© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark | Band 128 | S. 43–56 | Graz 1998

Zur Altersstellung der Lazulith-Quarz-Gänge im unterostalpinen Grobgneiskomplex der Nordoststeiermark und des südlichen Niederösterreich

Von Franz BERNHARD*, Franz SCHITTER** und Fritz FINGER**
Mit 6 Abbildungen und 2 Tabellen

Angenommen am 18. Mai 1998

Summary: On the age of the lazulite-quartz-veins in the Lower Austroalpine Grobgneis Complex, north-eastern Styria and southern Lower Austria. – The lazulite-quartz-veins in the Lower Austroalpine Grobgneis complex of north-eastern Styria and southern Lower Austria have probably an upper Permian to upper Triassic formation age. Uranium-rich xenotime, which occurs as an accessory mineral in the veins, was analysed with the electron microprobe and gave chemical U-Pb model ages of 220–270 Ma. The error of a single point analysis is between ±50 and ±80 Ma, the weighted average age is 246±23 Ma. The Permotriassic age suggested by chemical xenotime dating is consistent with the field evidence that the lazulite-quartz-veins are crosscutting an older, probably Variscan foliation. On the other hand, petrographic observations show that the veins and their country rocks were both subjected to the early Alpine metamorphism and deformation.

Zusammenfassung: Die Lazulith-Quarz-Gänge im unterostalpinen Grobgneiskomplex der nordöstlichen Steiermark und des südlichen Niederösterreich besitzen aller Wahrscheinlichkeit nach ein oberpermisches bis obertriassisches Bildungsalter. Uranreiche Xenotime, die als akzessorische Begleitminerale in den Gängen vorkommen, wurden mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert und lieferten chemische U-Pb Modellalter zwischen 220 und 270 Ma. Der Einzelfehler der Punktmessungen liegt bei ±50 bis ±80 Ma, als Gesamtmittelwert (mit Einzelfehlergewichtung) ergibt sich 246±23 Ma. Das aus den Xenotimanalysen errechnete permotriassische Alter steht im Einklang mit dem Geländebefund, wonach die Lazulith-Quarz-Adern die vermutlich variszischen Schieferungsgefüge der Nebengesteine stellenweise diskordant durchkreuzen. Handstück- und Dünnschliffbeobachtungen zeigen umgekehrt aber auch, daß die Gänge ebenso wie ihr Nebengestein von der altalpidischen Metamorphose und Deformation erfaßt wurden.

1. Einleitung

Das Auftreten von Lazulith in den unterostalpinen Einheiten der Nordoststeiermark und des südlichen Niederösterreich ist seit dem Ende des 18. Jahrhunderts bekannt (BRÜCKMANN 1783). Geographisch gesehen liegen die Lazulithmineralisationen in den Fischbacher Alpen und in der Buckligen Welt; der Freßnitzgraben bei Krieglach ist die Typlokalität dieses Minerals (TAUCHER & al. 1995). In diesen Gebieten können grundsätzlich zwei Arten von Lazulithvorkommen auf Grund des geologischen Verbandes unterschieden werden (Abb. 1):

1. Die bis zu 1 m mächtigen Lazulith-Quarz-Gänge in den Phylliten bis phyllitischen Glimmerschiefern des Grobgneiskomplexes westlich und östlich des Wechselfensters (MEIXNER 1937, BERL 1996, BERNHARD & al. 1998).

2. Lazulith-Quarz-Adern in den permoskythischen Semmeringquarziten des Fischbacher Fensters und des Rettenegger Zuges (MEIXNER 1937, BERL 1996, BERNHARD & al. 1996).

In Österreich gibt es Lazulith außerdem noch in den Werfener Schichten des Salzburger Raumes sowie im Penninikum der Hohen Tauern (MEIXNER 1937, BERL

* Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.
** Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

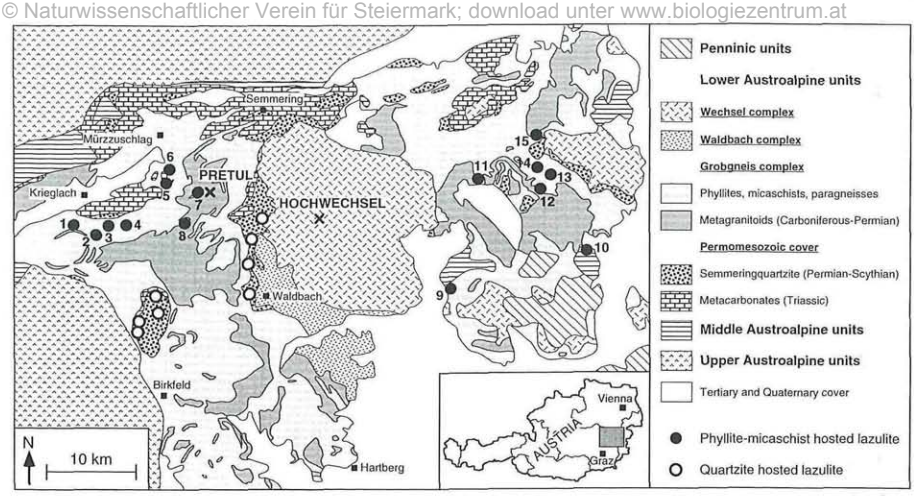

Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des unterostalpinen Deckenstapels in Ostösterreich nach NEUBAUER & al. 1992 mit den wichtigsten Lazulithvorkommen. 1 Freßnitzkogel, 2 Rotriegel, 3 Freßnitzgraben, 4 Höllkogel, 5 Fürstenbauer, 6 Ganztal, 7 Amundsenhöhe, 8 Grossmarker, 9 Schäffern, 10 Kirchschlag, 11 Krumbach, 12 Thal, 13 Spratzau A, 14 Spratzau B, 15 Stickelberg (aus BERNHARD & al. 1998).
Simplified geological map of the Lower Austroalpine nape pile in eastern Austria according to NEUBAUER & al. 1992, showing the main lazulite occurrences.

1997). Eine letzte umfassende Arbeit über die Genese von Lazulith in den Alpen wurde von MEIXNER 1937 veröffentlicht. Darin wird die Ansicht vertreten, daß alle Lazulithvorkommen genetisch mit den (seiner Meinung nach postjurassischen!) Granitoiden der Hohen Tauern und des Grobgneiskomplexes verknüpft sind.

In der vorliegenden Arbeit wird das Alter der Lazulith-Quarz-Gänge im Grobgneiskomples anhand von Aufschlußbeobachtungen und begleitenden Dünnschliffuntersuchungen neu diskutiert. Durch das Auffinden von uranhältigem Xenotim in den Lazulith-Quarz-Gängen ergab sich weiters die Möglichkeit zu einer erstmaligen geochronologischen Bearbeitung dieser Gangbildungen. Auf der Basis von Mikrosondenanalysen konnten für diese Xenotime chemische U-Pb Modellalter berechnet werden.

2. Arbeitsmethoden

In den Jahren 1996–1997 wurde vom Erstautor eine Beprobung aller literaturbekannten Lazulithvorkommen der Fischbacher Alpen durchgeführt. Vor allem im Gebiet Traibachgraben–Freßnitzgraben erfolgten auch Übersichtsbegehungen und Untersuchungen des Nebengesteins.

