranitgneise sprechen für einen leichten bis mäßigen Manteleinfluß, während jene der Augenflasergneise für einen krustalen Einfluß sprechen (HOINKES et al., 1995). HOINKES et al. (1995) interpretieren die größeren Stöcke der Muskovitgranitgneise und der Augenflasergneise als größere Teilaufschmelzungen in tiefen Krustenbereichen mit einer anschließenden, chemischen Fraktionierung dieser Schmelzen.

3.2. Geobarometrie

3.2.1. Probenbeschreibung und Methodik

An den Phengiten von den geochronologisch untersuchten Muskovitgranitgneisen 91MG24A, 91MG24C, 92MG2K und der Pegmatitprobe 92P1NG wurden geobarometrische Untersuchungen angestellt, um Aussagen über die Druckverhältnisse zur Zeit der Kristallisation der Minerale machen zu können.

Für die Messungen an einer Elektronenstrahlmikrosonde vom Typ ARL-SEMQ wurden die separierten Hellglimmer der Korngröße ≥ 0.45 mm in Kunstharz eingebettet, poliert und bedampft. Die Meßbedingungen betragen 15 kV Hochspannung und 20 nA Probenstrom auf Messing. Die Rohdaten wurden nach der empirischen Methode von BENCE & ALBEE (1968) korrigiert.

Der ermittelte Si-Gehalt der Phengite wurde in das P-T-Diagramm von MASSONNE & SCHREYER (1987, Abb. 3) geplottet, und dann wurde für die jeweils bekannte Temperatur der Druck abgelesen. Aufgrund der von TROPPEL (1993) ermittelten Temperaturen von 570–650°C für das Untersuchungsgebiet wurde dafür eine Temperatur von 600°C genommen.

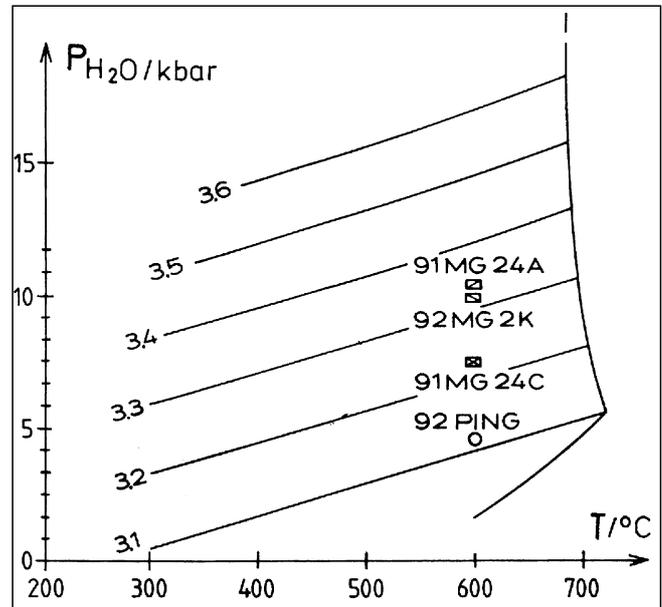


Abb. 6. P,T-Diagramm mit Si-Isoplethen und mit den Muskovitgranitgneisen und der Pegmatitprobe nach MASSONNE & SCHREYER (1987, Abb. 3).

3.2.2. Diskussion der Daten

Aufgrund der Abhängigkeit des Si-Gehaltes in Phengiten von Druck und Temperatur konnten MASSONNE & SCHREYER (1987) ein graphisches Barometer erstellen. Die Voraussetzung für diese Phengit-Geobarometrie ist allerdings die Paragenese Phengit + Biotit + Kalifeldspat + Quarz + H₂O. Daraus folgt, daß die Messungen der vollkommen biotitfreien Pegmatitprobe 91P1NG nur Mindestdrucke bedeuten können (Abb. 6). Die Phengite der Muskovitgranitgneise hingegen lieferten Druckwerte von 7,5–10 kbar (bei T = 600°C). Dies würde nach den geochronologischen Ergebnissen (Tab. 4 und 5) für den Zeitraum von 350–370 Ma gelten. Diese Drucke müssen als Mindestdrucke interpretiert werden, weil diese Gesteine biotitarm sind.

4. Geochronologie und Isotopengeologie

4.1. Analytische Techniken (Rb-Sr, Sm-Nd)

Neben den Gesamtgesteinen wurden Hellglimmer und Biotite der größten Siebfraktionen (≥ 0.4 mm) analysiert. Die Isotopenverhältnisse ⁸⁷Rb/⁸⁵Rb, ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr, ⁸⁴Sr/⁸⁶Sr und ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr wurden mit einem Massenspektrometer der Type VG Micromass M30 ermittelt. Die Konzentrationen von Rb und Sr wurden durch Isotopenverdünnungsanalyse (⁸⁷Rb-⁸⁴Sr-Spike) bestimmt. Zur Berechnung der Isotopenzusammensetzung wurden die Konstanten von STEIGER & JÄGER (1977) herangezogen. Rb/Sr-Einzelalter (Modellalter) wurden mit dem Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.71014 berechnet. Die Isochronenberechnung erfolgte nach YORK (1969). Die Sm- und Nd-Gehalte sowie die Nd-Isotopenverhältnisse der drei Gesamtgesteine und der zwei Granite wurden mit einem Multikollektor der Firma Finnigan MAT, Type 262, bestimmt. Die Konzentrationen von Sm und Nd wurden mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse (¹⁴⁷Sm/¹⁵⁰Nd-Mischspike) ermittelt.

Atomverhältnisse, Zerfallskonstanten und Modellalterberechnung wurden FAURE (1986) und JACOBSEN & WASSERBURG (1981) entnommen:

$$^{147}\text{Sm-Zerfallskonstante } \lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1},$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = 0.512638$$

und

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = 0.1967.$$

DM-Parameter entstammen der Arbeit von MICHARD et al. (1985):

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{DM}} = 0.513114$$

und

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{\text{DM}} = 0.222.$$

Für das $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis gilt ein mittlerer Fehler von 3 ‰.

4.2. Rb/Sr-Messungen an Orthogesteinen

An den Tonalitgneisen, Pegmatiten, Muskowitgranitgneisen sowie einem Augenflasergneis und teilweise deren Mineralien wurden Rb/Sr-Analysen durchgeführt.

4.2.1. Probenbeschreibung

Von dem als „klassischen“ Tonalitgneis bezeichneten Gestein wurden 12 Proben analysiert (Tab. 3, Taf. 1c). Die Gesteine sind wenig bis stark deformiert und haben unterschiedliche Biotit- und Amphibolgehalte. Beprobte wurden weiters ein im klassischen Tonalitgneis steckender Amphibolitkörper (Probe 92AM1).

Von den Quarzdioritgneisen wurden 4 Proben und von den „hellen“ Tonalitgneisen 2 Proben genommen. Bei den Quarzdioritgneisen konnten die Proben 92DG1 (migmatisch) und 92 DGR (mylonitisiert) nicht in die Auswertung miteinbezogen werden.

Die sieben Pegmatitproben waren makroskopisch reich an Hellglimmer und mit Ausnahme der Probe 92KAS2 (Taf. 1a) alle biotitfrei. 92P4, 92P1NG und 92KAS2 sind diskordante Pegmatite, alle anderen stecken konkordant in den Nebengesteinen. Die Proben 92P2 und 92 KAS2 weisen 2 Hellglimmergenerationen auf, wovon die gröbere

Fraktion gemessen wurde. Die Minerale sind ungerichtet, kornintern ist keine Deformation oder Umwandlung zu beobachten.

Durch ihre massige Struktur sind die Muskowitgranitgneise (12 Proben) kaum verwittert und weniger deformiert, nur die Proben 92MGHO und 92MG27B lassen eine stärkere Deformation im Dünnschliff erkennen. Die eine Augenflasergneisprobe (92AG27) weist schöne bis 2 cm große Kalifeldspat-Augen und Biotitflatschen auf, während die Muskowitgranitgneise sehr wenig Biotit besitzen.

Zur näheren Erläuterung über Mineralbestand und Lokalität der Proben wird auf Kapitel 2.1. und Abb. 3 verwiesen.

4.2.2. Meßergebnisse und Diskussion

Die Meßergebnisse der Tonalitgneise sind in Tab. 3, jene der Pegmatite in Tab. 4 und jene der Muskowitgranitgneise in Tab. 5 dargestellt.

4.2.2.1. Diskussion der Rb/Sr-Daten an den Tonalitgneisen

Die 2 Tonalitgneisvorkommen E des Reschenpasses und im Langtaufener Tal zählen zu den wichtigsten bekannten Vorkommen dieser Art im Ötztal-Stubaikristallin und wurden im Rahmen dieser Arbeit zum ersten Mal eingehender untersucht.

