

**Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteins-
metamorphose der Schladminger Tauern**

von

Ewald HEJL

mit

2 Abb., 2 Tab., 1 Taf. und 1 Beil.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ewald Hejl
Lainzerstraße 19/13
A-1130 Wien

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	290
1. Vorwort	292
2. Einführung	293
2.1. Geologische Übersicht	293
2.2. Problemstellung	294
3. Kalium-Argon-Datierungen an Glimmern	294
3.1. Beprobung	294
3.2. Mineralseparation	295
3.3. Analytik	295
3.3.1. Bestimmung der K-Gehalte	295
3.3.2. Bestimmung der Ar-Isotopengehalte	295
3.4. Berechnung der Modellalter	296
3.5. Ergebnisse	296
4. Rubidium-Strontium-Datierungen an Glimmern	303
4.1. Auswahl der Proben	303
4.2. Analytik	303
4.3. Berechnung der Modellalter	306
4.4. Ergebnisse	306
5. Metamorphose	306
5.1. Schladminger Kristallin	306
5.1.1. Voralpidische amphibolitfazielle Metamorphose	306
5.1.2. Alpidische Grünschieferfazies (Diaphthorese)	308
5.1.2.1. Mineralumwandlungen und -neubildungen	308
5.1.2.2. Beurteilung der Metamorphosetemperatur	311
5.2. Wölzer Kristallin	312
5.2.1. Voralpidische Metamorphose	312
5.2.2. Alpidische Metamorphose	313
6. Literatur	314

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt die Metamorphose des ostalpinen Altkristallins im Bereich der Schladminger Tauern (Schladminger und Wölzer Kristallin).

Im Schladminger Kristallin erreichte die variszische Metamorphose die Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies. An grobkörnigen Muskoviten zweier Pegmatitproben wurden K-Ar-Alter von 340 ± 18 und 347 ± 20 Mio. J. (Unterkarbon) ermittelt. Diese Werte entsprechen wahrscheinlich dem Intrusionsalter der Pegmatite und wohl auch dem thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose. Zwei Muskovite der Korngröße 0,42 bis 1 mm aus einem verschieferten Pegmatit und einem chloritisierten Zweiglimmer-Plagioklasgneis ergaben K-Ar-Alter von 265 ± 14 bzw. 282 ± 15 Mio. J. (Unterperm). Sie werden als Abkühlungsalter der variszischen Metamorphose gedeutet. Eine geringfügige alpidische Beeinflussung ist aber nicht auszuschließen.

Während der alpidischen Gebirgsbildung kam es im Schladminger Kristallin zu retrograden Überprägungen der alten, amphibolitfaziellen Gesteine. Die folgenden Mineralumwandlungen bzw. -neubildungen können der alpidischen Grünschieferfazies zugeordnet werden: Chloritisierung der Granate, Chloritisierung der Biotite (oft bei gleichzeitiger Ausscheidung von Titanit und opaken Mineralen), Umwandlung der Hornblende in Chlorit und Epidot (\pm Titanit), Bildung von Aktinolith, Sausuritisierung der Plagioklase, Albitblastese (z. B. in Prasiniten), Bildung von Schachbrettalbit (bei wahrscheinlich gleichzeitiger Serizitsprossung), Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith und retrograde Bildung von Chloritoid, Bildung von Leukoxen als Reaktionssaum um Ilmenit und Rutil.

Ein Hellglimmer der Korngröße 0,15 – 0,25 mm aus einem stark durchbewegten Muskovit-quarzit des Schladminger Kristallins (nördlich des Hochgollings) ergab ein K-Ar-Alter von 83 ± 5 Mio. J., das durch Hellglimmersprossung an altalpidischen Bewegungsbahnen erklärt werden kann. Die K-Ar-Datierungen an Biotiten des Schladminger Kristallins ergaben altalpidische Alter von 94, 93 und 91 Mio. J., ein variszisches Alter von 276 ± 15 Mio. J. und ein hohes Mischalter von 194 ± 11 Mio. J. Das Rb-Sr-Biotitalter einer Biotitgneisprobe vom Gipfel des Prebers liegt bei 87 Mio. J.

Die schon lange bekannten Staurolith- und Disthenvorkommen in den meist mittel- bis grobkristallinen Wölzer Glimmerschiefern des Raumes Oberzeiring–Lachtal und nördlich von Oberwölz belegen eine amphibolitfazielle (variszische) Metamorphose. Die feinschuppigen Serizit-Chlorit-Schiefer des nördlichen Wölzer Kristallins und die südlich von Lessach (z. B. bei Ruine Turnschall) vorkommenden, Chloritoid führenden Phyllite sind grünschieferfazielle Gesteine, die offenbar nie die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht haben.

Die K-Ar-Alter der Hellglimmer von 19 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 80 und 105 Mio. J. Das sehr deutliche Häufigkeitsmaximum der Alter liegt zwischen 86 und 90 Mio. J., das entspricht etwa dem Turon–Coniac. Diese K-Ar-Alter werden als Abkühlungsalter der altalpidischen Metamorphose gedeutet, wobei die Abkühlung wahrscheinlich durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und südpenninische Einheiten verursacht wurde (transportierte Metamorphose).

Die K-Ar-Alter der Biotite von 8 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 75 und 132 Mio. J. Vier dieser Alter liegen zwischen 88 und 91 Mio. J., decken sich also ziemlich genau mit dem Häufigkeitsmaximum der K-Ar-Hellglimmeralter. Die erhöhten Biotitalter sind wohl auf den Einbau von Überschufargon zurückzuführen.

Zwei korrigierte Rb-Sr-Alter von Biotiten des Wölzer Kristallins (Lokalitäten: Sölkpaß und Mautneralm) liegen bei etwa 80 Mio. J.

Die altalpidische Metamorphose des Wölzer Kristallins führte zur teilweisen Chloritisierung von Granat und Biotit. Der sekundäre Chlorit wurde häufig im Druckschatten der Granate angereichert bzw. in das Schieferungs-s verschleppt. Die jüngste Deformation – eine etwa E-W streichende Stauffaltung – dürfte demnach alpidisch sein. Die Glimmer kristallisierten bezüglich dieser jüngsten Deformation im wesentlichen präkambrisch. Im Scheitelbereich der Falten und in stark gescherten Lagen fand aber eine teilweise Rekristallisation statt. Quarz rekristallisierte durch Korngrenzwanderung, zeigt aber noch deutliche Deformationsspuren (undulöse Auslöschung, Böhmische Streifung). Rutil und Ilmenit waren im Wölzer Kristallin alpidisch stabil (keine Bildung von Leukoxen).

Aus der regionalen Verteilung der K-Ar-Hellglimmeralter ist ersichtlich, daß die altalpidische Metamorphose im Wölzer Kristallin höhere Temperaturen erreicht hat als im Schladminger Kristallin: Während die Hellglimmer der Wölzer Glimmerschiefer durchwegs verjüngt wurden (auch wenn keine Rekristallisation stattfand), haben im Schladminger Kristallin die variszischen Hellglimmer ähnlicher Korngröße keine bedeutenden Argonverluste erlitten. Nach dem isotopengeologischen Temperaturkonzept, das von M. THÖNI (1981, 1982) auf das ostalpine Altkristallin westlich des Tauernfensters angewendet wurde, hätte die altalpidische Metamorphose im Wölzer Kristallin die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (über 400°C), im Schladminger Kristallin aber nur die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies (ca. $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$) erreicht. Da das Schladminger Kristallin gegenüber dem Wölzer Kristallin heute eine liegende Position einnimmt, sind alpidische Deckenbewegungen zwischen diesen Einheiten und/oder eine Inversion (z.B. Stirneinrollung) in diesem Bereich des ostalpinen Altkristallins wahrscheinlich.

Summary

The present work deals with metamorphism of the Austroalpine crystalline rocks in the area of the Schladming Tauern Range (Schladming and Wölz crystalline units).

In the Schladming crystalline mass, the Hercynian metamorphism attained the almandine–amphibolite facies. Coarse grained muscovites from two pegmatite samples gave K/Ar ages of 340 ± 18 and 347 ± 20 m. y. (Lower Carboniferous). These values probably represent the intrusion age of the pegmatites and the thermal peak of the Hercynian metamorphism. Two muscovites of the grain size between 0,42 and 1 mm from a pegmatite schist and a chloritized gneiss gave K/Ar ages of 265 ± 14 and 282 ± 15 . y., respectively (Lower Permian). These data are interpreted as cooling ages of the Hercynian metamorphism. A slight Alpidic influence, however, cannot be excluded.

During Alpidic orogeny, the Schladming crystalline mass was subjected to retrograde metamorphism. The following mineral reactions or newly formed minerals can be emplaced in the Alpidic greenschist facies event: chloritized garnets, chloritized biotite (often showing inclusions of newly formed titanite and opaque minerals), transformation of hornblende into chlorite and epidote (\pm titanite), formation of actinolite, saussuritization of plagioclase, fresh growth of albite (for instance in prasinites), albitization of K-feldspar (sericite having probably formed at the same time), sericite-chlorite pseudomorphs after staurolite, formation of chloritoid, formation of leucoxene as a reaction rim around ilmenite and rutile.

A mica of the grain-size between 0,15 and 0,25 mm from a strongly deformed muscovite quartzite of the Schladming crystalline mass (north of the Hochgolling) showed a K/Ar age of 83 ± 5 m. y., which is explained by muscovite growth in Early Alpidic movement planes. K/Ar dating of biotite of the Schladming crystalline rocks permitted the determination of Alpidic ages of 94, 93 and 91 m. y., a Hercynian age of 276 ± 15 m. y. and a mixed age of 194 ± 11 m. y. Rb/Sr analysis of a biotite from a paragneiss sample from the summit of the Preber indicates an age of 87 m. y.

The well-known staurolite and kyanite occurrences in the generally medium to coarse grained Wölz micaschists of the Oberzeiring-Lachtal area and north of Oberwölz indicate Hercynian amphibolite facies. The finely flaked sericite-chlorite schists of the northern Wölz crystalline complex and the phyllites occurring south of Lessach (for instance near the Turnschall ruin), which contain chloritoid, are rocks of the greenschist facies. They probably never reached amphibolite facies conditions.

The K/Ar ages of the muscovites from 19 samples taken from the Wölz crystalline rocks are between 80 and 105 m. y.; the statistical maximum of these ages lies in the 86 to 90 m. y. range, roughly in Turonian-Coniacian times. These K/Ar ages are interpreted as cooling ages of Early Alpidic metamorphism; it is assumed that cooling was caused by overthrusting of Austroalpine crystalline bodies over cooler units of the Lower Austroalpine and Southern Penninic.

The K/Ar ages of biotites from 8 samples of the Wölz unit are from 75 to 132 m. y. Four of these ages are between 88 and 91 m. y., which emplaces them within the statistical maximum of the muscovite ages. The high biotite ages are explained by the incorporation of excess argon.

Two corrected Rb/Sr ages of biotites of the Wölz unit are of about 80 m. y.

The Early Alpine metamorphism of the Wölz crystalline complex led to the partial chloritization of garnet and biotite. Secondary chlorite was often enriched in the "pressure shadow" of garnets or dragged into the schistosity planes. The latest deformation – a roughly east-west striking compression folding – would thus be of Alpidic age. Crystallization of mica with respect to this deformation was essentially prekinematic. In the area of the apex of folds and in strongly sheared layers, partial recrystallization occurred. Rutile and ilmenite in the Wölz unit were stable in Alpidic times: no leucoxene was formed.