Von Lazulith- und Gesteinsproben wurden zur besseren Beobachtung der Gefüge Großanschliffe hergestellt und von repräsentativen oder besonders aussagekräftigen Stellen in der Folge polierte Dünnschliffe angefertigt. Die weitere Untersuchung erfolgte im Durch- und Auflicht sowie mit einem JEOL JSM-6310 Rasterelektronenmikroskop des Institutes für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz. Die qualitative und quantitative Mineralanalytik wurde mit einem, mit dem REM kombinierten, energiedispersiven Analysensystem (EDX) durchgeführt.

Zur Schwermineralseparation wurden drei je 0,5 kg schwere Proben aus dem Lazulithaufschluß am Höllkogel im Backenbrecher gebrochen und auf eine Korngröße

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
< 2 mm abgesiebt. Dieses Material wurde dann in einer Scheibenschwingmühle 10 s gemahlen und mit einem Sieb der Maschenweite 0,2 mm abgesiebt. Das Überkorn wurde erneut der Mahlung und Siebung zugeführt. Das Material < 0,2 mm wurde schließlich mit einem Sieb der Maschenweite 45 µm abgesiebt und die Fraktion 45–200 µm der Schweretrennung mit Dijodmethan zugeführt. Die erhaltene Schwerefraktion wurde in Kunstharz eingebettet, angeschliffen und auf einer Filzscheibe mit Diamantsuspension poliert.

Die verwendete Datierungstechnik wird in Kapitel 5 genauer beschrieben.

3. Regionale Geologie und Petrographie

Das unterostalpine Deckensystem in der Nordoststeiermark und im südlichen Niederösterreich gliedert sich in zahlreiche, teilweise durch permomesozoische Sedimente getrennte Teildecken. Vom Liegenden zum Hangenden unterscheidet man das Wechselfenster, das Waldbachkristallin und den Grobgneiskomplex (Abb. 1). Im folgenden wird nur auf jenen steirischen Anteil des Grobgneiskomplexes zwischen Mürz- und Feistritztal eingegangen, der die Lazulithvorkommen Nr. 1–8 in Abb. 1 enthält. Eine Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des gesamten Unterostalpins ist in NEUBAUER & al. 1992 zu finden.

Der betrachtete Bereich des Grobgneiskomplexes besteht hauptsächlich aus quarzreichen Phylliten bis phyllitischen Glimmerschiefern. Der namengebende granitoide Grobgneis tritt nur untergeordnet auf. Der Mineralbestand der Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer ist Quarz + Muskovit + Chlorit ± Albit ± Epidot ± Granat ± Chloritoid ± Biotit. Kyanit konnte im Nebengestein einer Lazulithprobe aus dem Bett des Traibaches gefunden werden (NIEDERMAYR & al. 1997). Rb-Sr Alter von Muskoviten liegen bei 80–90 Ma und belegen ein altalpidisches Regionalmetamorphoseereignis (MÜLLER 1994). NEUBAUER & al. 1992 vermuten, daß diese phyllitischen Paragesteine durch retrograde Metamorphose aus höhergradigen Metamorphiten entstanden sind, da stellenweise reliktische Granate einer älteren Metamorphose zu finden sind. Teilweise wurde aber auch an eine einphasige, prograde Prägung gedacht, da nicht überall solche Relikte erhalten sind (SCHWINNER 1935).

Die wenigen granitoiden Orthogneise finden sich als geringmächtige, konkordante Züge, die Hauptmasse des im Karbon intrudierten Grobgneises liegt aber bereits südlich des Hauptverbreitungsgebietes der Lazulithvorkommen (SCHARBERT 1990). Sehr lokal treten auch geringmächtige metabasische Einschaltungen und Turmalinfelse in den Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern auf (CORNELIUS 1952).

Im Bereich Freßnitzgraben–Traibachgraben finden sich vermehrt biotitreiche Metasedimente, die sogenannten Traibachschiefer (CORNELIUS 1952). Diese Gesteine lassen deutlich zwei Metamorphosestadien erkennen. Die Paragenese der ersten Metamorphose umfaßt Biotit + Plagioklas + Quarz + Andalusit ± Granat. Durch ein zweites Metamorphoseereignis wird Andalusit oft vollständig durch Chloritoid + Hellglimmer ± Staurolith pseudomorph ersetzt. Biotit reagiert zu Muskovit + Ilmenit oder er wird chloritisiert. Plagioklas wandelt sich in ein feinfilziges Gemenge von Muskovit und etwas Biotit um, in dem stellenweise idiomorphe Granate sprossen. Das genaue Alter der andalusit- und biotitbildenden Metamorphose in den Traibachschiefern ist bisher nicht bekannt (Karbon oder Perm?). CORNELIUS 1952 vermutet, daß die Traibachschiefer einen tektonisch verschleppten Kontakthof der Grobgneise repräsentieren.

In den Traibachschiefern finden sich häufig Pegmatite, die teilweise Turmalin führen. In geschonten Bereichen ist ihr scharfer und diskordanter Kontakt zu den Schiefern erkennbar. 1–2 cm mächtige, diskordante, teilweise turmalinführende Quarz-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
Feldspat-Adern gehören genetisch vermutlich zu diesen Pegmatiten. Die alpidische Tektonik führte bereichsweise zu einer völligen Einregelung der Pegmatite und Quarz-Feldpat-Adern. Ein Muskovit aus einem undeformierten Pegmatit ergab, gerechnet mit dem Gesamtgestein, ein Rb-Sr Zweipunktisochronenalter von 250 Ma (Berka & Schuster, pers. Mitt.).

Aus dem beobachteten Mineralparagenesen können mit Hilfe des petrogenetischen Netzes von Spear & Cheny (1989) die Metamorphosebedingungen semiquantitativ abgeschätzt werden. Sie liegen für die reliktische Anadalusit-Biotit Paragenese in den Traibachschiefern bei 550–600° C und Drucken ≤ 3 kbar, für das altalpidische Ereignis lassen sich sowohl in den Traibachschiefern als auch in den phyllitischen Gesteinen Temperaturen von 450–500 °C und Drucke ≥ 4 kbar ableiten.

Die Beziehung der Traibachschiefer zu den Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern ist unklar. Nach neuen Untersuchungen zeigen sie eine präalpidische Metamorphoseentwicklung, die weniger den übrigen Lithologien des Grobgneiskomplexes nahekommt, sondern eine, die eher einem Kristallin vom Koralmtypus entspricht (Schuster & al. 1998, in Vorb.). Für die bereits von Weissenbach (1975) in den Gesteinen der Saualpe festgestellte LP/HT Metamorphose, welche zur Bildung von Andalusit und bereichsweise auch Sillimanit führte, wird ein permisches Alter angenommen.

4. Die Lazulith-Quarz-Gänge

Im Grobgneiskomplex zwischen Mürz- und Feistritztal sind ca. 10 primäre Lazulithvorkommen bekannt (Abb. 1). Unter „primär" werden Vorkommen von mehreren lazulithführenden Blöcken in einem eng umschriebenen Bereich im Hang- oder Plateaubereich verstanden. Funde in Bachbetten werden hier aufgrund unbekannter Transportweiten nicht dazugezählt. Übrigens sind sogar in den pleisto- bis pliozänen Schottern im Mur- und Mürztal bis hinunter ins Grazer Feld immer wieder lazulithführende Gerölle zu finden, die dem Nordabhang der Fischbacher Alpen entstammen (Könighofer & Jakely 1992).