Mit Ausnahme der Proben S9122B und S9105 wurde nur das Gesamtgestein analysiert mit dem Ziel, über eine Gesamtgesteinsisochrone eine Information über die Entstehungsgeschichte dieses Intrusivstockes zu bekommen.

Im Isochronendiagramm (Abb. 7) lassen sich gut die drei petrographisch unterschiedlichen Tonalitgneisarten erkennen:

- a) Die Quarzdioritgneisschollen (92DG3, 92DG5) bilden die Zweipunktisochrone mit dem niedrigsten Initial, $I_0 = 0.703$,

Tabelle 3.
Analysedaten aller Tonalitgneise und des Amphibolites.

Probe	Lithologie	Analyse	Gewicht (kg)	Rb _{tot} (ppm)	Sr _{tot} (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ _m	Mineral-WR-alter (Ma)
91NG1	Bt, Ms, Hbl arm	WR	4.6	84.9	186.3	1.324	0.71441 ± 6	
91NG3	Hbl reicher Tonalitg.	WR	1.2	51.3	178.7	0.833	0.71070 ± 6	
91NG5	klass. Tonalitg., gefältelt	WR	6.1	73.9	177.1	1.211	0.7139 ± 1	
91NG6A	klass. Tonalitg., deform.	WR	5.2	78.1	200.7	1.13	0.71478 ± 5	
91NG6B	klass. Tonalitg., deform.	WR	3.6	63.5	188.8	0.977	0.71465 ± 5	
91NG6C	klass. Tonalitg., deform.	WR	4.7	76.7	197.4	1.129	0.71417 ± 7	
91NG6D	klass. Tonalitg., deform.	WR	3.7	82.5	188.2	1.278	0.71503 ± 5	
S9122B	klass. Tonalitg., deform.	WR	4.4	75.4	178.0	1.23	0.71506 ± 6	
S9122B	Bt 0.25-0.45	Bt		439.1	2.92	539.32	3.09449 ± 37	311 ± 6
91TG21	klassischer Tonalitg.	WR	4.0	95.8	167.4	1.663	0.71850 ± 6	
S9105	Hbl armer Tonalitg.	WR	5.0	93.0	162.5	1.663	0.71886 ± 6	
S9105	Bt ≥ 0.45	Bt		548.7	3.48	557.3	2.913 ± 6	278 ± 4
92X	klassischer Tonalitg.	WR	4.0	88.9	166.2	1.554	0.71838 ± 6	
91TGC	feinkörniger Tonalitg.	WR	1.1	55.8	344.9	0.469	0.71413 ± 5	
92DG1	Dioritgneismigmatit	WR	0.2	194.7	179.7	3.153	0.73052 ± 4	
92DG3	Quarzdioritgneis	WR	4.5	27.4	534.7	0.149	0.70420 ± 7	
92DG5	Quarzdioritgneis	WR	1.3	77.6	139.2	1.62	0.71522 ± 7	
92DGR	Dioritgneismylonit	WR	2.0	16.9	45.8	1.072	0.71704 ± 6	
92AM1	Amphibolit	WR	5.1	36.2	208.0	0.506	0.70944 ± 5	
92TG1	heller Tonalitgneis	WR	1.1	66.3	284.0	0.678	0.71335 ± 6	
92TGK	heller Tonalitgneis	WR	1.2	4.0	201.5	0.057	0.70875 ± 7	

Tabelle 4.
Analysedaten aller Ms-Pegmatite.

Probe	Lithologie	Analyse	Gewicht (kg)	Rb _{tot} (ppm)	Sr _{tot} (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ _m	Modellalter (I ₀ =0.71014)	Mineral-WR-alter (Ma)
91NG2	Ms reicher Pegmatit	WR	1.6	152.5	32.9	13.58	0.80499 ± 7	490 Ma	
91NG2		Ms ≥ 0.45		1597.1	8.86	803.147	6.13877 ± 55		474 ± 9
91NG4	deform. Ms-Pegmatit	WR	4.1	35.4	23.7	4.354	0.73891 ± 9	464 Ma	
92P1NG	deform. Ms-Pegmatit	WR	1.7	271.0	15.9	50.854	0.97018 ± 9	359 Ma	
92P1NG		Ms ≥ 0.45		580.8	1.52	2528.45	13.582 ± 65		358 ± 7
92P2	Ms reicher Pegmatit.	WR	3.4	168.3	6.49	78.75	1.19249 ± 21	430 Ma	
92P2		Ms ≥ 1.0		976.0	1.52	9646.7	45.37 ± 24		324 ± 3
92P3	Ms reicher Pegmatit	WR	0.6	232.2	9.15	77.533	1.23992 ± 15	480 Ma	
92P3		Ms ≥ 1.0		1414.8	3.95	2635.17	16.2769 ± 58		413 ± 8
92P4	Ms reicher Pegmatit	WR	0.4	438.5	41.4	31.361	0.90964 ± 18	447 Ma	
92P4		Ms ≥ 1.0		2435.8	5.63	2830.44	13.407 ± 35		314 ± 6
92KAS2	Bt, Ms-Pegmatit	WR	1.4	137.5	43.7	9.194	0.77112 ± 11	466 Ma	
92KAS2		Ms ≥ 0.45		537.3	5.44	347.237	2.83947 ± 89		430 ± 8

b) die klassischen Tonalitgneise bilden eine Errorchrone mit einem mittleren Initial I₀ = 0.705,

c) die hellen Tonalitgneise (92TG1, 92TGK) liegen auf der Zweipunktisochrone mit dem höchsten Initial I₀ = 0.708.

Das niedrigste Initial bei den Quarzdioritgneisen läßt auf eine massive Beteiligung von Mantelmaterial im Ursprungsmagma schließen.

In die Berechnung der Gesamtgesteinsisochrone (Abb. 7) für die Tonalitgneise wurden von 19 analysierten Proben (Tab. 3) nur 10 Proben einbezogen. Die Gründe dafür waren folgende: Die Proben 92DG1, 92DG3, 92DG5, 92DGR, 92TG1, 92TGK sind petrographisch und geochemisch nicht als „klassische Tonalitgneise“ anzusprechen

und liegen auch im Isochronendiagramm weit von der mittleren Trendlinie entfernt. Die Probe 92DG1 ist durch Migmatisierung und 92DGR durch Mylonitisierung stark verändert.

Die Proben 91NG1, 91NG6B und 91TGC fallen statistisch weit von der Isochrone ab und wurden ebenfalls von der Isochronenberechnung ausgeschlossen. Diese großen Abweichungen sind in der Amphibolarmut des muskowitzhaltigen 91NG1, der starken retrograden Überprägung (Serizit, Chlorit) von 91NG6B und der petrographischen Verschiedenheit von 91TGC (aus einem winzigen Vorkommen unterhalb der Tscheyer Scharte) zu suchen.

Der Isochronenalterswert von 583 ± 73 Ma der restlichen 10 Proben ist wegen der Streuung der Datenpunkte

Tabelle 5.
Analysedaten aller Muskowitgranitgneise und des Augenflasergneises.