Regional distribution of K/Ar muscovite ages indicates that Early Alpidic metamorphism attained higher temperatures in the Wölz crystalline complex than in the Schladming one: while muscovites of the Wölz micaschists were entirely rejuvenated (even without recrystallization occurring), the Hercynian muscovites of the Schladming crystalline unit (of similar grain size) did not suffer any notable loss of argon. According to the temperature concept as applied by M. THÖNI (1981, 1982) on the basis of isotopic results to the Austroalpine unit west of the Tauern window, Early Alpidic metamorphism in the Wölz crystalline complex would have reached the conditions of the higher greenschist facies (more than 400°C), while in the Schladming unit it would only have attained those of the lower greenschist facies (about $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$). Since today the Schladming crystalline rocks lie beneath those of the Wölz unit, it may be assumed that Alpidic nappe thrusting between these units and/or a tectonic inversion in this part of the austroalpine crystalline occurred.

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus einer Dissertation (E. HEJL, 1983), die in den Jahren 1981 bis 1983 unter der Leitung von Prof. Dr. W. FRANK durchgeführt wurde.

Für die intensive Betreuung bin ich Prof. FRANK zu großem Dank verpflichtet. Herrn Dr. A. MATURA danke ich für fachliche Gespräche und eine gemeinsame Geländebegleitung. Zu Dank verpflichtet bin ich auch den folgenden Personen, die alle

zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben: Frau Dr. S. SCHARBERT brachte mir mit viel Geduld die Bedienung des Rb-Sr Massenspektrometers bei und veranlaßte die chemische Aufbereitung der Proben. Mein Kollege P. SLAPANSKY sowie die Herren Dr. M. THÖNI und Dr. M. KRALIK leisteten tatkräftige Hilfe bei Wartungs- und Reparaturarbeiten am Gasmassenspektrometer. Die Herren Dr. H. DIETRICH und Dr. K. PETRAKAKIS ermöglichten mir Mikrosonden- und Röntgenfluoreszenzanalysen. Herr Dr. F. KOLLER war bei Atomabsorptionsanalysen behilflich. Prof. Dr. H. W. FLÜGEL erlaubte mir die Einsichtnahme in die noch nicht veröffentlichte geologische Karte der Steiermark (1 : 200.000, Geol. B.-A.). Meine Kollegin E. POBER fertigte Dauerstreupräparate von separierten Glimmern für mich an.

Die petrographischen Dünnschliffe, die separierten Glimmer und anderes Belegmaterial werden am Geologischen Institut der Universität Wien aufbewahrt.

2. Einführung

2.1. Geologische Übersicht

Das Unterostalpin der Radstädter Tauern bildet mehrere aufrechte Abscherungsdecken aus zentralalpinem Permomesozoikum und Resten seiner altkristallinen Basis, dem sog. Twenger Kristallin. Die hangendste Einheit des Radstädter Deckensystems ist ein weitgehend invers lagerndes Schichtpaket aus Permotrias und mächtigem, altpaläozoischem Quarzphyllit (A. TOLLMANN, 1963, S. 99 ff.). Im Giglachtal und im Gurpitscheckzug taucht diese Einheit gegen E unter das Altkristallin der Schladminger Tauern. Digitationen des Altkristallins in seine Unterlage und eine invertierte synklinale Liegendfalte im Bereich der Kalkspitzen komplizieren das tektonische Bild.

Das Schladminger Kristallin besteht aus granitischen Gneisen und einem alten Dach aus feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen, Biotitquarziten, Hornblendegneisen, Plagioklasgneisen, Amphiboliten und verschiedenen Migmatiten. Stellenweise konnte ein genetischer Zusammenhang zwischen Granitgneisen und Migmatiten beobachtet werden (E. H. WEISS, 1958). Die von S. SCHARBERT (1981) durchgeführten Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Orthogneisen des lithologisch ähnlichen Seckauer Kristallins ergaben Alter von 432 und 350 Mio. J. Es muß daher auch im Schladminger Kristallin mit mehrphasigem voralpidischem Magmatismus gerechnet werden.

Im S, E und N wird das Schladminger Kristallin von den Wölzer Glimmerschiefern überlagert. Untergeordnet beteiligen sich auch Glimmerquarzite, dünne Amphibolitlagen und Garbenschiefer am Aufbau der Wölzer Serie. Funde von Staurolith und Disthen im Gebiet von Oberzeiring und nördlich von Oberwölz beweisen, daß die Hauptmetamorphose zumindest in diesen südlichen Bereichen die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht hat (K. METZ, 1976, S. 52).

Die Lessacher Phyllonitzone, die sich vom Bodenmoosgraben bei Lessach bis nordöstlich von Mauterndorf verfolgen läßt, ist eine diaphthoritische Bewegungszone mit altpaläozoischen Marmor einschaltungen, die etwa an der Grenze zwischen den Schladminger Gneisen und den Wölzer Glimmerschiefern liegt. Aus einem Eisendolomit beschrieben H. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA (1975) eine silurische Conodontenfauna. Die tektonische Bedeutung dieser Bewegungszone ist noch nicht ganz geklärt.

Im S werden die Wölzer Glimmerschiefer vom schwächer metamorphen Murauer Paläozoikum und im N von den Ennstaler Phylliten überlagert. Letztere bilden die westliche Fortsetzung der Grauwackenzone des Paltentales. Durch die starke Diaphthorose und Phyllonitisierung der Wölzer Glimmerschiefer im Grenzbereich zu den

Ennstaler Phylliten ist eine genaue Abgrenzung beider Einheiten im Gelände oft äußerst schwierig. In den diaphthoritischen Glimmerschiefern stecken etwa E-W streichende Marmorzüge, die mit verschiedenen Lokalnamen bezeichnet wurden (z. B. Sölker Marmor oder Gumpeneckmarmor). A. HAUSER & W. BRANDL (1956) fanden Kalk- und Dolomitblöcke mit triadischen (bis liassischen) Crinoiden in einem Schuttstrom des Sattentales. Dieser Fund diente als Argument für ein wenigstens teilweise triadisches Alter der Sölker Marmore und eine daraus abzuleitende deckentektonische Grenze zwischen dem Kristallin der Niederen Tauern und den Ennstaler Phylliten (A. TOLLMANN, 1963, S. 33).

Das Altkristallin der Niederen Tauern keilt gegen NW aus, so daß die Ennstaler Phyllite südlich von Radstadt direkt an den lithologisch ähnlichen, unterostalpinen Quarzphyllit grenzen.

2.2. Problemstellung

Die Schladminger Tauern gelten mit Recht als eines der geologisch wenig bekannten Gebiete Österreichs. Umstritten sind nicht nur die Fragen ihres Internbaues, sondern auch die großtektonische Stellung des Schladminger Kristallins im Ostalpin. L. KOBER (1923, S. 114 f.; 1938, S. 30 f., S. 198, Taf. 1) dachte an eine primäre Verbindung des Schladminger Kristallins mit dem Radstädter Paläo- und Mesozoikum und zählte das Schladminger Kristallin daher zum Unterostalpin. A. TOLLMANN (1958, S. 344 f.) schloß sich dieser Deutung zunächst an, da unter dem Altkristallin tatsächlich eine inverse Serie aus altpaläozoischem Quarzphyllit und zentralalpinem Mesozoikum vorhanden ist, wies aber auf die aufrechte Lagerung der tieferen Radstädter Decken hin. Letztere waren von KOBER (1938) fälschlich als Liegendfalten beschrieben worden. Später nahm TOLLMANN (1963, S. 102 f.) eine großräumige Überschiebungsfläche zwischen der inversen Radstädter Quarzphyllitdecke und dem hangenden Altkristallin an, da keine ausreichenden Hinweise für eine tektonische Abtrennung des Schladminger Kristallins vom Kristallin der übrigen Niederen Tauern oder gar für eine große alpidische Liegendfaltenstruktur des ostalpinen Altkristallins bekannt waren. E. CLAR (1965, S. 27) hingegen deutete die inverse Trias unter dem Schladminger Kristallin durch die Annahme einer regionalen Überfaltung des ostalpinen Kristallins.

Die tektonische Einordnung des Schladminger Kristallins ist nicht nur ein Problem der nomenklatorischen Systematik (unter-, mittel- oder oberostalpin ?), denn die Frage, ob Teile des ostalpinen Altkristallins invertiert wurden, ist auch für die Klärung des geomechanischen Ablaufs der ostalpinen Orogenese von Bedeutung.

Die vorliegende Arbeit ist eine vergleichende Metamorphoseuntersuchung des Schladminger und Wölzer Kristallins. Es wurde der Versuch unternommen, durch isotopengeologische Glimmerdatierungen mit der K-Ar- und der Rb-Sr-Methode vor allem den Zeitraum, die Intensität und die regionale Verbreitung der altalpidischen Metamorphose zu beurteilen, um auf diesem Wege die großtektonische Stellung beider Kristallinkomplexe einer Klärung näherzubringen.

3. Kalium-Argon-Datierungen an Glimmern

3.1. Beprobung

In den Jahren 1980 bis 1982 führte ich eine großräumige Beprobung der zentralen, östlichen und südlichen Schladminger Tauern durch. Dabei erwies sich der Einsatz ei-

nes PKWs als sehr zweckmäßig, weil für eine möglichst saubere Separation einer ausreichenden Menge von Glimmern aus fein- bis mittelkörnigen Gneisen und Glimmerschiefern verhältnismäßig große Proben (ca. 3–5 kg) erforderlich sind. Viele Proben stammen daher von Straßenaufschlüssen oder von Lokalitäten, die von den Verkehrswegen nicht weit entfernt sind. Eine Serie von Proben (SP 06 – SP 23) sammelte ich am Ostrand der Schladminger Tauern entlang eines Profils durch das Großsölk- und das Katschbachtal bis nordwestlich von Murau. Weitere Proben stammen aus den südlichen Schladminger Tauern (Lessachtal, Prebersüdstgrat, Umgebung von Krakau), aus dem Murtal (Predlitz, Ramingstein) und aus der Umgebung des Hochgollings in den zentralen Schladminger Tauern. Die genauen Probenlokalitäten sind der Tab. 1 a – d und der Beil. 11 zu entnehmen.

3.2. Mineralseparation

Die Proben wurden mit einem Backenbrecher und einer Stahlwalzenmühle zerkleinert und anschließend durch Trockensiebung in mehrere Korngrößenfraktionen geteilt. Aus der für die weitere Separation ausgewählten Fraktion (meist 0,15 – 0,3 mm oder 0,25 – 0,42 mm) wurden mittels eines Vibrationstisches (Type DR der Fa. RETSCH) Glimmerkonzentrate gewonnen. Bei größeren Probenmengen konnte mit einem Rollenmagnetscheider der Fa. CARPCO (Florida, USA) eine gute Voranreicherung erzielt werden. Durch wiederholtes Mahlen in Alkohol, Trocknen und Sieben wurden die Glimmerkonzentrate von Kornverwachsungen und Einschlüssen weitgehend befreit. Für die abschließende Trennung von Biotit und Hellglimmer diente der Magnet-Separator MS-4 (Min. Petr. Inst. Basel). Von den separierten Glimmern wurden Dauerstreupräparate angefertigt.

3.3. Analytik

3.3.1. Bestimmung der K-Gehalte

Die Messung der K-Gehalte erfolgte mit einem Atomabsorptionsspektrophotometer PERKIN-ELMER 300 am Petrologischen Institut der Universität Wien. Zur Eichung des Gerätes wurden verschiedene Verdünnungen der Alkali-Stammlösung Titrisol (Art. 9985 der Fa. MERCK) verwendet. Eine annähernd lineare Eichkurve ergab sich für K-Konzentrationen unter 2 mg/l. Die separierten Glimmer wurden in Flußsäure und Perchlorsäure aufgeschlossen und die gewonnenen Lösungen so stark verdünnt, daß ihre K-Konzentrationen im linearen Meßbereich lagen. Den Eich- und Probenlösungen wurde eine Cäsiumchlorid-Aluminiumnitrat-Pufferlösung nach SCHUH-KNECHT & SCHINKEL (Art. 2037 der Fa. MERCK) beigegeben. Zur Kontrolle der Ergebnisse diente der Standard-Muskovit Bern-4M, der unter den gleichen Bedingungen wie die anderen Proben aufgeschlossen und gemessen wurde.