Die Blöcke der primären Vorkommen erreichen Größen von bis zu mehreren m^3. Von den ca. zehn bekannten Vorkommen ist nur eines anstehend im Verband mit dem Nebengestein beobachtbar, und zwar jenes am Höllkogel. Dieses Vorkommen wurde etwa 1992 von Mineraliensammlern entdeckt und liegt ca. 100 m SW des Höllkogels, direkt unter der Alplstraße auf ca. 1020 m Seehöhe (Nr. 4 in Abb. 1). Der natürliche Aufschluß besteht aus quarzreichen, phyllitischen Glimmerschiefern und enthält eine subkonkordante bis konkordante, 10–40 cm mächtige Lazulith-Quarz-Ader. Die stark boudinierte Ader fällt mit ca. 30° nach Norden ein, besitzt scharfe Kontakte zum Nebengestein und ist über die gesamte Aufschlußlänge von 4 m zu verfolgen (Abb. 2). Wenige dm im Liegenden der Hauptader finden sich geringe Mengen an Lazulith in dünnen, ausgelängten Quarzlagen, die wohl tektonisch ausgedünnte Adern darstellen.

Ca. 10 m unterhalb des lazulithführenden Aufschlusses steht quarzreicher Phyllit mit der Paragenese Quarz + Albit + Chlorit + Muskovit + Epidot an. Noch ca. 30 m tiefer gelegen finden sich entlang der Forststraße Aufschlüsse chloritreicher Glimmerschiefer, die in manchen Bereichen teilweise chloritisierten Granat bis 5 mm Größe enthalten.

Die Lazulith-Quarz-Ader am Höllkogel ist eindeutig an phyllitische Gesteine gebunden. Die geologische Einbindung der anderen primären Lazulithvorkommen ist hingegen aufgund der fehlenden Aufschlüsse oft nicht sicher erkennbar. Nach der geologischen Manuskriptkarte von Berka (1998, unpubl) scheinen manche Vorkommen im Gebiet der Traibachschiefer zu liegen. Zwar beinhalten einige der losen Blöcke auch Nebengestein, doch ist dieses durch eine von den lazulithführenden Adern ausgehende Alteration nicht mehr eindeutig einer Gesteinsgruppe zuzuordnen.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

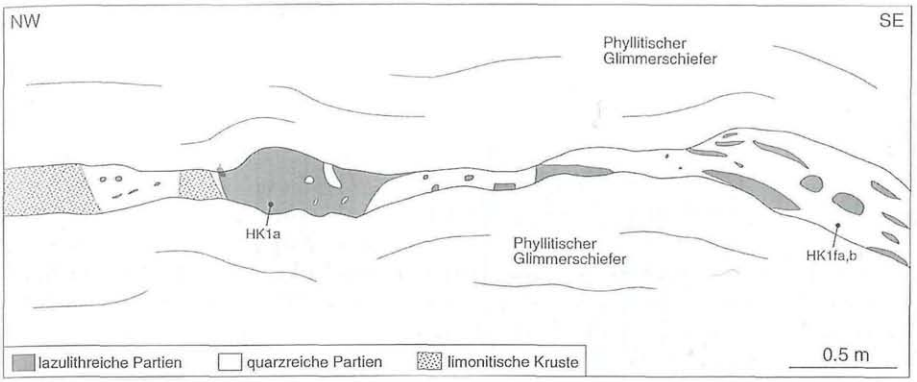

Abb. 2: Skizze des Lazulithaufschlusses am Höllkogel, Abbaustand Juli 1996.
Sketch of the lazulite exposure at Höllkogel as it appeared in Juli 1996.

Innerhalb der Lazulith-Quarz-Ader am Höllkogel, aber auch an den Blöcken der anderen Fundstellen, können im Prinzip lazulithreiche und quarzreiche Anteile unterschieden werden:

(1) Die lazulithreichen Partien sind subangular bis gerundet, 0,5–20 cm groß und bestehen aus grobkörnigem, hellgrünem bis hellblauem, gewöhnlich xenomorphem Lazulith (> 80 Vol%) mit 2–8 % Scorzalithkomponente, Fluorapatit, Chlorapatit, Muskovit sowie örtlich Klinochlor und Paragonit. Akzessorische Mineralien sind Augelit, Wardit, Goyazit, Florencit-(Ce), Pretulit, Xenotim-(Y), Hydroxylherderit, Rutil, Pyrit, Korund und eine AlO(OH)-Phase. Quarz tritt in den lazulithreichen Partien nur als spätere Rißfüllung auf.

(2) Die quarzreichen Partien bestehen aus rekristallisiertem Quarz (> 95 Vol%), Fluorapatit, Muskovit sowie Rutil und Xenotim-(Y) als Akzessorien. Quarzreiche Partien können bis zu 30 cm groß sein und schließen lazulithreiche Partien ein oder füllen die Räume zwischen ihnen. Sie enthalten keinen Korund.

Die Unterscheidung zwischen lazulith- und quarzreichen Partien wird örtlich durch eine höchstwahrscheinlich mit der alpidischen Metamorphose im Zusammenhang stehende ausgeprägte Deformation, Alteration und Remobilisation erschwert. Quarz ist völlig rekristallisiert, Lazulith meist nur randlich in geringem Ausmaß. Es bildete sich eine zweite Generation Muskovit, Apatit und Klinochlor in schmalen Scherzonen, in Rissen, sowie häufig auch am Rand der lazulithreichen Partien. Diese jüngeren Muskovite und Apatite sind durch feinst verteilten Graphit oft grau bis schwarz gefärbt, fallweise sind auch Kyanit und Pyrophyllit an der Paragenese beteiligt. Eine spätere Generation von spröden Dehnungsrissen wird von Quarz, Apatit, einer zweiten Generation hypidiomorpher bis idiomorpher Lazulithkristalle sowie lokal Bearthit gefüllt. In manchen Vorkommen finden sich auch bis zu mehrere dm^3 große Partien aus eng miteinander verwachsenem Lazulith, Apatit und Quarz, die durch Remobilisation größerer Gangbereiche entstanden sind. Grobkörnige, nestartige Apatit-Klinochlor Mobilisate verdrängen wiederum den grauen Apatit und Muskovit und stellen neben vereinzelt vorkommenden Drusen mit idiomorphen Quarzkristallen die letze metamorphogene Mineralbildungsphase dar.

Als Sekundärmineralien sind eine zweite Generation Goyazit sowie Crandallit, Hydroxylapatit, Kaolinit und Goethit zu erwähnen.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

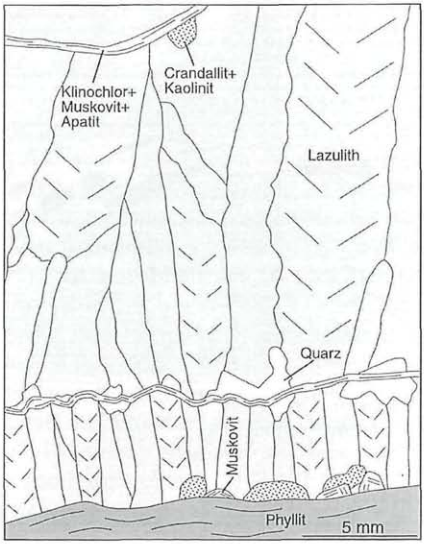

Abb. 3: Lazulithkristalle der ersten Generation wachsen palisadenartig auf dem Nebengestein. Zeichnung nach Dünnschliff, Probe HK1a, Höllkogel.
Lazulite crystals of the first generation grow in the form of palisades on country rock. Sketch of thin section, sample HK1a, Höllkogel.