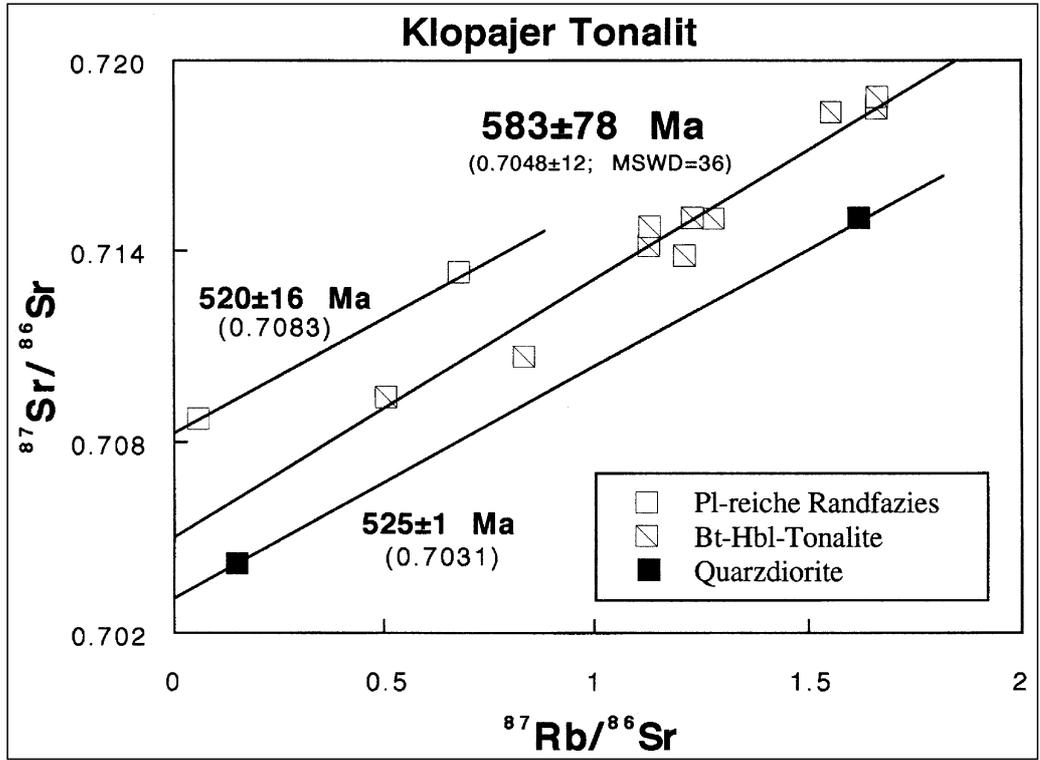
Probe	Lithologie	Analyse	Gewicht (kg)	Rb _{tot} (ppm)	Sr _{tot} (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ _m	Modellalter (I ₀ =0.71014)	Mineral-WR-alter (Ma)
91MG25	Bt, viel Ms	WR	7.2	123.4	212.8	1.7	0.72171 ± 5	482 Ma	
S9124A	nur Ms	WR	5.4	249.1	37.8	19.3	0.82415 ± 6	414 Ma	
91MG24A	nur Ms	WR	4.8	262.9	21.4	36.4	0.93113 ± 9	427 Ma	
91MG24A		Ms ≥ 0.45		993.7	4.48	950.3	5.542 ± 3		354 ± 7
91MG24C	nur Ms	WR	5.0	324.2	12.6	78.1	1.1999 ± 18	440 Ma	
91MG24C		Ms ≥ 0.45		1180.4	3.05	2656.4	14.57 ± 1		364 ± 7
92MG1	nur Ms	WR	7.1	165.9	100.6	4.8	0.73753 ± 12	400 Ma	
92MG1		Ms ≥ 0.45		463.7	12.8	110.3	1.22997 ± 67		328 ± 6
92MGS	nur Ms	WR	10	281.8	34.9	23.8	0.85095 ± 20	416 Ma	
92MGS		Ms ≥ 0.45		717.4	11.6	195.7	1.6078 ± 16		309 ± 6
92MGHO	Bt, Ms,deform.	WR	4.3	420.4	11.5	4.4	0.7314 ± 15	305 Ma	
92MGHO		Ms ≥ 0.45		143.1	94.0	111.4	1.19484 ± 5		304 ± 6
92MGF	nur Ms	WR	10.1	294.3	14.5	61.1	1.1139 ± 21	464 Ma	
92MGF		Ms ≥ 0.45		1049.1	3.04	2020.4	11.0036 ± 47		355 ± 7
92MG27B	Bt, Ms.,deform.	WR	5.7	281.4	20.5	40.7	0.92765 ± 14	374 Ma	
92MG27B		Ms ≥ 0.45		999.8	4.07	1139.7	6.755 ± 18		372 ± 5
92MGSC	nur Ms	WR	10.2	179.3	85.9	6.1	0.7461 ± 6	415 Ma	
92MGSC		Ms ≥ 0.45		525.4	11.3	145.2	1.51899 ± 25		390 ± 8
92MG2K	nur Ms	WR	11.2	241.8	16.9	42.5	0.97988 ± 10	446 Ma	
92MG2K		Ms ≥ 0.45		859.2	3.41	1161.8	6.669 ± 12		357 ± 6
92AG27	Augenflasergneis	WR	13.4	177.7	137.9	3.7	0.73375 ± 7	442 Ma	
92AG27		Ms ≥ 0.45		441.2	14.6	92.2	1.20125 ± 10		371 ± 8
92AG27		Bt ≥ 0.45		751.5	3.03	1013.2	4.8358 ± 18		286 ± 5

Abb. 7. Gesamtgesteinserrorchronen der „hellen“, „klassischen“ Tonalitgneise und der Quarzdioritgneise des Klopajer Tonalitgneisstockes.

schlecht definiert (MSWD = 36; Abb. 7), doch ist das Ergebnis klar von anderen Magmatiten (Orthogneise, Pegmatite) unterscheidbar.

Man kann somit mit der magmatischen Intrusion der klassischen Tonalitgneise im Zeitraum zwischen 650 und 520 Millionen Jahren rechnen. Ein Mindestalter von 466 Ma für die Intrusion liefern zusätzlich diskordante Pegmatite (siehe Kapitel 2.1.). Damit zählen diese Tonalite jedenfalls zu den ältesten bisher datierten Intrusivkomplexen in ostalpinem Kristallin.

Die zwei analysierten Quarzdioritgneisschollen ergeben ein Zweipunktisochronenalter von $t = 525 \pm 1$ Ma mit einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.703. Aus petrographischen Gründen konnten nur die Ergebnisse von zwei Proben verwertet werden (Abb. 7). Es ist wahrscheinlich, daß diese Gesteine, die als Schollen und Fische im klassischen Tonalitgneis vorkommen und das niedrigste Initial besitzen, auch das höchste Alter ergeben, d.h. älter als die



klassischen Tonalitgneise sind. Dies kann durch die analytischen Ergebnisse nicht belegt werden, ist jedoch aufgrund der großen Unsicherheit im Regressionsalter für die Tonalitgneise möglich.

Das jüngste Alter ergeben die hellen Tonalitgneise mit $t = 520 \pm 16$ Ma, von denen allerdings nur zwei Proben gemessen wurden (Abb. 7).

Die Rb/Sr-Mineralanalysen an den gut erhaltenen Biotiten der hornblendearmen Tonalitgneisprobe S9105 und der Probe S9122B ergaben variszische Abkühlalter von 278 ± 4 Ma und 311 ± 6 Ma (Tab. 3), was gut in das bekannte Abkühlungsschema des weiteren Untersuchungsgebietes paßt (Abb. 10).

Für eine variszische Überprägung der Tonalitgneise sprechen auch die Glimmeralter von zwei im Klopajerstock aufgeschlossenen Pegmatiten (siehe Tab. 4).

4.2.2.2. Diskussion der Rb/Sr-Daten an den Pegmatiten

Die muskovitreichen Pegmatite des Klopajerstockes liefern gut definierte Modellalter, die wichtig für die Tonalitgneis- und Migmatitenstellung sind (siehe Tab. 4). Das Mindestalter für die Intrusion der Tonalite ist durch den diskordanten Pegmatit 92KAS2 mit 466 Ma und die konkordanten Pegmatite 91NG2, 91NG4 und 92P3 mit 490 bis 464 Ma definiert und ist durch das mittlere Iso-

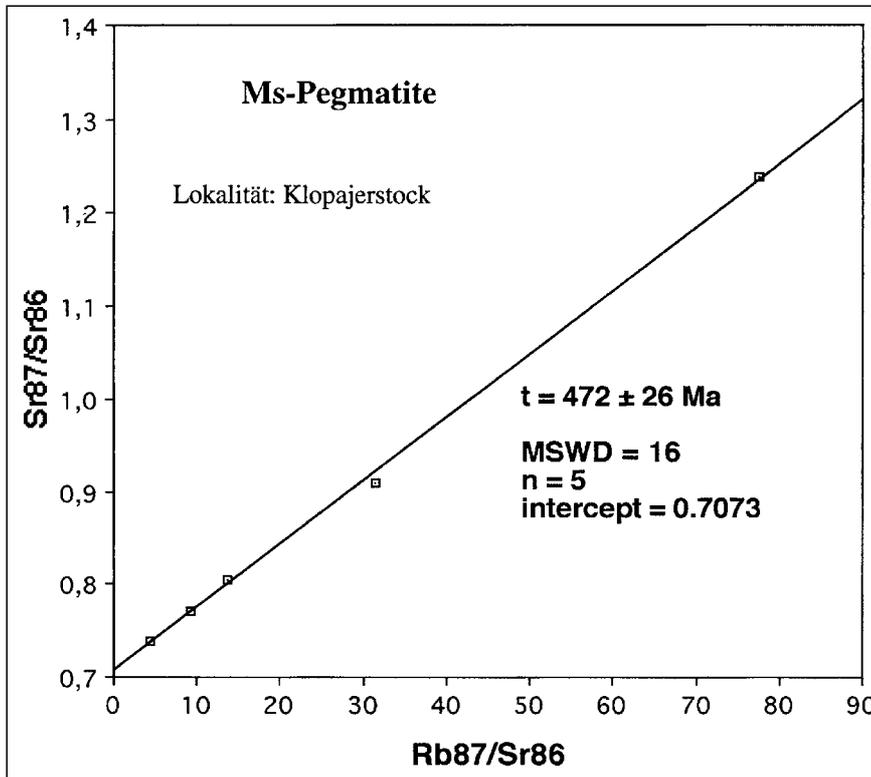


Abb. 8. Gesamtgesteinserrorchronen der Ms-Pegmatite.