3.3.2. Bestimmung der Ar-Isotopengehalte

Die Ar-Messungen erfolgten mit einem Zykloidenmassenspektrometer CMS 80 der Fa. BALZERS (Liechtenstein). Die Glimmerproben wurden durch induktive Hochfrequenzerhitzung geschmolzen und das Probengas mit Cu-CuO- und Ti-Gettern gereinigt. W. FRANK et al. (1977, S. 103) gaben eine Kurzbeschreibung der Ar-Anlage. Die folgenden technischen Daten wurden größtenteils dieser Publikation entnommen:

Vakuumsystem:

Turbomelekularpumpstand für die Aufschlußanlage,

Ionengetterpumpe für das Massenspektrometer.

Vakuum in der Aufschlußanlage: $2 - 5 \cdot 10^{-8}$ torr

Vakuum im Massenspektrometer: ca. $1 \cdot 10^{-8}$ torr

^{40}Ar -Partialdruck im Massenspektrometer: ca. $1 \cdot 10^{-10}$ torr

BALZERS-Zykloidenmassenspektrometer CMS 80:

Elektromagnet (max. 7000 Gauß) mit Hallsondenregelung.

Die Schlitzbreiten des Zykloidenblendensystems betragen 0,22 mm für den Eintrittspalt und 0,32 mm für den Austrittspalt; der Abstand der beiden Spalte beträgt 40 mm.

Breite der Peakplateaus: 5 – 8 Gauß

Abstand ^{36}Ar – ^{40}Ar : ca. 200 Gauß

Registrierung: Magnetfeldscan mit variabler Geschwindigkeit oder händische Einstellung; CARY-Vibrating-Reed-Elektrometerverstärker; Potentiometer-schreiber der Fa. PHILIPS.

Kalibrierung:

Als Spikegas diente hochangereichertes ^{38}Ar (Prof. SCHUMACHER, Bern).

Eichung der Spikemenge durch wiederholte Messungen des internationalen Glauconitstandards GLO, für den ein Wert von $24,69 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ } ^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{g}$ angegeben wird.

3.4. Berechnung der Modellalter

Nach der Empfehlung von R. H. STEIGER & E. JÄGER (1977) verwendete ich für die Altersberechnung die folgenden Konstanten:

Anteil von ^{40}K im natürlichen Kalium: 0,01167 Atom%

Zerfallskonstanten von ^{40}K :

$$\lambda (^{40}\text{K}_{\beta}) = 4,962 \cdot 10^{-10}/\text{y} \quad (\beta\text{-Zerfall zu } ^{40}\text{Ca})$$

$$\lambda (^{40}\text{K}_{\epsilon}) + \lambda (^{40}\text{K}_{\epsilon}) = 0,581 \cdot 10^{-10}/\text{y} \quad (\text{Zerfall zu } ^{40}\text{Ar})$$

$$\lambda (^{40}\text{K}) = 5,543 \cdot 10^{-10}/\text{y} \quad (\text{Für den Gesamtzerfall von } ^{40}\text{K})$$

In Tab. 1 a–d ist für die Glimmeralter ein analytischer Fehlerbereich angegeben:

$$\text{Max. Fehler} = \frac{\text{Alter (Mio. J.)} \times 5}{\% \text{ rad}} \\ (\text{Mio. J.})$$

3.5. Ergebnisse

Die K-Ar-Altersdaten der untersuchten Proben sind in Tab. 1 a–d dargestellt. Zur zusätzlichen Charakterisierung der separierten Hellglimmer werden neben der Korngröße auch die am Universaldrehtisch gemessenen Winkel der optischen Achsen (2Vx) angegeben.

Die K-Ar-Altersdaten der Hellglimmer von 19 Proben aus dem Wölzer Kristallin liegen zwischen 80 und 105 Millionen Jahren – mit einem deutlichen Häufigkeitsmaximum zwischen 86 und 90 Millionen Jahren. Auch die Alter der Hellglimmer eines Lessacher Phyllonits (Probe LT 06) liegen mit 79,1 bzw. 89,9 Mio. J. ungefähr im gleichen Bereich. Die Häufigkeitsverteilung dieser 21 Alter wird in Abb. 1 in Form eines Histogrammes dargestellt. Da das Häufigkeitsmaximum sehr scharf ausgebildet ist, dürften diese K-Ar-Modellalter wohl einem geologischen Ereignis (z. B. einer Metamorphose) entsprechen. Bei Mischaltern (z. B. durch Ar-Überschuß) wäre eine stärkere Streuung der Werte zu erwarten.

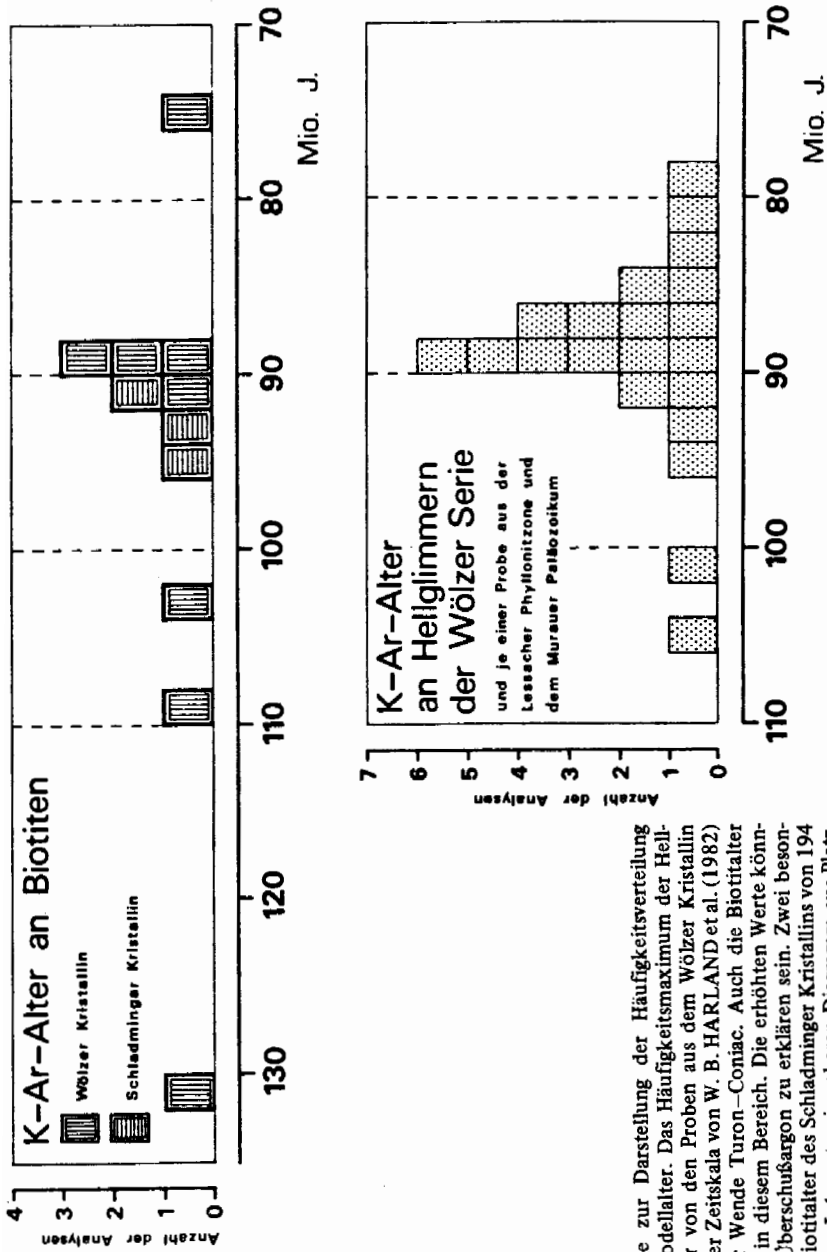


Abb. 1:
Histogramme zur Darstellung der Häufigkeitsverteilung der K-Ar-Modellalter. Das Häufigkeitsmaximum der Heiliglimmeralter von den Proben aus dem Wölzer Kristallin liegt nach der Zeitskala von W. B. HARLAND et al. (1982) etwa an der Wende Turon-Contiac. Auch die Biotitalter häufen sich in diesem Bereich. Die erhöhten Werte könnten durch Überschußargon zu erklären sein. Zwei besonders hohe Biotitalter des Schladminger Kristallins von 194 und 276 Mio. J. konnten im oberen Diagramm aus Platzmangel nicht dargestellt werden.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen (2V x in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/\text{rad}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
LT 06	Granatlimmersf.-Phyllonit Bodenmoosgraben/Lessach	Hellglimmer 0,15 - 0,3	40,4	3,83	12,04	83,39	79,1 ± 4,7
LT 08	Phyllit mit Gra, Bi u. Ctd Straßenaufschluß SE Ruine Turnschall	Hellglimmer 0,071 - 0,3	38,5	4,60	16,05	83,19	87,6 ± 5,3
PS 01	Granatlimmerschiefer Straße Tamsweg-Prebersee, SH 1310	Hellglimmer 0,15 - 0,25 Biotit 0,15 - 0,25	36,7	7,59	25,58	76,59	84,7 ± 5,5
PS 02	Glimmerquarzit Straße Prebersee-Moos, SH 1430, E Kohlergrube	Hellglimmer 0,15 - 0,3	33,5	8,12	33,88	92,82	104,3 ± 5,6
GP 02	Granatlimmerschiefer Prebersüdstgrat, SH 2060	Hellglimmer 0,25 - 0,42	35	6,87	25,36	91,21	92,5 ± 5,1
GP 04	Granatlimmerschiefer Prebersüdstgrat, SH 2310, Trogleiteneck	Hellglimmer 0,25 - 0,42 Hellglimmer 0,15 - 0,25	37,8	6,90	22,06	84,02	80,4 ± 4,8
Ra 01	Granatlimmerschiefer 100 m S vom letzten „n“ von Rantengraben	Hellglimmer 0,15 - 0,3 Biotit 0,15 - 0,3	37	7,43	26,73	84,08	90,2 ± 5,4
				7,10	37,73	92,21	131,7 ± 7,1

Tab. 1-a: K-Ar-Altersdaten von Proben aus dem Wölzer Kristallin und einer Probe aus der Lessacher Phyllonitzone (LT 06). Das mit einem * gekennzeichnete Alter des feinkörnigeren Hellglimmers der Probe GP 04 wurde im Histogramm der Abb. 1 nicht berücksichtigt, um GP 04 statistisch nicht überzubewerten.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen (2Vx in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
Et 01	Granatglimmerschiefer Straße zum Etrachsee, 100 m N Ulrichskirche, SH 1310	Hellglimmer 0,15 – 0,3 Biotit 0,15 – 0,3	37,7 —	6,92 5,29	24,38 18,63	89,24 75,38	88,4 ± 5,0 88,4 ± 5,9
Et 02	Glimmerquarzit Straße zum Etrachsee, ca. 250 m SE Ulrichskirche	Hellglimmer 0,15 – 0,3	34,9	8,00	32,00	94,16	100,1 ± 5,3
Gs 01	Granatmuskovitschiefer Straße Seebach – Krakaudorf, 700 m E Kote 1040	Hellglimmer 0,15 – 0,3	35,6	8,08	28,21	86,90	87,6 ± 5,0
Gs 02	Kalkglimmerschiefer mit Gra, Bi und Klzoi Predlitz, Turrachstraße	Hellglimmer 0,15 – 0,3	37,5	8,08	29,65	87,37	92,0 ± 5,3
Gs 03	Granatglimmerschiefer Burg Finstergrün/Ramingstein	Hellglimmer 0,15 – 0,3	36,1	8,78	29,95	84,52	85,7 ± 5,1
SP 06	Phyllitischer Gra.-Glsf. E-Ufer des Stausees Großsölk, SSW Hochsattler	Hellglimmer 0,15 – 0,3	37,4	7,62	27,04	67,87	89,0 ± 6,6
SP 08	Granatglimmerschiefer ca. 250 m NE Ödwirt	Biotit 0,25 – 0,43	—	5,84	17,29	32,26	74,6 ± 11,6
SP 09	Zweiglimmerschiefergneis 150 m SE Hansebner, SH 1030	Hellglimmer 0,15 – 0,3	38,2	7,69	29,11	90,10	94,8 ± 5,3
SP 10	Granatglimmerschiefer 500 m ENE Moditzer, SH 1055	Hellglimmer 0,25 – 0,43	37,8	7,51	25,84	56,93	86,4 ± 7,6