Trotz der alpidischen Überprägung finden sich zahlreiche Hinweise darauf, daß sich die Lazulith-Quarz-Gänge als echte Adern in ehemals offenen Rissen gebildet haben:

1. In manchen Bereichen am Aufschluß Höllkogel findet sich am Rand der Lazulith-Quarz-Ader palisadenartiges Aufwachsen von hypidiomorphen Lazulithkristallen der ersten Generation (Abb. 3). Dies spricht für ein Lazulithwachstum in einen freien Hohlraum hinein.

2. An der klassischen Lokalität im Freßnitzgraben, ca. 2 km westlich Höllkogel (Nr. 3 in Abb. 1), finden sich in einigen Blöcken tektonisch geschonte Partien, an denen man diskordant zur Schieferung verlaufende lazulithführende Quarzadern in quarzreichen phyllitischen Glimmerschiefern beobachten kann (Abb. 4).

3. Obwohl die Umgebung der Lazulith-Quarz-Ader am Höllkogel makroskopisch unalteriert aussieht, weist eine nähere petrographische und mineralchemische Untersuchung darauf hin, daß das Nebengestein von der Ader aus doch ziemlich stark verändert worden ist. Besonders auffällig ist dabei die Umwandlung von Monazit-(Ce) in Florencit-(Ce) durch Al- und P-Zufuhr sowie das Auftreten Mg-reicher Chlorite (X_{Mg} = 0,70–0,85). Im Gegensatz dazu haben die Chlorite in unalterierten Gesteinspartien ein X_{Mg} von 0,40–0,50.

4. Viele Nebengemengteile zeigen einen oszillatorischen Zonarbau, wie z. B. Xenotim-(Y) und Pretulit (Abb. 6).

Aus den Geländebeobachtungen und den Dünnschliffuntersuchungen ergibt sich, daß die Lazulith-Quarz-Gänge sicher älter als der Höhepunkt der alpidischen Metamorphose sind, da dieses Ereignis in ihnen voll dokumentiert ist. Eine genaue Altersgrenze nach oben kann nicht angegeben werden, da bisher keine Geländebeziehungen zu den Granitoiden oder Pegmatiten aufgefunden wurden. Jedenfalls sind die Lazulith-Quarz-Gänge aber jünger als die erste Schieferung der Nebengesteine, die möglicherweise variszischen Alters ist.

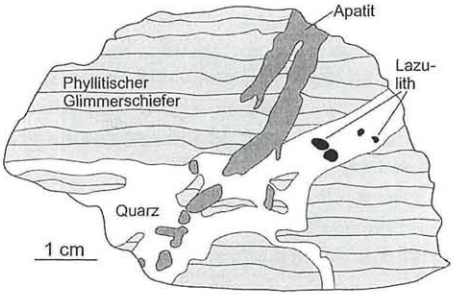

Abb. 4: Eine schmale, lazulithführende Quarzader durchschlägt diskordant ihr Nebengestein, daneben ist ein jüngeres Apatitmobilisat zu erkennen. Skizze nach angeschliffenem Handstück, Probe FG18, Freßnitzgraben.
A narrow lazulite-bearing quartz vein discordantly crosscuts the country rock, nearby a younger vein of apatite can be recognised. Sketch from polished hand specimen, sample FG18, Freßnitzgraben.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

5. Xenotimdatierung

5.1 Prinzip der Methode

Bei bestimmten U- und Th-reichen Mineralen kann auf Grund der radiogenen Akkumulation von Pb auf der Basis einer chemischen Analyse ein Modellalter (T) berechnet werden. Dies geschieht nach folgender Gleichung:

$$Pb = Th/232*(e^{\lambda 232*T} - 1)*208 + U/238*0{,}9928*(e^{\lambda 238*T} - 1)*206 + U/238*0{,}0072*(e^{\lambda 235*T} - 1)*207$$

Für Th und U werden die gemessenen Elementkonzentrationen in die Formel eingesetzt, die Lambdas sind die Zerfallskonstanten von ^{232}Th, ^{235}U und ^{238}U. Es wird vorausgesetzt, daß das gemessene Th nur ^{232}Th ist und daß das gemessene Uran sich im bekannten Verhältnis von 99,28:0,72 auf ^{238}U und ^{235}U aufteilt (Steiger & Jäger 1977). Beides ist bei natürlichen Materialien üblicherweise erfüllt.

Das berechnete Modellalter entspricht dann dem Kristallisationsalter, wenn 1. das betreffende Mineral nur sehr wenig bis idealerweise kein „gewöhnliches" Pb bei seinem Wachstum aufgenommen hat, und 2. ein geschlossenes System für Pb, Th und U besteht (ausgenommen Änderungen durch die radioaktiven Zerfallsprozesse).

Als ideales Mineral für solche chemischen Datierungen hat sich z.B. der Monazit erwiesen (siehe Suzuki & al. 1994, Montel & al. 1996, Rhede & al. 1996, Finger & Helmy 1998). Auf Grund der kristallchemischen Ähnlichkeiten dürften die Voraussetzungen für eine chemische Datierung beim Xenotim ähnlich gut erfüllt sein.

Die Analytik wurde an einer mit drei Spektrometern ausgestatteten JEOL JX 8600 Mikrosonde am Institut für Mineralogie der Universität Salzburg durchgeführt. Neben Pb, U und Th wurden auch P, Y, Sc, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb und Lu wellenlängendispersiv analysiert. Alle Elemente wurden mit kommerziellen Standards kalibriert. Zur Vermeidung von Interferenzen mit einer Y-Linie höherer Ordnung wurde Pb nicht auf der Mα-Linie sondern auf der Mβ-Linie gemessen (zur Auswahl der übrigen Elementlinien siehe die Angaben in Franz & al. 1996). Um eine möglichst präzise Analyse des Bleis in einem Konzentrationsbereich von 0,1–0,5 Gew% zu erreichen, wurde ein ziemlich hoher Probenstrom von 200 nA bei 15 kV Beschleunigungsspannung verwendet. Der Elektronenstrahl wurde dabei auf 5 µm defokussiert. Als Zählzeiten für Blei wurden 30 s gewählt (2×15 s Untergrund), für die übrigen Elemente 10 s am Peak und 2×5 s Untergrund. Die Reproduzierbarkeit einzelner Punktmessungen wurde systematisch durch dreifache Wiederholung der Messung getestet. Eine Fraktionierung der Elemente während der drei Messungen wurde nicht beobachtet.

Zur unmittelbaren Kontrolle der Analysenqualität wurde weiters ein konkordanter Monazit genau bekannten Alters (341±2 Ma, Friedl 1997) mitgemessen und dessen Modellalter mitberechnet (siehe Tab. 1).