Abb. 9.
Gesamtgesteinsisochrone der Muskowitgranitgneise.

chronenalter für 5 Proben von 472 ± 26 Ma (Abb. 8) ausgedrückt. Die Untergrenze der Migmatitentstehung ist mit dem Modellalter, $t = 447$ Ma, des diskordanten Pegmatites 92P4 gut belegt.

Ausnahmen bilden die Pegmatite 92P2 (Tab. 4) und 92P1NG, die durch ein variszisches Glimmerwachstum variszische Gesteinsalter und Mineralisochronen liefern. Diese variszischen Metamorphosealter wurden ebenfalls im Histogramm der Muskowitgranitgneise (Abb. 10) dargestellt.

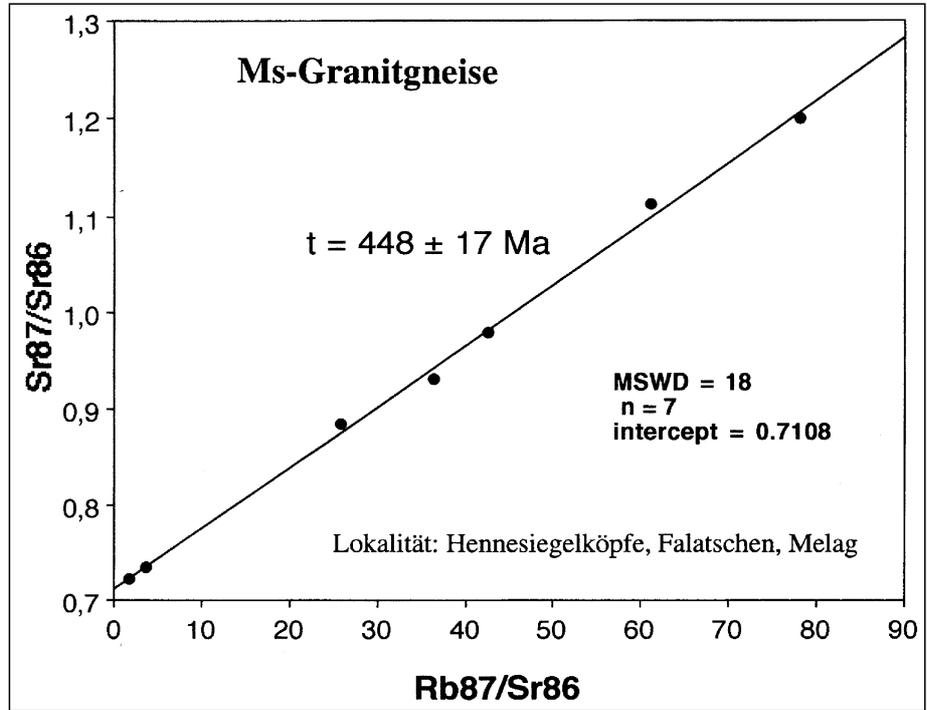
Ein weiterer eindeutiger Beweis für ein vor- oder frühkaledonisches Entstehungsalter der Tonalitgneise sind die Mineralalter der Proben 91NG2, 92KAS2 und 92P3, $t = 474$ bis 413 Ma, welche kaledonische Metamorphosealter darstellen können, aber auch ein Mindestalter für die Pegmatitbildung geben.

Rechnet man eine Gesamtgesteinsisochrone für die Pegmatite, so erhält man ein mäßig gut definiertes Alter von 472 ± 26 Ma (MSWD = 16, 5 Proben) und ein initiales Sr-Isotopenverhältnis von 0.7073 ± 16 (Abb. 8). Hierbei sind die Proben 92P2 und 92P1NG nicht berücksichtigt, weil sie eindeutig variszisch überprägt sind.

Erwähnenswert ist noch, daß der Hellglimmer der Probe 92P2 (Tab. 4) außergewöhnlich hoch radiogen ist.

4.2.2.3. Diskussion der Rb/Sr-Daten an den Muskowitgranit- und Augenflasergneisen

Die bisherigen Analysen verschiedener Autoren an sauren Orthogneisen im westlichen Ötztalkristallin ergeben



ein Gesamtgesteinsalter von $t = 443 \pm 5$ Ma mit $I_0 = 0.710 \pm 1$ (Zusammenstellung in THÖNI, 1986).

Weiters wurden durch Analysen an Hellglimmern und Biotiten mit der Rb/Sr- und K/Ar-Methode variszische Abkühlalter bestimmt (Zusammenstellung in THÖNI, 1982). Daraus ergibt sich ein Abklingen der variszischen Metamorphose zwischen ca. 320 und 270 Millionen Jahren (Abb. 10). Einige Muskowitgranitgneise aus dem Gebiet um Langtaufers ergaben jedoch Hellglimmeralter zwischen 350 und 370 Ma (THÖNI, 1986).

Die eigenen Analysen der Hellglimmer und Biotite an den Muskowitgranitgneisen und dem Augenflasergneis bestätigen einerseits die variszischen Abkühlalter (vor allem die Biotite, Abb. 10) von 320 bis 270 Ma, andererseits zeigen jedoch ein Großteil der Proben einen gut abgrenzbaren neuen Häufungspunkt zwischen 354 und 372 Ma (Abb. 10, Tab. 5), während ein einzelner Wert bei 390 Ma liegt. Dieser neue Häufungspunkt könnte einen Höhepunkt der variszischen Metamorphose im Ötztalkristallin definieren. Da die Sm/Nd-Alter an Granat aus sillimanitführenden Glimmerschiefern (zum Teil mit Andalusit), den Hüllgesteinen der Orthogneise

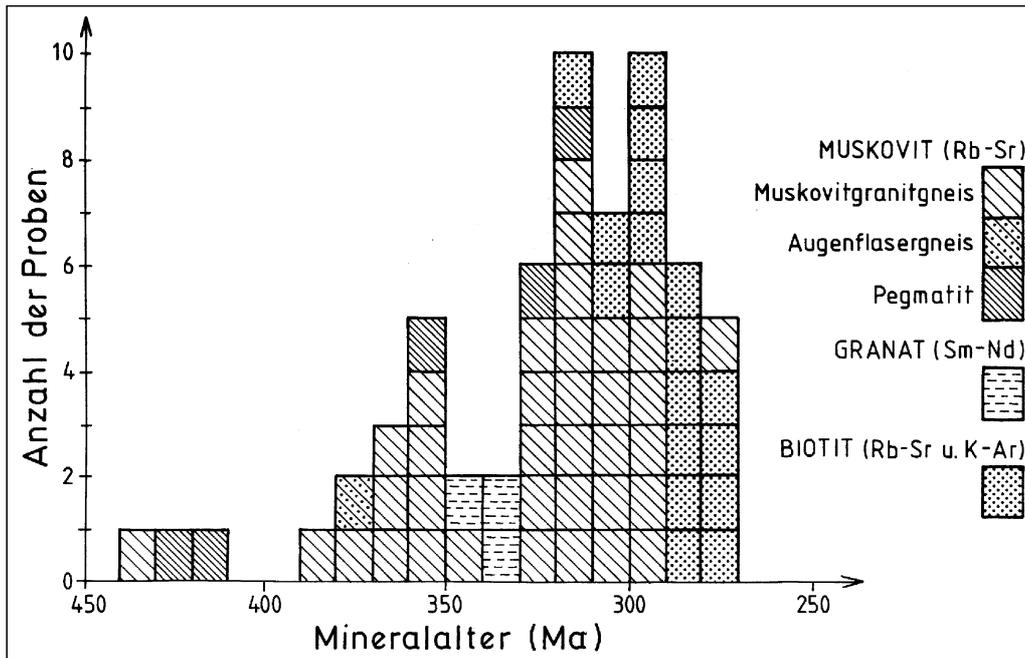


Abb. 10.
Histogramm mit Glimmer- und Granataltern inklusive Daten von THÖNI (1982, 1986) und LICHEM (1993).

se, jüngere Alter (343–331 Ma, siehe Kapitel 4.3) liefern, die vermutlich den letzten thermischen Höhepunkt im Zuge der Druckentlastung datieren, ist wahrscheinlich, daß die Hellglimmer von 354–372 Ma mit einem druckbetonten Entwicklungsstadium der Metamorphose in Verbindung zu bringen sind. Dies ist umso wahrscheinlicher, als die eklogitfazielle Metamorphose nach neuen Sm/Nd-Daten an Granat, Klinopyroxen und Gesamtgesteinen der Eklogitzone im mittleren Ötztal mit 342–373 Ma datiert ist (THÖNI, 1993). Um schlüssigere Aussagen zu dieser wichtigen Frage machen zu können, wären detaillierte Untersuchungen zum Chemismus der datierten Hellglimmer notwendig. Es wurden auch die Glimmerdaten von THÖNI (1982, 1986) und die Glimmerdaten von zwei Pegmatiten (Tab. 4) in das Histogramm geplottet (Abb. 10). Das Hellglimmeralter von 390 ± 8 Ma der Probe 92MGSC kann als kaledonisch-variszisches Mischalter aufgefaßt werden. Hinweise dafür, daß kaledonische Hellglimmer die starke variszische Metamorphose überleben konnten, ergaben Untersuchungen von LICHEM (1993).