Tab. 1-b: K-Ar-Altersdaten von Proben aus dem Wölzer Kristallin. Abkürzungen siehe Tab. 1-a.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen ($2V_x$ in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/\text{rad}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
SP 11	Granatglimmerschf.-Phyllonit N Oberrain, SH 1055	Hellglimmer 0,25 – 0,43	37,8	7,24	24,17	64,32	83,9 ± 6,5
SP 12	Granatglimmerschiefer Bei Kote 1088 an der Straße	Hellglimmer 0,25 – 0,43	37,6	6,86	24,25	92,64	88,7 ± 4,8
SP 13	Granatglimmerschiefer Straßenaufschluß gegenüber vom Unholdinggraben	Biotit 0,25 – 0,43	—	5,98	24,75	59,29	103,4 ± 8,7
SP 14	Biotitreicher Zweiglimmerschiefergneis SH 1400 im Kamploch, ca. 500 m W Mautneralm	Hellglimmer 0,25 – 0,43 Biotit 0,25 – 0,43	36,6	7,77	27,35	74,42	88,3 ± 5,9
SP 17	Zweiglimmerschiefergneis Ca. 100 m NNW der Kapelle am Sölkpaß, SH 1795	Hellglimmer 0,25 – 0,43 Biotit 0,25 – 0,43	35,3	7,17	31,29	95,88	108,9 ± 5,7
SP 21	Zweiglimmerquarzit Straßenaufschluß 200 m SW Triebler, SH 1020	Hellglimmer 0,15 – 0,3 Biotit 0,15 – 0,3	33,5	8,04	28,21	63,17	86,4 ± 6,8
SP 23	Kalkglimmerschiefer Straße Ranten – Murau Abzweigung des Weges zum Eder, SH 870	Hellglimmer 0,25 – 0,43	27,2	7,26	25,86	50,68	89,9 ± 8,9
				9,12	32,69	94,47	88,1 ± 4,7
						91,23	89,4 ± 4,9
						63,59	89,9 ± 7,1

Tab. 1-c: K-Ar-Altersdatierungen von Proben aus dem Wölzer Kristallin. Abkürzungen siehe Tab. 1-a.

Probenbezeichnung	Gestein Probenlokalität	Separiertes Mineral Korngröße in mm	Winkel der opt. Achsen (2Vx in Grad)	% K	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ ($\text{cm}^3 \cdot 10^{-6}$ NTP/g)	% rad	Alter (Mill. Jahre)
KS 01	Granitgneis 200 m SSW Kesslerkreuz, WNW Sagschneider	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,29	26,48	82,26	91,1 ± 5,5
GP 11	Biotitgneis Prebergipfel, SH 2740	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,39	27,84	92,96	94,4 ± 5,1
OLT 01	Biotitplagioklasgneis 600 m W Hinteralmhütten SH 1560	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,26	57,73	87,65	193,7 ± 11,1
OLT 14	Lagenmigmatit (Bi.-Plag.-Gneis) Wasserfall ENE der Oberen Bacheralm, SH 1700	Biotit 0,15 – 0,3	—	7,28	27,02	88,18	93,0 ± 5,3
▲HGE03	Pegmatit Alterkar, SH 1950, 300 m SW Kote 1886	Kern eines ca. 40 mm großen Muskovits	39,5	8,63	125,38	94,73	339,6 ± 17,9
HGE 08	Pegmatit Gratlikar, 230 m E Kote 2442	Muskovit 0,42 – 1	40,9	8,44	93,68	97,67	265,1 ± 13,6
HGN 07	Phyllonitisierter Mu.-Quarzit SH 1800, E der Oberen Steinwenderalm (verf.)	Hellglimmer 0,15 – 0,25	41,1	8,01	26,53	80,10	83,2 ± 5,2
▲HGN11	Biotitamphibolit 400 m SSW Kote 1437, SH 1460 auf der Schutthalde	Biotit 0,42 – 1	—	7,64	88,60	94,92	276,0 ± 14,5
▲HGN15	Pegmatit E von der Talstation der Seil- bahn zur Gollinghütte	Muskovit 5 – 10	43,5	8,43	125,29	87,40	346,7 ± 19,8
HGW 04	Mu.-Chl.-Plag.-Gneis mit Biotitrelikten Beim „H“ von Hintere Zugrie- gelalm, SH 1770	Hellglimmer 0,42 – 1	36,6	7,66	90,83	94,98	281,8 ± 14,8

Tab. 1-d: K-Ar-Altersdaten von Proben aus dem Schladminger Kristallin. Die mit einem ▲ gekennzeichneten Proben wurden im Schutt gefun-
den, stammen aber höchstwahrscheinlich aus der näheren Umgebung des Fundortes. Abkürzungen siehe Tab. 1-a.

Nach der Zeitskala von W. B. HARLAND et al. (1982) fallen die Hellglimmeralter des Wölzer Kristallins in die Zeitspanne vom Alb bis ins tiefere Campan. Das Häufigkeitsmaximum der Alter entspricht etwa dem Turon–Coniac. Diese K-Ar-Modellalter können daher zwanglos als Abkühlungsalter der altpaläidischen Metamorphose gedeutet werden, wobei die Abkühlung wahrscheinlich durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und südpenninische Einheiten verursacht wurde.

An den Hellglimmern der Proben aus dem Schladminger Kristallin (Umgebung des Hochgollings) wurden vorwiegend variszische (d. h. jungpaläozoische) K-Ar-Alter ermittelt.

Zwei große Muskovitkristalle aus Pegmatiten ergaben die höchsten Alter, die mit 340 und 347 Mio. J. in das Unterkarbon fallen. Bei diesen Werten könnte es sich um magmatische Bildungsalter handeln, da Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Orthogneisen des ostalpinen Altkristallins vielfach ähnliche Alter ergaben: z. B. 350 Mio. J. für einen Metagranit des Seckauer Kristallins (S. SCHARBERT, 1981) und 336 ± 7 Mio. J. für einen Muskovitgranitgneis der Münstertaler Alpen (M. THÖNI, 1981, S. 135). Auch der Höhepunkt der variszischen Metamorphose des Ötztalkristallins wird von M. THÖNI (1982, S. 25) in diesem Zeitraum vermutet.

Zwei Hellglimmer der Korngröße 0,42 – 1,00 mm aus einem verschiefertem Pegmatit (Probe HGE 08) und einem Muskovit-Chlorit-Plagioklas-Gneis (Probe HGW 04) ergaben jüngere Alter, u. zw. 265 bzw. 282 Mio. J. An den Hellglimmern von sechs Proben aus dem Kristallin des Seekarspitzes, nördlich von Obertauern, ermittelte P. SLAPANSKY (freundl. pers. Mitteilung) im Rahmen seiner Dissertation K-Ar-Alter von 281 bis 307 Mio. J. Diese und die beiden zuvor genannten Alter fallen nach W. B. HARLAND et al. (1982) in den Zeitraum Oberkarbon–Unterperm. Es dürfte sich demnach um Abkühlungsalter der variszischen Metamorphose handeln. Für das niedrige Alter von 265 Mio. J. kann auch eine geringfügige alpidische Beeinflussung in Betracht gezogen werden.

Aus einem stark durchbewegten Muskovitquarzit, der innerhalb eines Plagioklasgneises nördlich vom Hochgolling auftritt, wurden Hellglimmer der Korngröße 0,15–0,25 mm separiert (Probe HGN 07). Sie ergaben ein K-Ar-Alter von 83 ± 5 Mio. J., das durch eine altpaläidische Verschieferung der hellen Orthogneise mit gleichzeitiger Hellglimmersprossung erklärt werden kann. Somit handelt es sich wahrscheinlich um das Mineralbildungsalter und nicht um das alpidische Abkühlungsalter eines voralpidisch kristallisierten Hellglimmers.

Die bis jetzt vorliegenden Daten zeigen recht deutlich, daß die alpidische Metamorphose in weiten Teilen des Schladminger Kristallins die K-Ar-Blockingtemperatur nicht überschritten hat – im Gegensatz zu den Wölzer Glimmerschiefern, wo dies der Fall war. Da das Schladminger Kristallin gegenüber dem Wölzer Kristallin heute eine liegende Position einnimmt, ist eine tektonische Deutung dieser Temperaturverteilung naheliegend: Im Bereich der Niederen Tauern müßten eine Inversion des ostalpinen Altkristallins (z. B. durch Stirneinrollung) und/oder deckentektonische Bewegungen zwischen dem Schladminger und dem Wölzer Kristallin angenommen werden. Außer dieser Annahme einer sog. „transportierten Metamorphose“ käme eine stark diskordante kretazische Aufwärmung des Altkristallins der Niederen Tauern mit nach W einfallenden Isothermen als Erklärung in Frage.

Die K-Ar-Alter der Biotite aus dem Schladminger und dem Wölzer Kristallin häufen sich um 90 Mio. J. (siehe Abb. 1), aber auch Mischalter kommen vor. Ein be-

sonders grobkörniger Biotit aus einem Biotitamphibolit des Schladminger Kristallins hat sogar ein variszisches K-Ar-Alter von 276 Mio. J. Für das Wölzer Kristallin wurden K-Ar-Biotitalter zwischen 75 und 132 Mio. J. ermittelt. Bei einer langsamen Abkühlung wäre zu erwarten, daß die Biotite niedrigere Alter als die Hellglimmer ergeben, da sie eine um ca. 50 bis 100°C tiefere K-Ar-Blockingtemperatur haben. Bei sechs Proben aus dem Wölzer Kristallin (PS 01, Ra 01, Et 01, SP 14, SP 17 und SP 21) wurden sowohl die Hellglimmer als auch die Biotite datiert. Mit Ausnahme der Probe Et 01, wo beide Glimmerarten ein Alter von 88,4 Mio. J. ergaben, wurden an den Biotiten immer erhöhte Alter festgestellt. Sie sind wohl auf einen spätmetamorphen Einbau von Überschußargon zurückzuführen.

4. Rubidium-Strontium-Datierungen an Glimmern

4.1. Auswahl der Proben

Um weitere Informationen über die Intensität und den zeitlichen Ablauf der alpidischen Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern zu erhalten, wurden einige der Glimmer, von denen bereits K-Ar-Daten bekannt waren, einer zusätzlichen Datierung mit der Rb-Sr-Methode unterzogen.

Da die Biotite in diesem Gebiet offenbar zum Einbau von Überschußargon neigen, sind die K-Ar-Biotitalter zur Beurteilung des Abkühlungsgeschehens kaum geeignet. Als sinnvolle Alternative bieten sich Rb-Sr-Biotitalter an, weil die Blockingtemperatur des Biotits für das Rb-Sr- und das K-Ar-System etwa gleich hoch ist (ca. 300°C).