Durch Fortpflanzung der Einzelfehler für Pb, U, Th, welche sich aus der Zählstatistik der EMS ergeben, kann für jedes einzelne Modellalter ein 2σ Fehler berechnet werden. Dieser Fehler ist grundsätzlich abhängig vom Gehalt an radioaktiven Elementen und dem Alter des Minerals. Bei geringen Th- oder U-Gehalten übersteigen die Fehler sehr schnell Werte von 100 Ma. Um brauchbare Altersdaten mit kleinen Fehlern zu erhalten, ist es daher i.a. notwendig, aus mehreren Einzelmessungen einen gewichteten Mittelwert zu berechnen. Dieser Mittelwert hat dann eine geologische Bedeutung, wenn alle gemessenen Kornbereiche primär weitgehend bleifrei waren, zur selben Zeit kristallisiert sind und chemisch geschlossen blieben. Der z.T. hohe Fehler der Einzelpunktalter erschwert aber das Erkennen von Zonen, welche diese Bedingungen nicht erfüllen, sodaß der berechnete Mittelwert u.U. durch Einbeziehung solcher Zonen zu etwas niedrigeren oder höheren Werten verschoben sein kann. Eine detailliertere Diskussion über Möglich-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
keiten und Probleme der Mikrosondendatierung von Mineralphasen findet sich in MONTEL & al. 1996 und FINGER & HELMY 1998.

5.2 Beschreibung der Xenotime

Die Xenotime in den Schwerefraktionen der Proben HK1fa und HK1fb aus der quarzreichen Partie (Abb. 2) sind meist xenomorph und max. 0,1 mm groß. Praktisch alle erscheinen im BSE-Bild zoniert. Meist findet sich eine fleckige Zonierung, manchmal ist ein oszillierender Schalenbau zu beobachten (Abb. 5, 6). Der Zonarbau wird durch schwankende Gehalte an Uran und schweren SEE hervorgerufen. Fast alle Xenotimkörner haben etwas Uran, aber nur ganz wenige enthalten Partien mit einem ausreichend hohen Gehalt, welcher eine Mikrosondendatierung sinnvoll erscheinen läßt. Einige solcher Körner besitzen auch Uraniniteinschlüsse, diese sind meist unter 1 µm groß, der größte beobachtete Uraninit-Einschluß erreichte 5×2 µm. Uraninit wie auch der kristallchemisch ähnliche Thorit sind für chemische Datierungen ungeeignet, da sie praktisch immer sekundären Bleiverlust erleiden. Sehr selten sind kleine Einschlüsse von Pretulit im Xenotim zu beobachten, die möglicherweise Entmischungen darstellen.

Die wenigen in der Probe HK1a (lazulithreiche Partie) angetroffenen Xenotime waren aufgrund ihrer durchwegs niedrigen U-Gehalte für eine Datierung nicht geeignet.

Die Bildung der oben beschriebenen Xenotime erfolgte sicher in der Lazulith-Quarz-Ader, da die Xenotime in den normalen, unalterierten Begleitgesteinen höchstens 20 µm

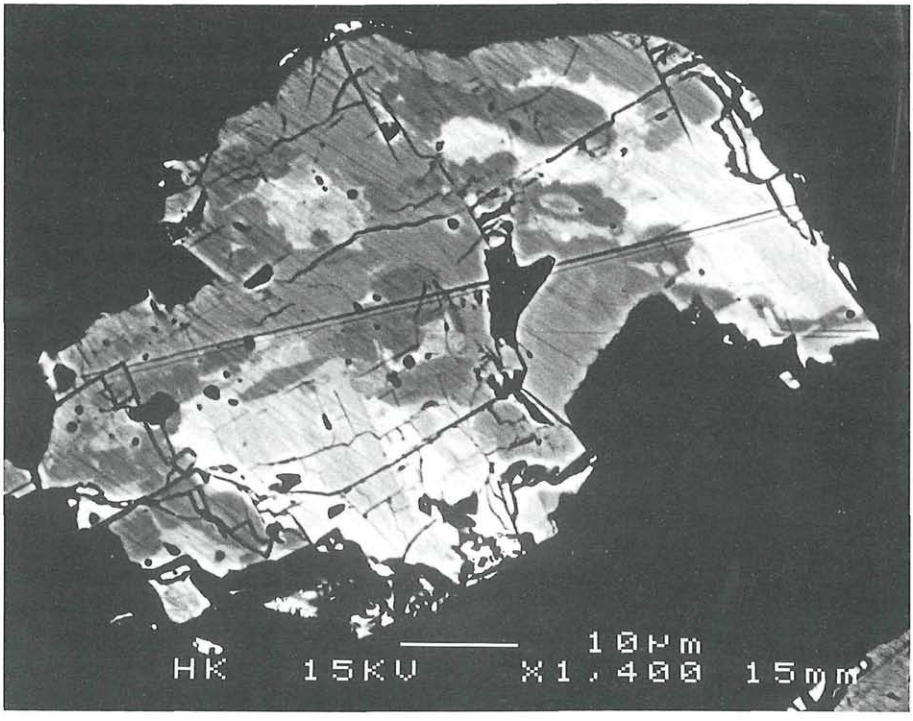

Abb. 5: Fleckig zonierter Xenotim, die hellen Stellen sind gegenüber den dunklen an U und schweren SEE angereichert. Probe HK1fa, BSE-Bild, Bildbreite 0,08 mm.
Patchy zoned xenotime; light areas are enriched in U and HREEs. Sample HK1fa, BSE image, width of photo 0,08 mm.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark, download unter www.biologiezentrum.at

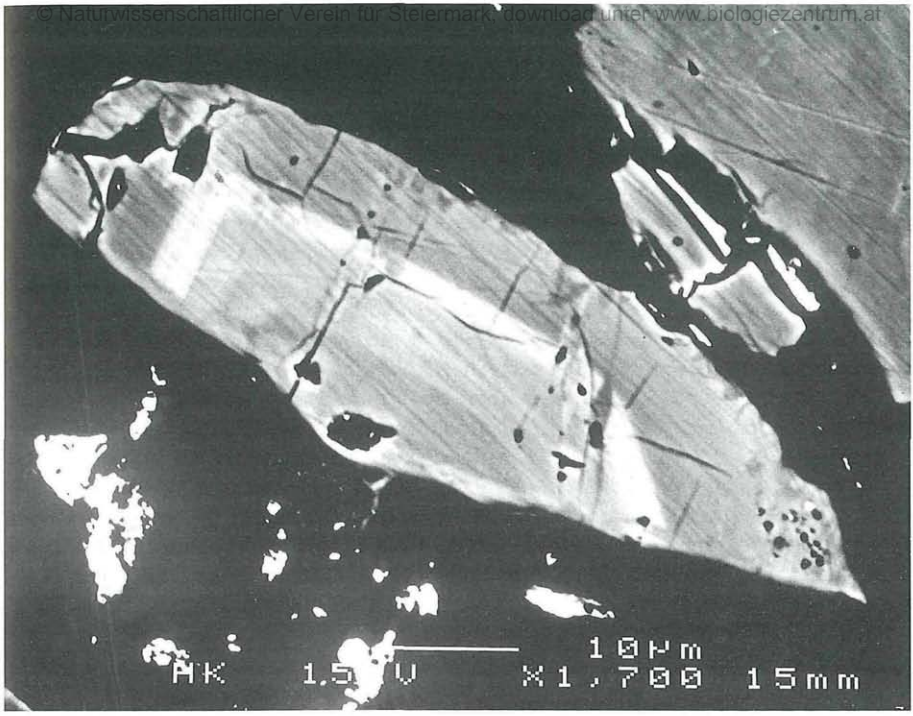

Abb. 6: Xenotim mit oszillierendem Zonarbau. Probe HK1fa, BSE-Bild, Bildbreite 0,07 mm.
Oscillatory zoned xenotime, sample HK1fa, BSE image, width of photo 0,07 mm.