Die Gesamtgesteinsisochrone der Muskowitgranitgneise (Abb. 9) mit $t = 448 \pm 17$ Ma und einem Initial von $I_0 = 0.7108$ deckt sich sehr gut mit den Literaturdaten für die sauren Orthogneise im Ötztalkristallin (THÖNI, 1986, Fig. 2a). Die stark überprägten Proben mit einem niedrigen Modellalter wurden nicht in die Berechnung einbezogen (Tab. 5). Bei THÖNI (1986) wird dieses Alter von 440 Ma als ein saurer, ordovizischer Magmatismus in Verbindung mit weit verbreiteter krustaler Anatexis interpretiert. Allerdings wird auch auf die Möglichkeit hingewiesen, diesen Alterswert als Produkt einer intensiven kaledonischen Metamorphose, kombiniert mit einer isotopischen Homogenisierung, zu sehen. Hier soll der zweiten Theorie der Vorrang gegeben werden, weil drei Pegmatite (92P3, 91NG2, 92KAS2) kaledonische Metamorphosealter liefern. Ein weiteres Argument dafür, daß die Bildungsalter der Granitgneisprotolithe älter als 440 Ma sind, sind die von SCHMIDT et al. (1967) publizierten Zirkonalter (ca. 480 Ma) von Zweiglimmer-Granitgneisen bei Umhausen (siehe auch Kapitel 1.).

4.3. Sm/Nd-Messungen an Para- und Orthogesteinen

Sm/Nd-Untersuchungen wurden an Gesamtgestein und Granat von zwei Granatglimmerschiefern und am Gesamtgestein eines klassischen Tonalitgneises durchgeführt, um Aussagen über die Herkunft, die Genese und die mittlere Erdkrustenverweildauer des Materials machen zu können, vor allem aber, um den Zeitpunkt der Granatbildung zu ermitteln.

4.3.1. Probenbeschreibung

Die Probe S9122B ist ein hellgrauer, klassischer Tonalitgneis. Sie ist gut geschiefert und retrograd überprägt, was sich durch die Serizitisierung der Feldspäte bemerkbar macht (siehe auch Kapitel 2.1. und 4.2.).

Die zwei Granatglimmerschiefer besitzen bis zu 1 cm große Granate. Viele Granate sind prograd zu Biotit und Sillimanit (Fibrolith) umgewandelt, die meisten haben Einschlüsse von Biotit oder Quarz. Die Grazer Petrologen haben in solchen grobkörnigen Granaten zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse entdeckt. Es handelt sich dabei um primäre wäßrige Einschlüsse mit NaCl-Gehalten von ca. 3 Gewichtsprozent (TROPPEL, 1993). Daß viele Granate synkinematisch gewachsen sind, belegen die Schneeball-

strukturen an einigen Exemplaren (Taf. 1b). Analysiert wurden nur einschlußfreie Splitter von möglichst gut erhaltenen Granaten.

Zur genaueren Information über den Mineralbestand und die Lokalität der Proben wird auf Kapitel 2.1. und Abb. 3 verwiesen. Auf die Darstellung der Sm/Nd-Analysedaten wird hier verzichtet, weil jene schon in HOINKES et al. (1995) publiziert werden.

4.3.2. Meßdaten und Diskussion

Für den Granat der Probe S9124D konnte wegen des niedrigen Sm/Nd-Verhältnisses kein Alterswert ermittelt werden. Zusätzlich zu den eigenen Proben werden auch Proben von THÖNI (in: HOINKES et al., 1995) besprochen und dargestellt (Abb. 11, 12). Es handelt sich dabei um die Granatglimmerschiefer 90T79 aus dem Mitterkar und 91T32 und T1264 aus dem Bereich des Scheibbichl.

Der Tonalitgneis weist DM-Modellalter von 1,69 Ga auf. Ein Mindestwert für das mittlere Krustenverweilalter des magmatischen Eduktes ist durch $t_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}} = 1.09$ Ga gegeben.

Der ϵ_{Nd}^0 -Wert von -7.0 und der $\epsilon_{\text{Nd}}^{583}$ -Wert von -3.3 sprechen für eine mäßige Anreicherung von Mantelmateriale.

Die vier Granatglimmerschiefer liefern mittlere Erdkrustenverweilalter zwischen 1.59 und 1.85 Ga, wobei durch $t_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}$ zwischen 1.19 und 1.51 Ga (Abb. 11).

Die ϵ_{Nd}^0 -Werte der Granatglimmerschiefer zeigen eine Streuung zwischen -12.3 und -14.6 und zeugen somit von einem gut durchmischten, an lithophilen Elementen stark angereicherten Krustenmaterial.

Die Probe S9124E liefert ein Granatalter von 331 ± 2 Ma, die Probe 90T79 eines von 335 ± 2 Ma und die Probe 91T32 eines von 343 ± 1 Ma (Abb. 12). An der Probe S9124D konnte wegen des niedrigen Sm/Nd-Verhältnisses kein Granatalter berechnet werden. Diese Granatalter werden, auch aus textuellen Gründen, mit dem letzten thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose in Verbindung gebracht, der auch im Untersuchungsgebiet

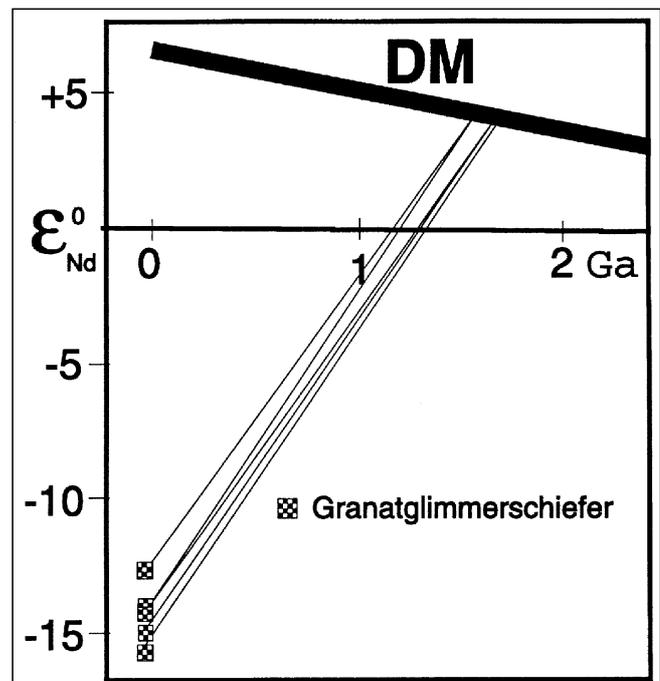


Abb. 11. Sm/Nd-Modellalter von den Granatglimmerschiefern (siehe auch Tab. 4).

Abb. 12.
Isochronendiagramm vom Gesamtgestein
und Granat der Granatglimmerschiefer.

vermutlich auf ein vorangegangenes Hochdruckereignis folgte (siehe Kapitel 1. und 3.2.). Darauf setzt die variszische Abkühlung ein (Abb. 10).