Für die Rb-Sr-Datierungen wurden besonders sauber separierte, einschlußfreie Glimmer verwendet. Eine diesbezügliche Auswahl erfolgte durch die Begutachtung von Streupräparaten. Weiters sollten die Glimmer möglichst viel radiogenes aber wenig primäres Sr enthalten. Günstig sind daher Glimmer mit hohem Rb- und relativ niedrigem Sr-Gehalten. Mittels Röntgenfluoreszenzspektralanalyse wurden die Rb- und Sr-Gehalte der separierten Glimmer und der gemahlenden Gesamtgesteine semi-quantitativ beurteilt. Die nach diesen Kriterien ausgewählten Glimmer wurden schließlich im Ultraschallgerät mit bidestilliertem Wasser gereinigt. Durch wiederholtes Aufrühren und Dekantieren war es möglich, die Glimmer nahezu vollständig von Staubteilchen zu befreien.

Außer zwei Biotiten der Wölzer Glimmerschiefer und einem Biotit eines Schladminger Gneises wurde auch ein Hellglimmer aus einem Kalkglimmerschiefer des Murauer Paläozoikums datiert. Die Probenlokalitäten sind aus Abb. 2 ersichtlich.

4.2. Analytik

Die Bestimmung der Rb- und Sr-Isotopengehalte erfolgte mit der Isotopenverdünnungsmethode, wobei mit ^{84}Sr angereicherte bzw. hochangereicherte ^{87}Rb -Mischspikes (Oak Ridge Lab. bzw. National Bureau of Standards/Washington D. C.) verwendet wurden. Nach der Beigabe der Spikelösung wurden die Proben in Flußsäure und Salpetersäure aufgeschlossen und mit Salzsäure abgeraucht. Sr wurde über DOWEX-AG50X8-Ionenaustauscherkolonnen und Rb über Zirkoniumphosphat-Ionenaustauscherkolonnen eluiert.

Das für die Messungen verwendete Massenspektrometer VG ALDERMASTON MICROMASS M 30 besitzt einen Faraday-Käfig als Ionenauffänger und ein Cary-Digitalvoltmeter 401 als Verstärker. Während der Messung wurde das Gerät mit dem Computer Digital PDP 8/a 400 gesteuert (On-line-Messung). Dieser zeichnete auch die Ergebnisse auf.

Probenbezeichnung	Gesteinsart Separiertes Mineral (Korngröße in mm)	Rb (ppm)	^{87}Rb (ppm)	Sr (ppm)	^{87}Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ (ppm) %	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	Alter (Mio. J.)	Zweipunktisochrone (Glimmer - Total)
SP 14	Zweiglimmerschiefergneis	126	35,8	278	19,5	—	1,32275	0,72003	—	78,9
	Biotit (0,25–0,43)	483	137	3,2	0,365	0,156	462,542	1,2372	80 ± 3	
SP 17	Zweiglimmerschiefergneis	108	30,7	173	12,2	—	1,81807	0,72081	—	80,5
	Biotit (0,25–0,43)	460	130	4,5	0,451	0,153	310,497	1,07378	82 ± 4	
SP 23	Kalkglimmerschiefer	115	32,6	282	19,7	—	1,18467	0,7149	—	86,9
	Hellglimmer (0,25–0,43)	284	80,3	11	0,858	0,103	75,4026	0,8065	90 ± 15	
GP 11	Biotitgneis	67,2	19	292	20,2	—	0,66933	0,70968	—	87,4
	Biotit (0,15–0,3)	322	91,2	5,8	0,51	0,113	163,216	0,91159	87 ± 7	

Tab. 2: Rb-Sr-Daten von Gesamtgesteinen und separierten Glimmern. Die Proben SP 14 und SP 17 stammen aus der Wölzer Serie (500 m W Mautneralm bzw. Sölkpaß), Probe SP 23 stammt aus dem Murauer Paläozoikum (ca. 5 km NW Murau) und Probe GP 11 aus dem Schladminger Kristallin (Prebergipfel). Die Einzelalter der Glimmer (zweite Spalte von rechts) wurden mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0,710 gerechnet.

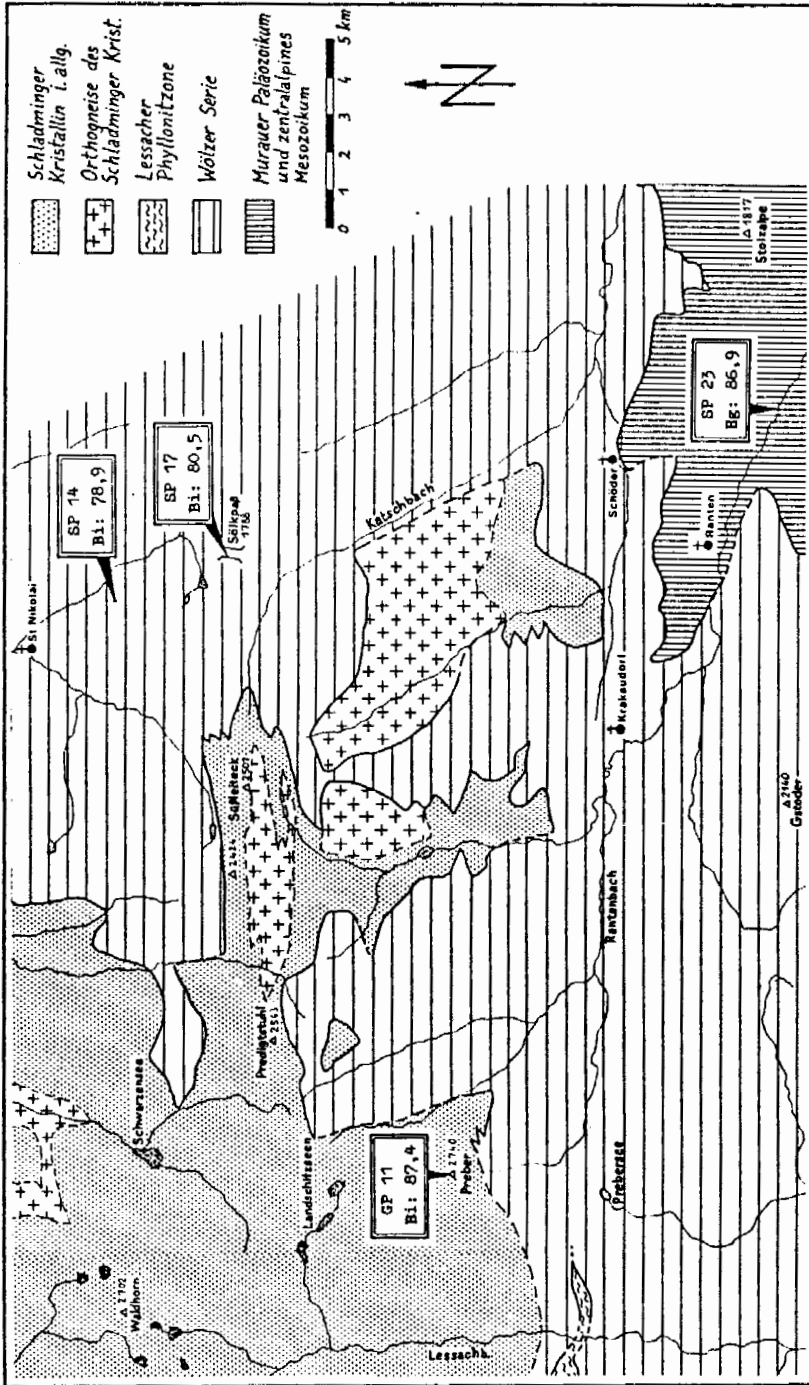


Abb. 2: Die Fundpunkte der Proben, an denen die Rb-Sr-Daten der Tab. 2 ermittelt wurden. Unter der Probenbezeichnung stehen das jeweils datierte Mineral (Bi = Biotit; Hg = Heiliglimmer) und sein gegen das Gesamtgestein korrigiertes Rb-Sr-Alter.

4.3. Berechnung der Modellalter

Für die Altersberechnung wurden die folgenden Konstanten verwendet (siehe R. H. STEIGER & E. JÄGER, 1977):

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

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

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

Atomares Rb-Isotopenverhältnis: $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$

Die Rb-Sr-Alter der Glimmer wurden als Einzelalter (gegen ein angenommenes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0,710) und als Zweipunktisochronen (Glimmer-Gesamtgestein) berechnet.

Der Fehler Δt der Glimmereinzelalter wurde wie folgt berechnet (siehe J. C. HUNZIKER & P. BEARTH, 1969).

$$\Delta t [\text{Mio. J.}] = \pm \frac{a + b}{c \times 100} \times \text{Alter} [\text{Mio. J.}]$$

wobei $a = ^{87}\text{Sr}$ gemessen
 $= ^{87}\text{Sr}$ gewöhnlich + ^{87}Sr radiogen + ^{87}Sr Spike
 $b = ^{87}\text{Sr}$ gewöhnlich
 $c = ^{87}\text{Sr}$ radiogen

Die auf diese Weise berechneten Analysenfehler beinhalten nicht die ungenaue Kenntnis der Zerfallskonstante von ^{87}Rb .

4.4. Ergebnisse

In Tab. 2 sind die Rb-Sr-Analysendaten von vier Proben und die daraus berechneten Glimmeralter dargestellt. Die Probenfundpunkte sind aus Abb. 2 sowie aus den Tab. 1-c und 1-d ersichtlich. Die Proben SP 14 und SP 17 stammen aus der Wölzer Serie (500 m westlich Mautneralm bzw. Sölkpaß), Probe SP 23 stammt aus dem Murauer Paläozoikum (ca. 5 km NW Murau) und Probe GP 11 aus dem Schladminger Kristallin (Prebergipfel).

Die zwei korrigierten Rb-Sr-Alter von Biotiten der Wölzer Glimmerschieferserie (Proben SP 14 und SP 17) liegen bei etwa 80 Mio. J. Sie sind um 9 bzw. um 6 Mio. J. niedriger als die K-Ar-Hellglimmeralter der selben Proben (vergleiche Tab. 1-c und Tab. 2) und um über 8 Mio. J. niedriger als der Durchschnitt der K-Ar-Alter von Hellglimmern der Wölzer Serie. Wie schon erwähnt wurde, ergaben die K-Ar-Datierungen an den Biotiten erhöhte Werte (Ar-Überschuß).

Das vorerst einzige Rb-Sr-Biotitalter aus dem Schladminger Kristallin wurde an einem Biotitgneis vom Gipfel des Prebers ermittelt (Probe GP 11). Mit 87 Mio. J. ist es um 7 Mio. J. niedriger als das K-Ar-Biotitalter der selben Probe.

Ein Hellglimmer aus einem Kalkglimmerschiefer des Murauer Paläozoikums (Probe SP 23) hat ein Rb-Sr-Alter von 87 Mio. J. Sein K-Ar-Alter liegt bei 90 Mio. J.

5. Metamorphose

5.1. Schladminger Kristallin

5.1.1. Voralpidische amphibolitfazielle Metamorphose

Die von A. SCHEDL (1981, S. 40–41) westlich des Schnabelkars gefundenen Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith belegen

eine alte amphibolitfazielle Metamorphose (medium-grade metamorphism nach H. G. F. WINKLER, 1976). Bei einem angenommenen Mindestdruck (P_{H_2O}) von 4 kbar (das entspricht einer Krustentiefe von ca. 15 km) ist für die Bildung von Staurolith eine Mindesttemperatur von etwa 540°C erforderlich (siehe H. G. F. WINKLER, 1976, S. 77–79, Fig. 15-2). Bei Drucken unter 4 kbar, die bei einer amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose kaum zu erwarten sind, kann Staurolith schon bei etwas niedrigeren Temperaturen gebildet werden (ca. 520°C bei 2 kbar).