groß und meist mit Zirkon assoziiert sind, wohingegen die Xenotime in der Ader bis 0,1 mm groß werden. Daher kann davon ausgegangen werden, daß die Xenotime in der Ader z.B. keine Verdrängungsrelikte oder Xenokristalle aus dem Nebengestein darstellen, sondern ihre Bildung mit dem hydrothermalen Ereignis ursächlich im Zusammenhang steht.

5.3 Ergebnisse und Interpretation

Zur Altersberechnung wurden sechs Analysen aus besonders uranreichen Xenotimen der Proben HK1fa und HK1fb herangezogen. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt. Weiters sind aus Tab. 1 noch die Ergebnisse der simultanen Vergleichsmessungen am Salzburger Monazitalterstandard F-5 angegeben, für den an der ETH Zürich ein konkordantes Alter von 341±2 Ma massenspektrometrisch bestimmt wurde (Friedl 1997). Dieser Sollwert konnte fast exakt reproduziert werden. Durch die Notwendigkeit zur Verwendung der Pb Mβ-Linie bei Xenotimanalysen wegen der Y-Interferenz auf Mα sind die Fehler der Einzelpunktmessungen allerdings vergleichsweise erhöht (vgl. z.B. Finger & Helmy 1998).

Die Modellalter der einzelnen Xenotimanalysen schwanken zwischen 219±60 Ma und 268±45 Ma, überlappen aber alle innerhalb ihres Fehlerbereichs. Der Mittelwert aller Analysen, berechnet unter Gewichtung der Einzelfehler, beträgt 246±23 Ma.

Wir nehmen an, daß dieses mittlere Alter dem Kristallisationsalter der Xenotime und damit auch dem Bildungsalter der Lazulith-Quarz-Gänge nahekommt, denn die gemessene Bandbreite der Einzelalter ergibt weder Anzeichen für größere Bleiverlusteffekte noch für größere Altbleigehalte bzw. ältere, reliktische Xenotimdomänen. Vor allem

O.Ö. LANDESMUSEUM
BIBLIOTHEK

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Tab. 1: U-Th-Pb Modellalter von sechs Xenotimen (X1–X6) der Proben HK1fa und HK1fb (Punktanalysen in uranreichen Kristalldomänen) sowie von fünf Meßpunkten im Salzburger Monazitstandard F5 (M1–M5, Sollalter 341±2 Ma). Th, U, Pb: Gew%, Alter, Fehler: Ma.
U-Th-Pb model ages for six xenotime analyses (X1–X6) from samples HK1fa and HK1fb and five monazite analyses from the Salzburg monazite standard F5 (M1–M5, recommended age 341±2 Ma). All xenotime analyses are from U-rich crystal domains. Th, U, Pb: wt%.

	Th	U	Pb	Alter	Fehler
m1	9,426	1,299	0,211	346	59
m2	6,018	1,157	0,148	338	83
m3	7,112	2,319	0,229	351	55
m4	9,071	1,012	0,183	331	65
m5	10,551	0,844	0,200	337	61
				342 ± 28	
x1	0,003	4,562	0,160	246	55
x2	0,002	3,029	0,101	234	83
x3	0,010	4,211	0,131	219	60
x4	0,047	4,312	0,137	222	58
x5	0,058	4,539	0,172	265	55
x6	0,017	5,574	0,214	268	45
				246 ± 23	

Tab. 2: Ergebnisse von EMS Analysen in uranreichen Xenotimdomänen. Formelbasis 16 Sauerstoffe.
Composition of the analysed U-rich xenotime domains. Oxides in wt%, formula units calculated on the basis of 16 oxygens.

	x1	x2	x3	x4
P_2O_5	33,728	33,397	33,319	33,773
Nd_2O_3	0,102	0,074	0,067	0,082
Sm_2O_3	0,449	0,476	0,427	0,424
Gd_2O_3	4,521	4,864	4,241	4,067
Dy_2O_3	5,368	5,559	5,271	4,983
Y_2O_3	35,488	36,492	35,492	35,690
Er_2O_3	3,357	3,282	3,228	3,315
Yb_2O_3	3,206	3,183	3,112	3,252
Lu_2O_3	0,709	0,709	0,686	0,695
Sc_2O_3	2,681	1,788	2,226	2,739
UO_2	5,175	3,436	4,777	4,892
ThO_2	0,003	0,002	0,011	0,053
PbO	0,172	0,109	0,141	0,148
Total	94,959	93,371	92,998	94,114
P	4,005	4,024	4,026	4,018
Nd	0,005	0,004	0,003	0,004
Sm	0,022	0,023	0,021	0,021
Gd	0,210	0,229	0,201	0,189
Dy	0,243	0,255	0,242	0,226
Y	2,649	2,764	2,696	2,669
Er	0,148	0,147	0,145	0,146
Yb	0,137	0,138	0,135	0,139
Lu	0,030	0,030	0,030	0,029
Sc	0,328	0,222	0,277	0,335
U	0,162	0,109	0,152	0,153
Th	0,000	0,000	0,000	0,002
Pb	0,006	0,004	0,005	0,006
tetr.	4,005	4,024	4,026	4,018
okt.	3,940	3,925	3,907	3,920

finden sich keine Meßwerte, die dem Alter der alpidischen Überprägung bei 80–90 Ma nahekommen.

Tab. 2 zeigt die chemische Zusammensetzung der zur Altersberechnung verwendeten Xenotimdomänen. Im Gegensatz zum U besitzt das zweite Mutterisotop des radiogenen Bleis, das Th, nur geringe Bedeutung. Bemerkenswert ist u.a. auch der relativ hohe Sc-Gehalt der Xenotime, welcher positiv mit dem U-Gehalt korreliert ist. Die Hauptmasse der Xenotime in den Lazulith-Quarz-Adern hat U-Gehalte von unter 0,5 Gew%.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

6. Diskussion

Die direkte Datierung von Mineralisationen, seien es (einstmals) wirtschaftlich wichtige Lagerstätten oder lediglich wissenschaftlich interessante Mineralvorkommen, mit geochronologischen Methoden ist in den Ostalpen noch nicht sehr weit fortgeschritten. Dies liegt einerseits am grundsätzlichen Problem, daß viele Erz- und Mineralvorkommen keine geeigneten Mineralphasen zu Datierung enthalten, andererseits an der nahezu allgegenwärtige Überprägung präalpiner Paragenesen durch die alpidische Metamorphose. Auch die im vorliegenden Fall erzielten geochronologischen Daten sind letztlich Modellalter mit nicht völlig gesicherter geologischer Signifikanz. Immerhin sind diese Daten aber mit den geologischen Vorgaben in Einklang zu bringen. Wie beschrieben kann man beobachten, daß die Lazulith-Quarz-Gänge fallweise eindeutig ältere Strukturen des Nebengesteins durchkreuzen, während beide noch eine Überprägung durch die altalpidische Metamorphose erfahren haben.