5. Diskussion

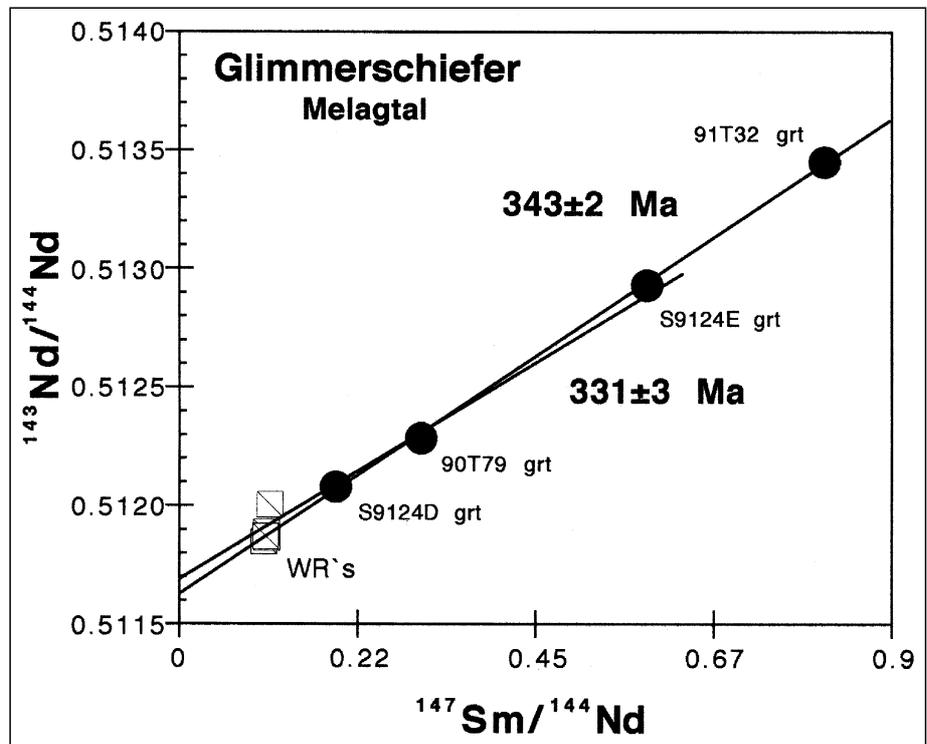
Die Sm/Nd-Modellalter von fünf Granatglimmerschiefern ergeben eine mittlere Erdkrustenverweildauer für das Edukt der Paragneise von ca. 1.7 Ga (siehe Kapitel 4.3.). Dies kann als Bestätigung der Zirkonalter von über 1.5 Ga von GRAUERT (1969), FÖRSTER & LEONHARDT (1972) und SÖLLNER & HANSEN (1987) aufgefaßt werden.

Somit gelten die Paragneise als älteste Gesteine des Ötztal- und Silvrettakristallins.

Als panafrikanisches Ereignis wird die Förderung von intermediären (Tonalite) bis basischen (Gabbro, Basalte und pyroxen- und hornblendeführende Granite) Magmen gesehen. Das Intrusionsalter der Tonalitgneise der Klopajerspitze und vom Winkelegg ($t = 583 \pm 78$ Ma) wird aus folgenden drei Gründen näher an der unteren Grenze des Fehlerbereiches vermutet:

- 1) Neue Sm/Nd- und Rb/Sr-Daten von THÖNI (in: MILLER & THÖNI, 1994) an Gabbros aus dem Milchenkar haben ein Intrusionsalter von ca. 520–530 Ma ergeben. Die initialen ϵ -Nd-Werte dieser Gesteine liegen zwischen +5 und +8 und weisen somit Eigenschaften von MORB bzw. OIB auf. Diese Gabbros bzw. Basalte bilden das Ausgangsgestein für die basischen Eklogite im mittleren Ötztalkristallin.
- 2) BERNHARD (1993, pers. Mitt.) erhielt an Zirkonen aus einem kleinen, pyroxen- und hornblendeführenden Granitgneiskörper im Kaunertal Alter um 520 Ma, die ebenfalls als Intrusionsalter interpretiert werden.
- 3) Die zeitliche Untergrenze für die Intrusion der Tonalitgneise wird gut durch Pegmatite mit 490 Ma belegt.

Zum kaledonischen Hauptereignis gehört vermutlich die Bildung des Winnebachmigmatites, der durch in situ-Aufschmelzung der Paragesteine entstanden ist. Die P-T-Bedingungen für diese Teilaufschmelzung werden von HOINKES et al. (1972) mit 660–685°C bei 4 kbar angegeben. Die Rb/Sr-Datierungen an Hellglimmern aus dem Winnebachmigmatit durch CHOWANETZ (1990) ergaben ein kaledonisches Alter als Mindestalter für die Anatexis ($t = 450 \pm 11$ Ma) und eine variszische Überprägung des Migmatites. Mit dem Neufund der Reschener Migmatite im Bereich der Klopajerspitze konnte ein weiteres Migmatitvorkommen gefunden werden, das dem Winnebach-Migmatit stark ähnelt. Die zeitliche Untergrenze der Bildung dieser Migmatite wurde durch Pegmatite ganz ähnlich wie im Winnebachseegebiet mit Altern um 450 Ma festgelegt (siehe Tab. 4).



Drei Pegmatite der Klopajerspitze lieferten Hellglimmeralter von 474 bis 413 Ma, was auf jeden Fall eine kaledonische oder variszische Überprägung dieses Materials bestätigt.

In die Zeit der Bildung der Migmatite, sicher nach der Intrusion der Klopajer Tonalite und Gabbros, fällt die Intrusion der Protolith der sauren Orthogneise. Die Gesamtgesteinsdatierung der in vorliegender Arbeit untersuchten Muskowitgranitgneise lieferte ein Errorchronenalter von $t = 448 \pm 17$ Ma (siehe auch THÖNI, 1986, Fig. 4). Dieses Datum ist nach dem momentanen Kenntnisstand eher als metamorphes Überprägungsalter und nicht als magmatisches Bildungsalter zu deuten (siehe dazu Kapitel 4.1.).

Das variszische Ereignis wird im groben Schema etwa folgendermaßen gesehen: anfangs eine Hochdruckmetamorphose mit der Bildung von Disthen, welche dann in eine höhertemperierte Metamorphose mit der Bildung von Sillimanit übergeht. Während fortschreitender Druckentlastung und bei gleichbleibenden (oder leicht ansteigenden?) Temperaturen kommt es am letzten Höhepunkt dieser Metamorphose zur Bildung von Andalusit.

Eine frühvariszische Hochdruckmetamorphose belegen die Eklogite aus dem Ötztal (MILLER, 1970, 1990), die aus den vorhergenannten Gabbros bzw. Basalten entstanden sind. MILLER (1970, 1990) nimmt P-T-Bedingungen von über 15 kbar und 620–670°C für ihre Bildung an. Nach neuen Sm/Nd-Daten von MILLER & THÖNI (1994) an stark unterschiedlich radiogenen Gesteinen, sowie Granat- und Klinopyroxen-Mineralisochronen könnte dieses Ereignis mit einer frühvariszischen Subduktion (ca. 340–390 Ma) in Verbindung zu bringen sein, mit einem wahrscheinlichen Druckhöhepunkt zwischen 350 und 370 Ma.

Einen möglichen Höhepunkt der variszischen Metamorphose datieren die Rb/Sr-Daten an Hellglimmern aus den sauren Orthogneisen und an zwei Pegmatiten zwischen 372 und 349 Ma (insgesamt 10 Daten) (siehe Abb. 10). Diese Zahlen spiegeln nach den vorher diskutierten Daten an den Eklogiten nicht nur wegen der zeitlichen Konkordanz eher einen Druckhöhepunkt der variszischen Ent-

wicklung wieder, sondern auch weil die Phengitbarometrie an einigen der datierten Hellglimmer Drucke von mindestens 7.5 bis 10 kbar lieferte (Abb. 6). Die variszischen Abkühlalter von ca. 320 bis 270 Ma, die schon lange aus der Literatur bekannt sind (z.B. THÖNI, 1982), wurden durch neue Glimmeralter weiter untermauert.

Die variszische Hauptmetamorphose, die „Laaser Kristallisation“, ist syn- bis postkinematisch in Bezug auf die großräumige Schlingentektonik. Der Zeitpunkt der „Schlingentektonik“ wurde von GRAUERT (1981) um 360 Ma vermutet, während MAGGETTI & FLISCH (1993) ihn in den Zeitraum von 340 bis 310 Ma legen.

Im westlichen Ötztalkristallin werden die Gleichgewichtsbedingungen der Mineralparagenesen in den Peliten (mit Sil-Grt-St) für das variszische Hauptereignis mit 570–650°C und 5–7.5 kbar angegeben (TROPPER, 1993). Nach den petrologischen Ergebnissen (HOINKES et al., 1995; TROPPER, 1993) ist diesen Bedingungen höchstwahrscheinlich ein Hochdruckereignis über 10 kbar vorgegangen. Die Kristallisation der Hauptgemengteile in den Metapeliten: Granat, Staurolith, Disthen, Biotit und Plagioklas ist im wesentlichen syn- bis postkinematisch.

Ein charakteristisches Merkmal in den mineralreichen Paragneisen und Glimmerschiefern sind Reaktionen zwischen Granat, Muskowit, Biotit und Plagioklas, die oft zu

vollständigen Biotit-Sillimanit-Pseudomorphosen nach Granat führen (Taf. 1b).