Auch die Anwendung verschiedener Granat-Biotit-Geothermometer auf Biotitgneise des Schladminger Kristallins lieferte amphibolitfazielle Temperaturen (siehe A. SCHEDL, 1981, S. 81–83). An drei Biotitgneisproben analysierte SCHEDL mit der Elektronenstrahlmikrosonde Berührungsparagenesen von Granat und Biotit. Die Eintragung der Verhältnisse $Mg/Mg+Fe+Mn$ der koexistierenden Granate und Biotite in das Diagramm von L. PERCHUK (1967) ergab Temperaturen von ca. 570 bis 625°C. Die Auswertung der selben Granat- und Biotitanalysen nach den Kalibrierungen von P. B. THOMPSON (1976) und von D. S. GOLDMANN & A. L. ALBEE (1977) ergab 550–605°C bzw. 535–560°C.

Anorthitgehalte der Plagioklase des westlichen Schladminger Kristallins (Preuneggatal) wurden von H. P. FORMANEK (1964, S. 40–41 u. Abb. 2) mit dem Leitz-Universaldrehtisch gemessen: Die Anorthitgehalte der unzersetzten Plagioklase aus Biotitgneisen, Amphiboliten und intermediären Orthogneisen zeigen ein deutliches Häufigkeitsmaximum zwischen 22 und 28 %; die höchsten Anorthitgehalte liegen um 30 %. Hornblende und Oligoklas erscheinen in mafischen Gesteinen schon bei etwas niedrigeren Temperaturen als Staurolith in Metapeliten (siehe C. WENK & F. KELLER, 1969). Für die Umwandlung von Albit-Epidot-Amphiboliten in Oligoklas-Amphibolite (An-Gehalt über 17 %) nimmt H. G. F. WINKLER (1976, S. 166, S. 288 f., Fig. 15-2) Temperaturen knapp über 500°C an. Die voralpidischen Mineralparagenesen der Amphibolite des Schladminger Kristallins (Hornblende + Oligoklas ± Quarz ± Almandin ± Biotit) entsprechen der Almandin-Amphibolitfazies.

In den migmatisierten Bereichen im Gebiet der Hochwildstelle (2747 m) beobachtete E. H. WEISS (1958, S. 83–86, 90, 94–96) eine sehr häufige Biotitisierung der Hornblendene. Auf S. 90 beschrieb er diese Umwandlung wie folgt: „Die durch eine Kalizufuhr erklärable Biotitbildung bewirkte eine Auflösung der Hornblende in Biotit und Epidot. Es entstanden daher sämtliche Übergänge von Hornblendeschiefergneisen zu Biotitschiefergneisen“. WEISS beschrieb auch Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende. In den migmatisierten Bereichen der zentralen Schladminger Tauern (Klafferkesel-Zwerfenbergsee) konnte ich ebenfalls eine beginnende Biotitisierung der Hornblendene beobachten. In den Hornblendene bildeten sich (z. B. entlang von Rissen) Biotite mit Erz- und Epidotmikrolithen. Da ich diese Umwandlung nur aus den relativ grobkörnigen Amphiboliten der Migmatitbereiche kenne, halte ich sie für voralpidisch.

Die Sagenitgitterung der Biotite ist vielleicht auch dem voralpidischen Geschehen zuzuordnen. Der Biotit der Amphibolitprobe HGN 11 zeigt im Streupräparat eine besonders intensive Sagenitgitterung (Taf. 1, Fig. A). Das K-Ar-Alter dieses Biotits beträgt 276 ± 15 Mio. J. Zumindest für diese Probe halte ich ein voralpidisches Alter der Sagenitgitterung für möglich, da es ziemlich unwahrscheinlich ist, daß Ti in alpidischer Zeit im Kristallgitter des Biotits diffundieren konnte, ohne daß ein Teil des chemisch ungebundenen Ar aus dem Mineral bzw. Gestein entweichen konnte.

Die Serpentinisierung der Ultramafitite (Klafferkesel, Greifenberg, Federweißchartl) führte zur Bildung von Antigorit, Talk und Tremolit. Diese Mineralparagenese ist bis in den Bereich der unteren Amphibolitfazies stabil. Bei einem P_{H_2O} von 7 kbar ist Antigorit bis ca. $600^{\circ}C$ und bei einem P_{H_2O} von 5 kbar bis ca. $580^{\circ}C$ stabil (siehe B. W. EVANS & V. TROMMSDORFF, 1970). Eine voralpidische Serpentinisierung ist durchaus denkbar.

Die bis jetzt verfügbaren K - Ar - Alter von Hellglimmern aus dem Schladminger Kristallin weisen vor allem auf die variszische Metamorphose hin (siehe Kap. 3.5.). Die an grobkörnigen Muskoviten zweier Pegmatitproben (HGE 03 und HGN 15) ermittelten K-Ar-Alter von 340 ± 18 bzw. 347 ± 20 Mio. J. (Unterkarbon) könnten dem Intrusionsalter dieser Pegmatite entsprechen, zumal eine von S. SCHARBERT (1981) durchgeführte Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierung an einem Zweiglimmer-Metagranit des Seckauer Kristallins ein ähnliches Alter ergab, und zwar 354 ± 16 Mio. J. Es ist nicht anzunehmen, daß die Pegmatitmagmen in ein wesentlich kühleres Nebengestein intrudierten. Man bedenke, daß die Pegmatitgänge meistens nur wenige dm mächtig sind. Zur Zeit der Pegmatitbildung herrschten im Schladminger Kristallin höchstwahrscheinlich schon amphibolitfazielle Temperaturen. Die Abkühlung erstreckte sich dann über einen sehr langen Zeitraum:

- 2 Rb-Sr-Hellglimmeralter aus dem Seckauer Kristallin, das wahrscheinlich eine ähnliche tektonische Stellung einnimmt wie das Schladminger Kristallin: 331 ± 7 und 329 ± 12 Mio. J. (S. SCHARBERT, 1981).
- 8 K-Ar-Hellglimmeralter aus dem Schladminger Kristallin: 307 bis 265 Mio. J. (P. SLAPANSKY, E. HEJL).

5.1.2. Alpidische Grünschieferfazies (Diaphthorese)

5.1.2.1. Mineralumwandlung und -neubildungen

(1) Die Chloritisierung der Granate beginnt am Rand oder an Rissen der Granate und führt manchmal zur vollständigen Pseudomorphosierung. Auch die stärker durchbewegten Phyllonite enthalten oft undeformierte Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat, die als sehr gut erhaltene Formrelikte ausgebildet sind. Man kann daraus schließen, daß die Chloritisierung der Granate erst nach der Phyllonitierung erfolgte. Auch H. P. FORMANEK (1964, S. 45) beschrieb Chloritpseudomorphosen nach Granat. In extrem tektonisch beanspruchten Amphiboliten beobachtete er allerdings eine Einbeziehung des aus Granat gebildeten Chlorits in das rekristallisierte Grundgewebe (Aktinolith, Epidot, Albit, Chlorit u. a.).

Die aus Granat gebildeten Chlorite haben eine blaßgrüne Eigenfarbe, sind meistens optisch fast isotrop oder zeigen anomal dunkelbraune Interferenzfarben (negativer Charakter der Hauptzone 1'); Chlorite mit anomal blauen Interferenzfarben sind in den Pseudomorphosen nach Granat selten zu beobachten. Mehrere Lichtbrechungsvergleiche von Chlorit und Hellglimmer (Beckesche Lichtlinie) ergaben, daß die Lichtbrechung des Chlorits durchwegs höher ist. Demnach handelt es sich um Mg-Fe(II)-Chlorite, wahrscheinlich um Fe-Rhipidolith (Prochlorit); siehe W. E. TRÖGER (1971, Tab. S. 118 oben, Teil 1, Bestimmungstabellen).

(2) Durch die teilweise Chloritisierung des Biotits entstanden streifige Parallelverwachsungen von Biotit und neugebildetem Chlorit. Manchmal kam es zur vollständigen Pseudomorphosierung. Im Chlorit einer Metagranitprobe aus dem Schladminger Untertal (Schutt unter der Felswand östlich Kote 1045

(Jagdhaus), Sh. 1130 m) ist das Sagenitgitter des ehemaligen Biotits noch deutlich zu erkennen.

Je nach dem Chemismus des Biotits entstanden magnesium- oder eisenreichere Chloritvarietäten. Aus den zimtbraunen Biotiten der Biotitplagioklasgneise und Migmatite bildeten sich meistens Chlorite, die optisch fast isotrop sind, oder solche mit anomal braunen Interferenzfarben und einem negativen optischen Charakter der Hauptzone 1': Es handelt sich um Mg- oder Mg-Fe-Chlorite. Aus den grünbraunen (eisenreicheren ?) Biotiten bildeten sich relativ hoch lichtbrechende Chlorite mit anomal blauen Interferenzfarben und positivem optischen Charakter der Hauptzone 1': Es könnte sich um Aphrosiderit handeln.

Der aus Biotit gebildete Chlorit enthält oft feinste Einschlüsse von opaken Mineralen und Titanit (teilweise schichtparallele Leukoxenspindeln), die erst bei der Chloritisierung gebildet wurden. Der Chlorit übernahm aber auch die Einschlüsse des ehemaligen Biotits (z. B. Sagenit und Opakes).

Das bei der Chloritisierung des Biotits freigesetzte Kalium (bzw. K_2O) könnte die Bildung von Serizitmikrolithen im Plagioklas ermöglicht haben.

- (3) Bei den Füllungs-mikrolithen der Plagioklase handelt es sich um (Klino-)Zoisit und/oder Serizit in wechselndem Mengenverhältnis. Es konnten verschiedene Füllungstypen mit Übergängen unterschieden werden.

Die teilweise mehrere mm großen Plagioklase der Granit- und Granodioritgneise sowie der Schachbrettalbit-Gneise sind ziemlich gleichmäßig mit Hellglimmer- und (Klino-)Zoisitkristallen besetzt, wobei die Mikrolithen bei starker Vergrößerung immer als einzelne Körner oder Blättchen erkennbar sind. Manche Plagioklase haben einen füllungsfreien Randsaum. Die Plagioklasgrundmasse, deren Lichtbrechung deutlich niedriger als die von Quarz ist, besteht offenbar aus Albit.

In den Biotitplagioklasgneisen, Lagenmigmatiten und Augenplagioklasgneisen sind die Plagioklase meistens ungleichmäßig (wolkig) und/oder randlich entmischt. Serizit ist immer reichlich vorhanden, oft dominiert er mengenmäßig gegenüber (Klino-)Zoisit.

In den mächtigen Plagioklasamphiboliten des Gebietes Hochgolling – Obere Gamsenalp besteht die Fülle der Plagioklase vorwiegend aus Zoisit oder Klinozoisit. Neben einzelnen, deutlich erkennbaren (Klino-)Zoisitkörnern gibt es sehr feinkörnige, manchmal auch büschelige Zoisitaggregate (mit gerader Auslöschung, wenn einzelne Nadeln erkennbar sind), die die Plagioklas- bzw. Albitsubstanz weitgehend verdrängt haben. Serizit ist in den Plagioklasamphiboliten nur in sehr kleinen Mengen vorhanden. In den relativ kleinen Grobkornamphibolitkörpern der Migmatitgebiete sind Serizitfüllungsmikrolithen aber recht häufig.

Es erhebt sich nun die Frage, woher das für die Bildung der Serizitmikrolithen erforderliche Kalium stammt. Während der grünschieferfaziellen, alpidischen Metamorphose kommen im Schladminger Kristallin zwei Mineralumwandlungen als „Kalium-Lieferanten“ in Frage: die Chloritisierung des Biotits und die offenbar metasomatische Bildung von Schachbrettalbit. Die Beobachtung, daß Serizitmikrolithen in den Plagioklasen größerer Amphibolitkomplexe wesentlich seltener sind als in den mehr oder weniger stark chloritisierten Biotitgneisen, spricht für eine eher kleinräumige alpidische Kaliumdiffusion in den zentralen Schladminger Tauern. Auch A. SCHEDL (1981, S. 14 und 39) beobachtete in den Plagioklasen der Amphibolite vorwiegend Klinozoisit, in den Plagioklasen der Biotitgneise aber vorwiegend Serizit.