Liegen nun aus den Ostalpen geochronologische Daten vor, die dem permotriassischen Bildungsalter der Lazulith-Quarz-Adern nahekommen?

Als erstes sind hier die vor allem im mittelostalpinen Kristallin verbreiteten, teilweise spodumenführenden Pegmatite zu nennen. Rb-Sr Muskovit- und Sm-Nd Granatalter aus diesen Gesteinen liegen zwischen 240 und 265 Ma (Jäger & Metz 1971, Morauf 1981, Schuster & Thöni 1996). Im gleichen Bereich liegt auch das Rb-Sr Muskovitalter aus dem Pegmatit im Freßnitzgraben (250 Ma). Der Wolfsberger Granitgneis in der Koralpe weist ein Rb-Sr Gesamtgesteinsisochronenalter von 258 Ma auf (Morauf 1980). Eine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone von feinkörnigen, hochfraktionierten Granitoiden im südlichen Grobgneiskomplex ergibt 243 Ma und wird als primäres Kristallisationsalter interpretiert (Scharbert 1990). Als magmatisch interpretierte Sm-Nd Alter von Plagioklas und Klinopyroxen in reliktischen Gabbros des Koralmkristallins schwanken zwischen 247 und 275 Ma und belegen einen basischen Magmatismus zu dieser Zeit (Thöni & Jagoutz 1992, Miller & Thöni 1997). Das heißt, im Zeitraum vor 240–270 Ma ist im ostalpinen Kristallin ein umfangreicher Magmatismus dokumentiert. Ob die Bildung der Lazulith-Quarz-Gänge damit im Zusammenhang steht, kann zur Zeit nicht beantwortet werden.

Das Alter der Hauptmasse der Pb-Zn Vererzungen in den Nördlichen Kalkalpen und im Drauzug wird als obertriassisch eingestuft. Diese meist als syngenetisch bis frühdiagenetisch interpretierten Lagerstätten befinden sich hauptsächlich im karnischen Wettersteinkalk. K-Ar Alter an Illiten liegen zwischen 204 und 242 Ma und könnten die Vererzung datieren (Kralik 1985). Die völlig andere tektonische Position und der abweichende Elementinhalt dieser Vererzungen lassen einen Zusammenhang mit der Bildung der Lazulith-Quarz-Gänge höchst unwahrscheinlich erscheinen, belegen aber eine umfangreiche hydrothermale Tätigkeit zu dieser Zeit.

Außerhalb der Alpen sind Mineralisationen mit permotriassischen Altern weit verbreitet und finden sich im gesamten kaledonisch-variszisch geprägten europäischen Raum. Als Beispiele seien angeführt: Quarz-Fluorit-Calcit-Adern im Galway-Granit, Irland, mit 234 Ma, Hämatit-Baryt-Gänge im Schwarzwald mit 204–235 Ma und obertriassische Barytgänge in Katalonien, Spanien (Canals & al. 1992, Wernicke & Lippolt 1995, Menuge & al. 1997). Der gewaltige Quarzgang „Bayrischer Pfahl" wurde mittels Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone auf 247 Ma datiert (Horn & al. 1986). Ein Quarzgang im Rheinischen Schiefergebirge wurde mit 272 Ma datiert (Schneider & al. 1997). Aber auch für viele der zahlreichen Pb-Zn-Baryt-Fluorit-Gänge in Deutschland wird ein oberpermisches bis triassisches Alter postuliert (Behr & al. 1987).

Die hydrothermalen Ereignisse während Perm und Trias führten also überwiegend zur Bildung von Pb-Zn-Baryt-Fluorit- bzw. reinen Quarzgängen. Das Auftreten von

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
Lazulith-Quarz-Gängen in einem sehr beschränkten Gebiet spricht für abweichende Elementquellen und Transport- und Fällungsbedingungen gegenüber den verbreiteteren Gangbildungen. Über ihre Natur kann mangels weiterführender Daten im Moment noch nicht einmal spekuliert werden.

Dank

Wir danken Prof. Dr. Georg HOINKES, Graz, sowie Dr. Ralf SCHUSTER und Mag. Rudi BERKA, Wien, für Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Franz BERNHARD dankt Dipl.-Ing. Robert BERL, Maria Enzersdorf, und Peter TOMAZIC, Mürzzuschlag, für wertvolle Hinweise über Lazulithvorkommen im Untersuchungsgebiet.

Literatur

BEHR H.-J., HORN E. E., FRENTZEL-BEYME K. & REUTEL Ch. 1987: Fluid inclusion characteristics of the Variscan and post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. – Chemical Geology 61: 273–285.

BERL R. 1996: Lazulith in Österreich, Teil 1. Bemerkungen zu einigen Lazulithfundstellen von Niederösterreich und Steiermark. – Der Steirische Mineralog 10: 5–14.

BERL R. 1997: Lazulith in Österreich, Teil 2. Bemerkungen zu einigen Lazulithfundstellen des Landes Salzburg. – Der Steirische Mineralog 11: 5–10.

BERNHARD F., HOINKES G., MOGESSIE A., POSTL W. & TAUCHER J. 1996: Phosphate parageneses in the „Semmeringquarzit" and related quartz veins of the Lower Austroalpine „Fischbach" window, north-eastern Styria, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft 141: 66–67.

BERNHARD F., WALTER F., ETTINGER K., TAUCHER J. & MEREITER K. 1998: Pretulite, $ScPO_4$, a new scandium mineral from the Styrian and Lower Austrian lazulite occurrences, Austria. – American Mineralogist 83: 625–630.

BRÜCKMANN U. F. B. 1783: Gesammlete und eigene Beyträge zu seiner Abhandlung von Edelsteinen. Zwote Fortsetzung. – Braunschweig, in der fürstlichen Waisenhaus = Buchhandlung, 250 S.

CANALS A., CARDELLACH E., RYE D. M. & AYORA C. 1992: Origin of the Atrevida Vein (Catalonian Coastal Ranges, Spain): Mineralogic, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Study. – Economic Geology 87: 142–153.

CORNELIUS H. P. 1952: Die Geologie des Mürztalgebietes. – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Sonderband 1: 1–94.

FINGER F. & HELMY H. M. 1998: Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, sourthern eastern Desert, Egypt. – Mineralogy and Petrology, 62: 269–289.

FLEISCHER M. & MANDARINO J. A. 1995: Glossary of Mineral Species 1995. – The Mineralogical Record Inc., 280 S., Tucson, Arizona.

FRANZ G., ANDREHS G. & RHEDE D. 1996: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. – European Journal of Mineralogy 8: 1097–1118.

FRIEDL G. 1997: U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmischen Masse. – Dissertation Universität Salzburg, 242 S.