Granate bzw. Granatrelikte aus solchen sillimanitführenden Paragenesen liefern Sm/Nd-Alter von 331 ± 2 , 335 ± 2 und 343 ± 1 Ma und belegen den letzten thermischen Höhepunkt dieser Metamorphose bei Drucken vermutlich unter 5 kbar (Andalusit). Die regionale Abkühlung dürfte um 330–320 Ma eingesetzt und um 270 Ma Temperaturen um 300°C unterschritten haben (Abb. 10).

Dank

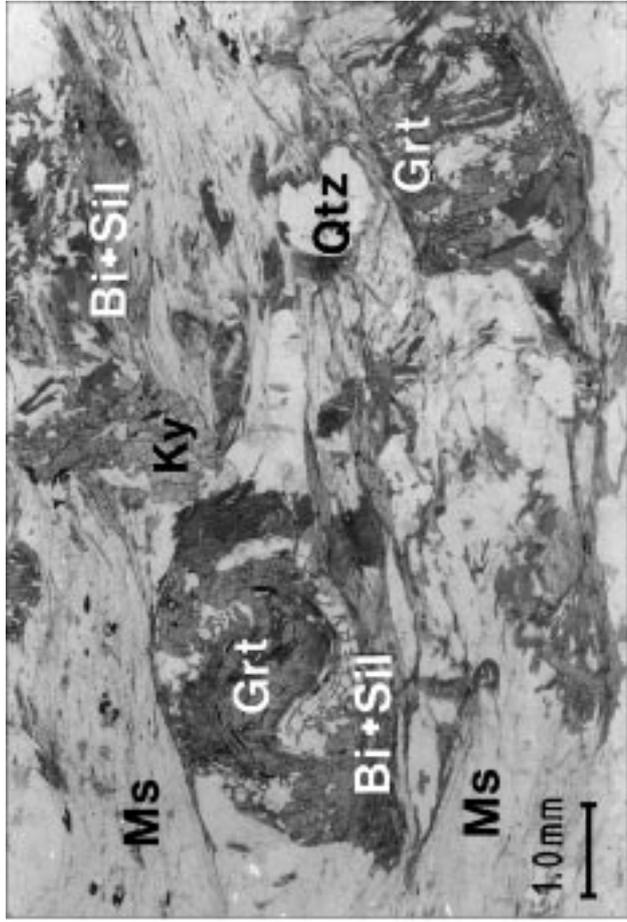
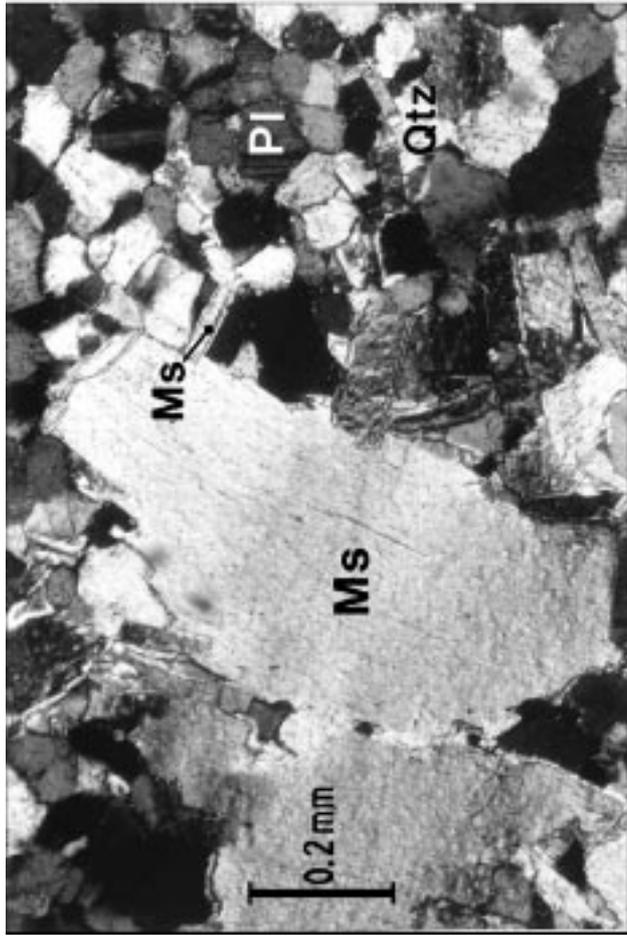
Der Autor dankt vor allem MARTIN THÖNI für die zahlreichen Diskussionen und Anregungen, besonders für die chemische Aufbereitung und Messung der Granatglimmerschieferproben, sowie die Durchsicht dieses Manuskriptes.

Gedankt wird auch den Mitarbeitern des Geotechnischen Institutes, Abteilung Geochronologie am Arsenal in Wien, besonders Frau M. JELENC, weiters den Grazer Kollegen, F. BERNHARD, G. HOINKES, Ch. LICHEM und P. TROPPER, sowie Herrn L. LEITNER für die gute Ausführung der Zeichenarbeiten und P. NAGEL für seine Hilfe bei den Untersuchungen mit der RFA. Den Schweizer Kollegen F. BIINO, M. MAGETTI und U. SCHALTEGGER wird für die kritische Durchsicht des Manuskriptes herzlich gedankt.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sei für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit im Rahmen des Hochschulschwerpunktes GEO S47-05 herzlich gedankt.

Tafel 1

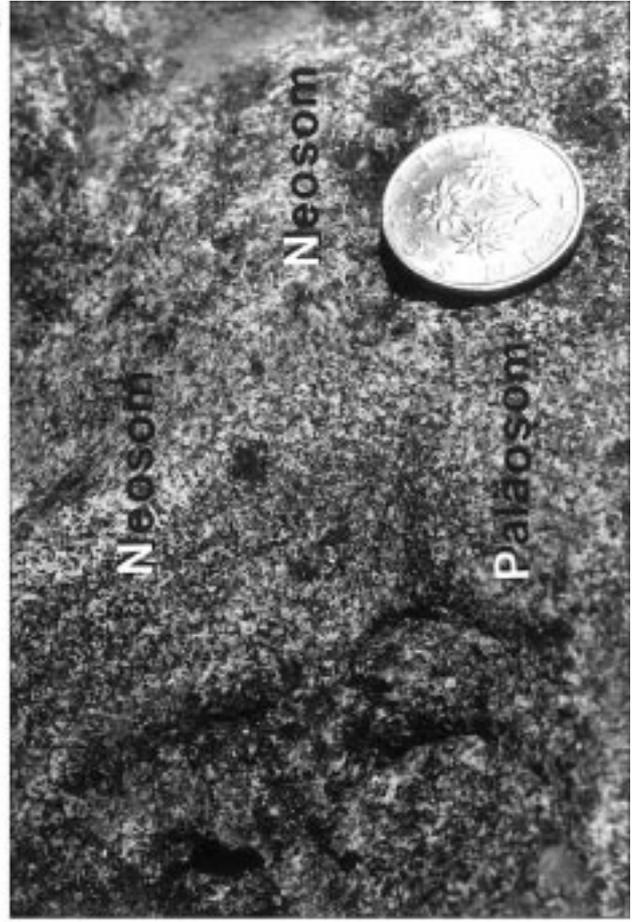
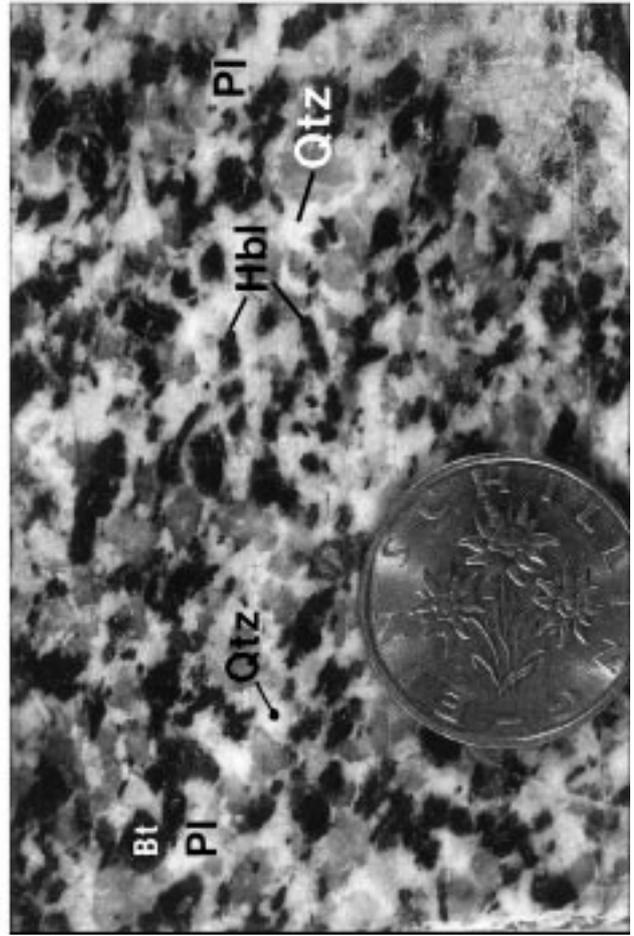
- a) Ms-Pegmatit 92KAS2.
 - b) Granatglimmerschiefer S9118B
 - c) klassischer Tonalitgneis 93TG3
 - d) Reschener Migmatit
-