- (4) Junge (alpidische) Albitblasten (Ballenalbite bzw. Plag I nach CH. EXNER, 1949) sind im Schladminger Kristallin selten. Als solche sind wohl die bis ca. 0,5 mm großen Albitrundlinge, die ich nordöstlich der Pölleralm in einem Biotit-Prasinit fand, anzusprechen: Sie sind größtenteils unverzwilligt (manche haben ein paar Zwillinglamellen) und nur mit wenig Hellglimmer gefüllt; der Anorthitgehalt liegt zwischen 0 und 6 %.

H. P. FORMANEK (1964, S. 40) beschreibt aus einem Albitgranitgneis der „Grenzzone Kristallin-Unterostalpin“ 0,5 bis 4 mm große, unverzwilligte, xenomorphe Albitporphyroblasten (mit 0 – 5 % An), die neben alten, meist zerbrochenen Plagioklasen und Schachbrettalbiten vorkommen.

- (5) Schachbrettalbit ist aus dem Schladminger Kristallin schon seit längerer Zeit bekannt: Siehe z. B. K. VOHRZYKA, 1957, S. 11 f.; E. H. WEISS, 1958, S. 87 ff.; H. P. FORMANEK, 1964, S. 42; G. ZEZULA, 1976, S. 158; A. SCHEDL, 1981, S. 31.

Ich fand Schachbrettalbit in vier Proben von drei Lokalitäten:

- Probe ZB 02: Schachbrettalbit-Plagioklas-Zweiglimmer-Flasergneis.
Lokalität: Abfluß des Zwerfenbergsees.
- Probe HGN 17: Schachbrettalbit-Plagioklas-Serizit-Flasergneis.
Lokalität: unmittelbar N' Huberalm (Kote 1639), NNW' Klafferkessel.
- Proben KS 01 und KS 04: Schachbrettalbit-Plagioklas-Zweiglimmer-Flasergneis.
Lokalität: kleine Felsstufe W' und SW' Kesslerkreuz (Kote 989) im Kleinsölkthal.

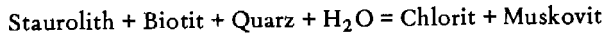
Die vier Proben sind sich lithologisch sehr ähnlich. Es handelt sich durchwegs um relativ stark verschieferte, vormalig granitoide Flasergneise mit stark gefüllten Plagioklasen (Klinoisit und Serizit) und feinschuppigen Hellglimmerschmitzen (\pm Biotit), aber ohne stofflich erhaltenen Kalifeldspat.

Der Schachbrettalbit bildet bis ca. 4 mm große, xenomorphe (Porphyro-)Blasen (in Probe ZB 02 nur bis 1,5 mm ϕ) mit einheitlicher Lichtbrechung (kleiner als die von Quarz) und typisch fleckiger Auslöschung (siehe Taf. 1, Fig. B). Rundliche, glatt auslöschende Tropfenquarze und gefüllte Plagioklase mit füllungsfreien Rändern kommen als Einschlüsse vor. Kleine Epidot- und Hellglimmereinschlüsse sind selten; im Schachbrettalbit eingeschlossene (sekundäre ?) Serizitnester beobachtete ich nur in Probe HGN 17.

Das Auftreten von Schachbrettalbit in serizitreichen Flasergneisen ohne stofflich erhaltenen Kalifeldspat verleitet mich zu der Annahme, daß die Albitisierung des Kalifeldspates und die Serizitsprossung ursächlich zusammenhängende, alpidische Ereignisse sind. Das aus dem Feldspat freigesetzte Kalium könnte die Serizitbildung ermöglicht haben, zumal der Biotit in diesen Proben fast gar nicht chloritisiert ist. Diese Hypothese bedarf allerdings noch einer eingehenden Überprüfung.

In Flasergneisen, Porphyrgneisen, Augengneisen und Metagraniten aus dem Gebiet der Hochwildstelle beobachtete E. H. WEISS (1958, S. 99 ff.) Übergänge von Haufenperthit zu Schachbrettalbit. Auch die von ihm beschriebenen Gesteine enthalten reichlich Serizit – zumindest als Füllungsmikrolithe im Plagioklas.

- (6) Serizit-Chlorit-Pseudomorphosen nach Staurolith fand A. SCHEDL (1981, S. 40 f.) westlich des Schnabelkars in einem retrograd überprägten Biotitgneis. In den Pseudomorphosen sind weder Staurolithreste noch Chloritoid vorhanden. Da der Biotit weitgehend chloritisiert ist (und somit K für die Serizitbildung lieferte), kann die Pseudomorphosierung des Stauroliths durch die folgende Reaktion erklärt werden:



Experimentell ermittelte Gleichgewichtsbedingungen nach G. HOSCHEK (1969):

540° ± 15°C bei 4 kbar P_{H₂O}

565° ± 15°C bei 7 kbar P_{H₂O}

- (7) **Chloritoid** beschreibt A. SCHEDL (1981, S. 59–61) aus einem derben, kaum geschieferten Quarzit von der Steilstufe nordöstlich der Greimeisteralm (Znachbachtal). SCHEDL zählt den Quarzit zum Serienbestand des Schladminger Kristallins. Der Chloritoid bildet rosettenförmige Aggregate, die teilweise mit Hellglimmer und Chlorit verwachsen sind. Möglicherweise handelt es sich um Pseudomorphosen nach Staurolith.

In einem Gehängeschuttkegel an der Ostflanke des Kleinen Gurpitschecks (bei der Abzweigung des Güterweges von der Talstraße, NW' Forsthaus Grankler im Weißpriachtal) fand CH. EXNER (1980, S. 179) Lesesteine von Staurolith-Chloritoid-Granat-Zweiglimmerschiefer mit 2 cm langen und 4 mm breiten Pseudomorphosen nach Staurolith. Die Pseudomorphosen bestehen aus feinschuppigem, sperrigem Hellglimmer, Chlorit, Chloritoid, 1,5 mm großen Staurolithresten, Opazit und Quarz.

- (8) Eine eindeutige **Chloritisierung von Hornblende** konnte ich in manchen Grobkornamphiboliten des Gebietes Klafferkesel-Zwerfenbergsee beobachten: An Rissen in tektonisch beanspruchten Hornblenden bildete sich Chlorit mit winzigen Epidoteinschlüssen. Einige der sekundären Chlorite beinhalten auch kleine Einschlüsse von Titanit und/oder Leukoxen.

Der aus Hornblenden gebildete Chlorit ist durch anomal graubraune, relativ helle Interferenzfarben und einen negativen optischen Charakter der Hauptzone 1' gekennzeichnet. Somit handelt es sich um einen relativ eisenarmen Chlorit (Klinochlor, Grochaut oder Mg-Rhipidolith).

- (9) Eine randliche Umwandlung der olivgrünen bis bläulichgrünen Hornblende (Magnesio-Hornblende und tschermakitische Hornblende) in blasse **aktinolithische Hornblende** beschreibt A. SCHEDL (1981, S. 14, 72 ff. und 129). Er konnte die randlichen Aktinolithbildungen auch mit der Elektronenstrahlmikrosonde nachweisen.

In einem Plagioklasamphibolit des oberen Lessachtales (ca. 500 m westlich der Oberen Bacheralm) wurde die alte Hornblende entlang von Mikrokluftten metasomatisch in blaßgrünen, wahrscheinlich aktinolithischen Amphibol umgewandelt.

5.1.2.2. Beurteilung der Metamorphosetemperatur

Die Neubildung von Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe im Zuge der Diaphthorose zeigt, daß das Schladminger Kristallin während der alpidischen Metamorphose die Bedingungen der Grünschieferfazies erreichte: Zoisit und Klinozoisit bilden Füllungsmikrolithen im Plagioklas, Hornblende wurde teilweise in Chlorit, Epidot und Titanit umgewandelt. Somit ist für die alpidische Metamorphose eine Mindesttemperatur von ca. 300°C anzunehmen. Die Stabilitätsbedingungen der Hornblende (Temperaturen über 500°C nach H. G. F. WINKLER, 1976, S. 238, Fig. 15–2) wurden in alpidischer Zeit offenbar nicht mehr erreicht.

Weitere Hinweise auf die alpidischen Metamorphosetemperaturen liefern die K-Ar-Alter der Glimmer: Nach den Erfahrungen von M. THÖNI (1982, S. 23) im ostalpinen Altkristallin westlich des Tauernfensters tritt eine vollständige und regionale Verjüngung der Hellglimmer (K/Ar) ab ca. 420–450°C ein; für eine totale Verjüngung

der Biotite (K/Ar) reichen schon Temperaturen von etwa 370–400°C. Die variszisch kristallisierten Hellglimmer des Schladminger Kristallins wurden offenbar nicht entscheidend verjüngt (siehe S. 302). Auch zwei Biotite lieferten recht hohe Alter von 276 und 194 Mio. J. Demnach erreichten weite Teile des Schladminger Kristallins während der alpidischen Metamorphose nur die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies - schätzungsweise 300 bis 400°C.

5.2. Wölzer Kristallin

5.2.1. Voralpidische Metamorphose

Mehrere Funde von Staurolith (\pm Disthen) aus den südlichen, meist mittel- bis grobkristallinen Anteilen der Wölzer Glimmerschiefer belegen eine amphibolitfazielle Metamorphose:

- F. ANGEL (1924, S. 229) erwähnte Pseudomorphosen von „Schüppchen-Muskovit und Chlorit“ nach ehemaligem Staurolith in Granatglimmerschiefern des oberen Murgebietes (Turrachgraben, Preberseegraben). Es fehlen genaue Fundortangaben.
- K. METZ (1976, S. 52 einschl. Fußnote) erwähnte Funde von Staurolith und Disthen aus grobkristallinen, flatschigen Granatglimmerschiefern der Bereiche Oberzeiring–Lachtal, nördlich St. Georgen an der Mur, nördlich und nordwestlich Oberwölz/Greimberg. Es fehlen genaue Fundortangaben.
- R. SCHIMANA (pers. Mitteilung) fand Staurolith und Staurolithpseudomorphosen in den mittel- bis grobkristallinen, dunklen Glimmerschiefern nördlich und westlich von Oberzeiring. Eine seiner Proben (Gellsee W' Oberzeiring) enthält Serizitaggregate, die Disthen- und Staurolithaufwerke beinhalten. Die Untersuchungen wurden als Vorarbeit am Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt.
- S. SCHARBERT (pers. Mitteilung) fand Staurolith in einem albitreichen Glimmerschiefer oder Schiefergneis am Bergkamm nordöstlich von Pusterwald.

Da manche Staurolithe vollständig pseudomorphosiert wurden (Serizit \pm Chlorit), ist eine voralpidische (variszische) Staurolithblastese anzunehmen. Außerdem konnte R. SCHIMANA (freundl. pers. Mitt.) aus dem Deformationsbild ein etwa gleichzeitiges Wachstum von Staurolith und einer alten Granatgeneration (Sterngranat) ableiten. Dieser ältesten Granatgeneration (Gt₁) werden zwei jüngere gegenübergestellt; die jüngste (Gt₃) ist vielleicht alpidisch.