HORN P., KÖHLER H. & MÜLLER-SOHNIUS D. 1986: Rb-Sr Isotopengeochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flußspat-Schwerspat-Ganges von Nabburg-Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland. – Chemical Geology 58: 259–272.

JÄGER E. & METZ K. 1971: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 51: 411–414.

KÖNIGHOFER H. & JAKELY D. 1992: Zwei interessante Lazulithfunde südlich von Graz. – Der Steirische Mineralog 5: 16.

KRALIK M. 1985: K-Ar-Systematik der Tonminerale vererzter und unvererzter Mergel der Maxerbänke, Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg, Kärnten. – Archiv für Lagerstättenforschung der geologischen Bundesanstalt 6: 225–229.

MEIXNER H. 1937: Das Mineral Lazulith und sein Lagerstättentypus. – Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch 85: 1–22, 33–49.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

MENUGE J. F., FEELY F. & O'REILLY C. 1997: Origin and granite alteration effects of hydrothermal fluid: isotopic evidence from fluorite veins, Co. Galway, Ireland. – Mineralium Deposita 32: 34–43.

MILLER Ch. & THÖNI M. 1997: Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – Chemical Geology 137: 283–310.

MONTEL J.-M., FORET S., VESCHAMBRE M., NICOLLET Ch. & PROVOST A. 1996: Electron microprobe dating of monazite. – Chemical Geology 131: 37–53.

MORAUF W. 1980: Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneies von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. – Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 27: 169–185.

MORAUF W. 1981: Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 28: 113–129.

MÜLLER W. 1994: Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechsel-Gebietes (Niederösterreich). – Diplomarbeit Universität Wien, 277 S.

NEUBAUER F., MÜLLER W., PEINDL P., MOYSCHEWITZ G., WALLBRECHER E., & THÖNI M. 1992: Evolution of Lower Austroalpine units along the eastern margin of the Alps: a review. – ALCAPA Field Guide, IGP/KFU Graz: 97–114.

NIEDERMAYR G., BERNHARD F., BOJAR H.-P., BRANDSTÄTTER F., ETTINGER K., MOSER B., PAAR W. H., POSTL W., TAUCHER J. & WALTER F. 1997: Neue Mineralfunde aus Österreich XLVI. – Carinthia II 187/107: 169–214.

RHEDE D., WENDT I. & FÖRSTER H. J. 1996: A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb- und Th/Pb-ages of accessory minerals. – Chemical Geology 130: 247–253.

SCHARBERT S. 1990: Rb-Sr-Daten aus dem Raabalpenkristallin. – TSKIII, Exkursion „Raabalpen- und Wechselkristallin", IGP/KFU Graz: 22–26.

SCHNEIDER J., HAACK U. & KIRNBAUER T. 1997: Rb/Sr-Datierung silifizierter Nebengesteine des mächtigen hydrothermlen Quarzganges von Usingen, Taunus (SE Rheinisches Schiefergebirge). – Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beiheft zum European Journal of Mineralogy 9, No. 1: 317.

SCHUSTER R. & THÖNI M. 1996: Permian Garnets: indication for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft 142: 219–221.

SCHWINNER R. 1935: Zur Geologie von Birkfeld. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 72: 67–100.

SPEAR F. S. & CHENEY J. T. 1989: A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. – Contributions to Mineralogy and Petrology 101:149–164.

STEIGER R. H. & JÄGER E. 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth and Planetary Science Letters 36: 359–362.

SUZUKI K., ADACHI M. & KAZJIZUKA I. 1994: Electron microprobe observation of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. – Earth and Planetary Science Letters 128: 391–405.

TAUCHER J., HOLLERER Ch. & MOSER B. 1995: Freßnitzgraben bei Krieglach, Steiermark, Österreich, die Typuslokalität von Lazulith. – Matrixx, Mineralogische Nachrichten aus Österreich 4: 17–27.

THÖNI M. & JAGOUTZ E. 1992: Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). – Geochimica et Cosmochimica Acta 56: 347–368.

WEISSENBACH N. 1975 Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins in der Saualpe. – Clausthaler geologische Abhandlungen, Sonderband 1: 61–114.

WERNICKE R. S. & LIPPOLT H. J. 1995: Direct isotope dating of a Northern Schwarzwald qtz-ba-hem vein. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte: 161–172.

Anhang

Kristallsystem und Idealformeln der erwähnten Mineralien (aus FLEISCHER & MANDARINO 1995)

Andalusit	orthorhombisch	Al_2SiO_5
Apatit	hexagonal	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$
Augelit	monoklin	$Al_2(PO_4)(OH)_3$
Baryt	orthorhombisch	$BaSO_4$
Bearthit	monoklin	$Ca_2Al(PO_4)_2(OH)$
Biotit	monoklin	$K(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})Si_3O_{10}(OH,F)_2$
Chloritoid	monoklin	$(Fe^{2+},Mg,Mn)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Crandallit	trigonal	$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \times H_2O$
Epidot	monoklin	$Ca_2(Fe^{3+},Al)_3(SiO_4)_3(OH)$
Florencit-(Ce)	trigonal	$CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$
Fluorit	kubisch	CaF_2
Goethit	orthorhombisch	$Fe^{3+}O(OH)$
Goyazit	trigonal	$SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \times H_2O$
Granat (Almandin)	kubisch	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
Graphit	hexagonal	C
Hämatit	trigonal	Fe_2O_3
Hydroxylherderit	monoklin	$CaBe(PO_4)(OH)$
Illit	monolin	$(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}((OH)_2,H_2O)$
Ilmenit	trigonal	$FeTiO_3$
Kaolinit	triklin	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Klinochlor	monoklin	$(Mg,Fe^{2+})_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Klinopyroxen (Diopsid)	monoklin	$CaMgSi_2O_6$
Kyanit	triklin	Al_2SiO_5
Lazulith	monoklin	$(MgAl_2(PO_4)_2(OH)_2$
Monazit-(Ce)	monoklin	$CePO_4$
Muskovit	monoklin	$KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$
Paragonit	monoklin	$NaAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$
Plagioklas (Albit)	triklin	$NaAlSi_3O_8$
Plagioklas (Anorthit)	triklin	$CaAl_2Si_2O_8$
Pretulit	tetragonal	$ScPO_4$
Pyrit	kubisch	FeS_2
Pyrophyllit	monoklin	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
Rutil	tetragonal	TiO_2
Scorzalith	monoklin	$FeAl_2(PO_4)_2(OH)_2$
Spodumen	monoklin	$LiAlSi_2O_6$
Staurolith	monoklin	$(Fe^{2+},Mg,Zn)_2Al_9(Si,Al)_4O_{22}(OH)_2$
Thorit	tetragonal	$ThSiO_4$
Turmalin (Schörl)	trigonal	$NaFe_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$
Uraninit	kubisch	UO_2
Wardit	tetragonal	$NaAl_3(PO_4)_2(OH)_4 \times 2H_2O$
Xenotim-(Y)	tetragonal	YPO_4
Zirkon	tetragonal	$ZrSiO_4$

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: 128

Autor(en)/Author(s): Bernhard Franz, Schitter Franz, Finger Fritz [Friedrich]

Artikel/Article: Zur Altersstellung der lazulith-Quarz-Gänge im unterostalpinen Grobgneiskomplex der Nordoststeiermark und des südlichen Niederösterreich. 43-56