a

b

c



d

Literatur

- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P.: Petrogenetic interpretation of granulitoid rock series using multicationic parameters. – *Chemical Geology*, **48**, 43–55, Amsterdam 1985.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, Sdh. G, 11–35, Wien 1965.
- CHOWANETZ, E.: Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol) – Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. – *Dipl. Arbeit Univ. Wien*, 78 S., Wien 1990.
- CADISCH, J.: Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. – *Verh. der Geol. B.-A.*, **1961**, 2, 115–124, Wien 1961.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E.: *Geol. Atlas der Schweiz*, 1 : 25000. – Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls-Tarasp, 1–68, Bern 1968.
- DEBON, F. & LE FORT, P.: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. – *Earth Scientists Edinburgh*, **73**, 135–149, Edinburgh 1983.
- FAURE, G.: *Principles of Isotope Geology*. – 589 S., New York (John Wiley & Sons) 1986.
- FENTI, V. & FRIZ, C.: Studi geologici applicati alla galleria di Curon (Val Venosta). – *Museo Tridentino di scienze naturali*, **20/3**, 1–43, Trento 1974.
- FLISCH, M.: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, **53/123**, 23–49, Basel 1986.
- FÖRSTER, H. & LEONHARDT, J.: Die Ötztal Masse – ein präkambri-sches Element der Ostalpen? – *Geol. Rdsch.*, **61**, 69–87, Stuttgart 1972.
- FRANK, W.: Evolution of the austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, Wien (Deuticke) 1987.
- GATTO, O.G. & SCOLARI, A.: La tettonica tardiva del ciclo orogentico alpino nell' Alto Adige occidentale e regioni limitrofe. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**, 1211–1231, Roma 1974.
- GOOL, J. VAN, KEMME, M. & SCHREURS, G.: Structural Investigations along an E–W Cross-Section in the Southern Ötztal Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*, 214–225, Wien (Deuticke) 1987.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Diss. Univ. Bern*, 166 S., München (Photodruck) 1969.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztal-kristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Fortschr. Miner.*, **59/1**, 54–56, Stuttgart 1981.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe Nr. 66, Glurns und Ortler. – *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, **1912**, 72 S., Wien.
- HAMMER, W.: *Westtiroler Zentralalpen*. – Sammlung Geologischer Führer, 22, 150 S., Berlin (Borntraeger) 1922.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75000, Blatt Nauders. – *Geol. B.-A.*, 60 S., Wien 1923.
- HAMMER, W.: Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. – *T.M.P.M.*, **38**, 67–87, Wien 1925.
- HAMMER, W.: Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1931**, 175–188, Wien 1931.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÖLLER, P., WENDT, T. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an den Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – *Geol. Jb.*, **86**, 797–826, Hannover 1968.
- HESS, W.: Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpass (Passo di Resia), Südtirol, und seine Deutung. – *Eclogae geol. Helv.*, **55/2**, 407–416, Basel 1962.
- HLAUSCHECK, H.: *Der Bau der Alpen und seine Probleme*. – 630 S., Stuttgart (Enke Verlag), 1983.
- HOINKES, G.: Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. – *T.M.P.M.*, **20**, 225–239, Wien 1973.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F., TESSADRI, R.: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brenner Mesozoikum): Zusammenfassung der petrographischen Neuergebnisse. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 95–113, Innsbruck 1983.
- HOINKES, G. & THÖNI, M.: Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin. – *Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt S 15*, 87–91, Graz 1982.
- HOINKES, G. & THÖNI, M.: Neue geochronologische und geothermobarometrische Daten zum Ablauf und zur Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ötztalkristallin. – *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15*, 73–83, Graz 1983.
- HOINKES, G., BERNHARD, F.G., HOERNES, S., KAINDL, R., LICHEM, C., SCHWEIGL, J., THÖNI, M. & TROPPEL, P.: Prealpine Magmatic and Metamorphic Evolution of the Austroalpine Ötztal Basement in the Kaunertal Area. – *Manus. in Vorb.*, 1995.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J.: Sm-Nd isotopic systematics in Angra dos Reis. – *Lunar and Planetary Science XII*, 500–200, The Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas 1981.
- KRETZ, R.: Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, **68**, 277–279, Lawrence 1983.
- LICHEM, Ch.: Petrologische und geochemische Untersuchungen an Orthogesteinen des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). – *Dipl. Arbeit Univ. Graz*, 139 S., Graz 1993.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W.: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212–224, Berlin 1987.
- MAGGETTI, M.: Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. – *Fortschr. Miner.*, **64/1**, 103, Stuttgart 1986.
- MAGETTI, M. & FLISCH, M.: Evolution of the Silvretta nappe. – In: RAUMER, VON J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, 469–484 Berlin (Springer) 1993.
- MICHARD, A., GURRIET, P., SOUDANT, M. & ALBAREDA, F.: Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 601–610, Oxford 1985.
- MILLER, Ch.: Petrology of some eclogites and metagabbros of the Ötztal Alps, Tyrol, Austria. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 42–56, Berlin 1970.
- MILLER, Ch.: Petrology of the type locality eclogites from the Kor-alpe and Saualpe (Eastern Alps) Austria. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 287–300, Zürich 1990.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M.: Origin and evolution of the Ötztal metabasites (Tirol/Austria): geochemistry vs. Sm-Nd and Rb-Sr systematics. – *Manus. in Vorb.*, 1994.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F.: Polymetamorphism of the Ötztal-Stubai Basement Complex Based on Amphibolite Petrology. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 69–91, Wien 1986.
- OHNESORGE, T.: Die vorderen Kühtaier Berge. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1905**, 175–182, Wien 1905.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. – *Journ. of Petrol.*, **25/4**, 956–983, Oxford 1984.
- PURTSCHELLER, F.: *Ötztaler und Stubai Alpen*. – Sammlung geologischer Führer, **53**, 128 S., Berlin (Borntraeger) 1978.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.P.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. – *T.M.P.M.*, **22**, 175–199, Wien 1975.
- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D.: Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – *T. M.P.M.*, **29**, 205–221, Wien 1982.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R.: Transition from near-surface thrusting to interbasement decollement, Schlinging Thrust, Eastern Alps. – *Tectonics*, **8/4**, 697–718, Washington 1989.

- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÖNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – *Eclogae Geol. Helv.*, **60/2**, 529–536, Basel 1967.
- SCHWINNER, R.: Das Westtiroler Kristallin. – In: SCHAFFER, F.X. (ed.): *Geologie von Österreich*, 136–141, Wien (Deuticke) 1951.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B.T.: „Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 529–569, Wien 1987.
- STAUB, R. & CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – *Eclogae geol. Helv.*, **16**, Basel 1921.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E.: Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Plan. Sci. Lett.*, **36**, 359–362, Amsterdam 1977.
- THIERRIN, J.: Les eclogites et le complexe gabbroïque du Val Sarsura (Silvretta). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **63**, 479–496, Zürich 1983.
- THÖNI, M.: Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins und einige Bemerkungen zur Deutung der Permotrias des Jaggl als Fenster. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 2, 235–242, Wien 1973.
- THÖNI, M.: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. – *Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud. Österr.*, **26**, 247–275, Wien 1980a.
- THÖNI, M.: Distribution of pre-alpine and alpine metamorphism of the southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar age determinations. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 139–165, Wien 1980b.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 111–174, Wien 1981.
- 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.
- THÖNI, M.: The Rb-Sr Thin Slab Isochron Method – an unreliable Geochronologic Method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? – *Mem. di Sci. Geol.*, **36**, 283–352, Padova 1986.
- THÖNI, M.: Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 169–201, Wien 1988.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Band I.* – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TROPPEL, P.: Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). – *Dipl. Arbeit Univ. Graz*, 152 S., Graz 1993.
- VELTMAN, Ch.: Zur Polymetamorphose pelitischer Gesteine im Ötztal – Stubaier Altkristallin. – *Diss. Univ. Innsbruck*, Innsbruck 1986.
- WINKLER, H.G.F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks.* – 348 S., New York – Berlin (Springer) 1979.
- YORK, D.: Least squares fitting of a straight line with correlated errors. – *Earth Plan. Sci. Lett.*, **5**, 320–324, Amsterdam 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. September 1994