Für den nördlichen Abschnitt der Wölzer Glimmerschiefer (gegen die Grenze zu den Ennstaler Phylliten) ist eine amphibolitfazielle Metamorphose nicht nachweisbar. Dieser Bereich wird vor allem von den feinkristallinen Glimmerschiefern des sog. Planertypus und von chloritführenden Hornblendeschiefern eingenommen (siehe K. METZ, 1980, S. 6–8). Staurolith oder dessen Pseudomorphosen sind aus dem Planertypus nicht bekannt. Wahrscheinlich hat die variszische Metamorphose in diesem Bereich nur die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (Albit-Epidot-Amphibolitfazies) erreicht.

Die hypothetischen Gleichgewichtstemperaturen, die an Granat-Biotit-Paren von Glimmerschiefer- und Schiefergneisproben aus dem Großsölketal ermittelt wurden (Dissertation von E. HEJL, 1983, S. 73–81), sprechen ebenfalls für eine Abnahme des Metamorphosegrades von S nach N: Die Temperaturen von ca. 540 bis 600°C (bei einem angenommenen Druck von 5 kbar), die an den Proben SP 13 und SP 14 aus dem Bereich St. Nikolai–Mautneralm ermittelt wurden, entsprechen den Bedingungen der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose. Für die Proben SP 08

und SP 09 aus dem nördlicheren Bereich der Ortschaft Fleiß ergaben sich nur Temperaturen von ca. 480 bis 550°C (oberste Grünschieferfazies bis beginnende Amphibolitfazies). Bei den untersuchten Proben (SP 08, 09, 13 und 14) handelt es sich um mittel- bis relativ grobkristalline Typen der Wölzer Glimmerschiefer. Von den feinschuppigen und biotitarmen Glimmerschiefern des Plannertypus sind noch keine Granat-Biotit-Gleichgewichtstemperaturen verfügbar.

Das südliche Wölzer Kristallin im Bereich der Marmorzüge von Bretstein und Oberzeiring enthält Schwärme von Pegmatiten. An einem Muskovit aus einem unverschiferten Pegmatitkörper zwischen Möderbrugg und Pusterwald bestimmten E. JÄGER & K. METZ (1971) ein Rb-Sr-Einzelalter von 257 Mio. J. (umgerechnet auf die neue Zerfallskonstante $\lambda (^{87}\text{Rb}) = 1,42 \times 10^{-11}/\text{y}$). Neueste noch unpublizierte Rb-Sr-Datierungen von S. SCHARBERT (mündl. Mitt.) ergaben für die Pegmatite ein Alter von etwas über 240 Mio. J. Aus der Sauerstoffisotopenfraktionierung ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) zwischen Quarz und primärem Granat ermittelte S. SCHARBERT Temperaturen von 520 bis 570°C. Die Pegmatite wurden wahrscheinlich während dem Höhepunkt der voralpidischen Metamorphose gebildet. Demnach wäre die Hauptmetamorphose als spätvariszisch anzusprechen.

Die zwischen Tamsweg und Lessach vorkommenden Chloritoid führenden Phyllite sind primär feinkörnige, grünschieferfazielle Gesteine, die nie die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht haben. Nach H. G. F. WINKLER (1976, S. 212 f.) schließen sich Biotit und Chloritoid gegenseitig aus. In Probe LT 08 sind aber Biotit und Chloritoid an den Basisflächen (001) sandwichartig verwachsen (Biotit-Chloritoid-Biotit) – sie scheinen sich im Gleichgewicht befunden zu haben. Wahrscheinlich war der Chlorit nicht primär vorhanden, sondern bildete sich sekundär aus Biotit, Chloritoid und Almandin.

5.2.2. Alpidische Metamorphose

Die teilweise Chloritisierung von Granat und Biotit sowie die Pseudomorphosierung mancher Staurolithe sind wahrscheinlich Auswirkungen der altpidischen Metamorphose. In den Glimmerschiefern mit Stauchfaltung (Typus Preber) wurde der sekundäre Chlorit häufig im Druckschatten der Granate angereichert oder in das Schieferungs-s verschleppt, konnte aber im allgemeinen zu sperrigem Querchlorit rekristallisieren. Bezüglich der jungen Stauchfaltung kristallisierte der Chlorit demnach syn- bis postkinematisch. Wenn die Chloritisierung von Granat und Biotit im Zuge der kretazischen Metamorphose erfolgt ist, müßte auch die Stauchfaltung eine kretazische Gefügeprägung sein. Eine mögliche Ursache dieser Deformation wäre die Abscherung der ostalpinen Kristallindecke von ihrer Unterlage.

Das Erscheinungsbild der Stauchfaltung reicht von einer Knitterung oder flachwelligen Verbiegungen der Glimmer bis zu großen Knickfalten, deren Schenkel mehrere dm lang sind. In extrem zusammengepreßten Glimmerschiefern kam es zur Bildung einer achsenebenenparallelen Schieferung (crenulation cleavage).

Die Glimmer sind im Scheitelbereich der Falten und in Lagen mit starker Scherung teilweise rekristallisiert. Quarz ist durch Korngrenzwanderung rekristallisiert, zeigt aber teilweise noch Deformationsspuren (undulöse Auslöschung, seltener auch Böhm'sche Streifung). Die Albitblasten, die sich in den sekundären Chloritaggregaten (z. B. in Atollgranaten) befinden, sich wohl auch alpidisch kristallisiert. Im Bereich zwischen Bretstein und dem Gellsee fand R. SCHIMANA (pers. Mitteilung) bis ca. 2 mm große, postkinematische Granatidioblasten, die wahrscheinlich alpidisch ge-

wachsen sind. Rutil und Ilmenit waren alpidisch stabil, sie wurden nicht in Leukoxen umgewandelt.

Die Ergebnisse der isotopengeologischen Glimmerdatierungen ermöglichen eine grobe Abschätzung der altalpidischen Metamorphosetemperaturen. Nach den Erfahrungen von M. THÖNI (1982, S. 23) im ostalpinen Altkristallin westlich des Tauernfensters sind für eine regionale und vollständige Verjüngung (Neueinstellung) der Glimmer-Isotopensysteme die folgenden Mindesttemperaturen erforderlich:

ca. 370 – 400°C	für Biotit, K/Ar und Rb/Sr
ca. 420 – 450°C	für Hellglimmer K/Ar
ca. 570 (und höher)	für Hellglimmer Rb/Sr

Wie wir gesehen haben, wurde das K-Ar-System der Hellglimmer des Wölzer Kristallins großräumig und vollständig verjüngt. Eine Abhängigkeit der Alter von der Intensität der Deformation oder Rekristallisation wurde nicht festgestellt. Offenbar wurde das Argon auch aus den nicht rekristallisierten, variszischen Glimmern nahezu vollständig ausgetrieben. Es kann daher als gesichert gelten, daß die kretazische Metamorphose im Wölzer Kristallin Temperaturen von über 400°C, also die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht hat.

Eine genaue zeitliche Einstufung des thermischen Höhepunktes der kretazischen Metamorphose des Wölzer Kristallins ist vorerst nicht möglich. Fest steht lediglich, daß die regionale Abkühlung unter die Ar-Schließungstemperatur der Hellglimmer vor etwa 90 bis 86 Mio. J. (im Turon–Coniac) erfolgte. Diese Abkühlungsalter können durch die Überschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und süd-penninische Einheiten erklärt werden.

6. Literatur

- ANGEL, F., 1924: Gesteine der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 60B, 302 S., 52 Tab., 19 Taf., Graz.
- CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- EVANS, B. W. & TROMMSDORFF, V., 1970: Regional Metamorphism of Ultramafic Rocks in the Central Alps: Parageneses in the System CaO-MgO-SiO₂-H₂O. – Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt., 50, 481–492, 6 Abb., 1 Tab., Zürich (Leemann).
- EXNER, CH., 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil. – Tschermarks mineral. petrogr. Mitt. (3. Folge), 1, 197–284, 21 Abb., Wien.
- , 1980: Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 167–189, 2 Abb., Wien.
- FORMANEK, H. P., 1964: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., 14, 9–80, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M., 1977: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauls–Penser Joch (Südtirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1977, 102–107, Wien.
- GOLDMAN, D. S. & ALBEE, A. L., 1977: Correlation of Mg/Fe Partitioning between Garnet and Biotite with ⁰16/⁰18 Partitioning between Quartz and Magnetite. –

- Am J. Sci., 277, 750–767, New Haven.
- HARLAND, W. B. et al., 1982: A Geologic Time Scale. – Cambridge Earth Science Series, XII + 131 S., viele Abb. u. Tab., Cambridge (University Press).
- HAUSER, A. & BRANDL, W., 1956: Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 86, 68–71, 1 Abb., Graz.
- HEJL, E., 1983: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S., 56 Abb., 5 Tab., 7 Beil., Wien.
- & SLAPANSKY, P., 1983: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt., 17–31, 3 Abb., Graz.
- HOSCHEK, G., 1969: The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 22, 208–232, 9 Abb., 2 Tab., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- HUNZIKER, J. C. & BEARTH, P., 1969: Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – Eclogae geol. Helv., 62, 205–222, 2 Tab., 1 Taf., Basel.
- JÄGER, E. & METZ, K., 1971: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein–Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 51, 411–414, 1 Abb., Zürich (Leemann).
- KOBER, L., 1923: Bau und Entstehung der Alpen. – IV + 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- , 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. – VI + 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer).
- METZ, K., 1976: Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 106, 51–75, 2 Abb., 1 Beil., Graz.
- , 1980: Erläuterungen zu Blatt 129 Donnersbach. – 35 S., 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Geol. B.-A., Wien.
- PERCHUK, L., 1967: Über Biotit-Granat-Geothermometer. – Doklady Akad. Nauk., SSR, 177, 411–414.
- SCHARBERT, S., 1981: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., 27, 173–188, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- SCHEDL, A., 1981: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 209 S., 121 Abb., 7 Diagr., 10 Tab., 3 Beil., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. & ZEZULA, G., 1975: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1975, 253–269, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E., 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. – Earth Plan. Sci. Lett., 36, 359–362, Amsterdam.
- THOMPSON, A. B., 1976: Mineral Reactions in Pelitic Rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) Phase Relations. – Amer. J. Sci., 276, 425–454, New Haven.
- THÖNI, M., 1981: 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, 12 Abb., 16 Tab., 2 Beil., Wien.
- , 1982: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpi-

- nen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., 28, 17–34, 1 Tab., 5 Fig., Wien.
- TOLLMANN, A., 1958: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 325–354, 1 Taf., Wien.
- , 1963: Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., 23 Abb., 11 Falttafeln, Wien (Deuticke).
- TRÖGER, W. E., 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen. 4. Aufl. – 188 S., 264 Fig., 112 Diagr., 3 Beil., Stuttgart (Schweizerbart).
- VOHRZYKA, K., 1957: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., 8, 1–42, 95–102, Taf. 1–6, Wien.
- WEISS, E. H., 1958: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Mineral. Mittbl. Joanneum, 1958/2, 69–109, 12 Abb., Graz.
- WENK, E. & KELLER, F., 1969: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 49, 157–198, 10 Abb., 4 Tab., 1 Verzeichnis, 2 Taf., Zürich (Leemann).
- WINKLER, H. G. F., 1976: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – XII + 334 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- ZEZULA, G., 1976: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau/Salzburg). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 194 S., 39 Abb., 10 Taf., 6 Beil., Wien.

TAFEL 1

- Fig. A: Biotit mit Sagenitgitter. Streupräparat von Probe HGN 11 (grobkörniger Biotit-Amphibolit); Steinriesental, östlich Kote 1343, Sh. 1460 m, aus dem Schutt.
Balkenlänge = 0,2 mm.
- Fig. B: Schachbrettalbit und gefüllter Plagioklas (rechts unten) in einem Schachbrettalbit-Plagioklas-Zweiglimmergneis vom Abfluß des Zwerfenbergsees. Gekreuzte Polarisatoren. Balkenlänge = 0,2 mm.

TAFEL 1

