

Alpine Kluftmineralisationen im Nationalpark Hohe Tauern und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose

Gerhard Niedermayr

1 Zusammenfassung

Sowohl die Mineralvergesellschaftung als auch die Mineralabfolgen der Kluftmineralisationen der Hohe Tauern belegen, daß es sich bei den alpinen Klüften um weitgehend geschlossene Systeme handelt, deren Mineralinhalt den Gesetzmäßigkeiten einer retrograden Metamorphose folgt. Die in den Klüften beobachtbaren Mineralparagenesen stimmen mit dem bisher vorhandenen experimentellen Datenmaterial gut überein und belegen einen PT-Verlauf, der einem "medium-pressure-type metamorphism" entspricht. Die Mineralsukzessionen in den Klüften durchlaufen dementsprechend alle Stadien der retrograden, jungalpidischen Metamorphose, beginnend mit der niedrig temperierten Amphibolitfazies über Grünschieferfazies, Prehnit-Pumpellyitfazies bis zur Zeolithfazies.

2 Summary

Alpine fissure mineralizations in the National Park Hohe Tauern and their correlation to the alpidic metamorphism

Mineral associations and mineral succession in Alpine fissure mineralization in the Hohe Tauern verify that the Alpine clefts represent closed systems and that mass transport was mainly governed by retrograde metamorphism. The natural paragenesis observed in Alpine fissures are well consistent with experimental data and indicate a PT-path comparable to a retrograde medium-pressure-type metamorphism. Thus mineral succession in fissures start during the lower amphibolite facies and evolve through the greenschist and prehnite-pumpellyite facies down to the zeolite facies.

3 Keywords

Hohe Tauern National Park, alpine fissure mineralization, alpidic metamorphism

4 Einleitung

Im Gegensatz zu der heute beinahe schon unüberschaubaren Flut von erdwissenschaftlichen Publikationen, die sich mit der geologischen Entwicklung der Ostalpen auseinandergesetzt haben bzw. auseinandersetzen (vgl. FLÜGEL & FAUPL 1987) und die in den letzten Jahren auch sehr detaillierte Angaben zur Hebungsgeschichte der Ostalpen erbracht haben (GRUNDMANN & MORTEANI 1985, BLANCKENBURG et al. 1989), sind mineralogische Arbeiten, die sich diesem Problemkreis widmeten, der bedingt durch die Entwicklung des alpinen Gebirges zu einem wesentlichen Teil auch das Studium alpiner Kluftmineralisationen miteinschließen müßte, bis heute weit in der Minderzahl. Entsprechendes Beobachtungs- und Datenmaterial liegt heute vor über alpine Fluorite (WENINGER 1980, SPETTEL et al. 1981), über alpine Quarze (LUCKSCHEITER & MORTEANI 1980, WENINGER

1981, KANDUTSCH 1989) und über alpine Kluftmineralparagenesen im allgemeinen (NIEDERMAYR 1980, 1990). Zusätzlich dazu existieren viele Beschreibungen von einzelnen Mineralfunden und Mineralfundstellen, die aber über den Status einer bloßen Dokumentation in den meisten Fällen nicht hinausgehen, zudem oft auch durch unbewußt oder - leider - auch bewußt unrichtige bzw. ungenaue Fundortangaben beeinträchtigt werden.

Dies ist erstaunlich, da nach den heute allgemein anerkannten, schon vor Jahrzehnten in den Schweizer Alpen entwickelten Modellvorstellungen der Zerrklüftbildung und -mineralisierung (vgl. STALDER et al. 1973) gerade hier einer der Schlüssel zur Klärung der geologischen Entwicklung des alpinen Gebirges zu erwarten wäre.

Der Autor hat sich nun bereits seit über 20 Jahren mit der genetischen Interpretation alpiner Kluftmineralparagenesen auseinandergesetzt und hier vor allem Vorkommen im Bereich des heutigen Nationalparks Hohe Tauern und seiner engeren Umgebung genauer untersucht (u.a. BERNOTAT & NIEDERMAYR 1980, NIEDERMAYR 1980, 1982, SPETTEL et al. 1981). Eine letzte zusammenfassende Darstellung erfolgte im Rahmen eines Plenarvortrages anläßlich des Symposiums MINPET 90 "125 Jahre Knappenwand" in Neukirchen am Großvenediger (NIEDERMAYR 1990).

5 Problemstellung

Versuchen wir eine wissenschaftliche Auseinandersetzung mit der alpinen Kluftmineralisation, so sind dabei zunächst drei Problemkreise zu berücksichtigen, die jeder für sich sehr vielschichtigen Parametern unterworfen sind:

- 1) gebirgsmechanische Bildung der Klüfte in Zeit und Raum
- 2) Herkunft der Kluftlösungen
- 3) Mineralisierung der Klüfte und Mineralsequenzen

Während der progressiven metamorphen Prägung eines Gesteinsstapels ist eine Kluftbildung kaum vorstellbar und scheint auch die Konservierung eines eventuell prämetamorph angelegten Kluftbestandes nicht möglich. Daraus resultiert, daß die Kluftbildung und die Mineralisierung der Klüfte erst im Anschluß an den thermischen Höhepunkt der letzten wirksamen Metamorphose eines Gesteinsstapels erfolgen kann. Somit sind die Lösungen in den entstehenden Klüften dem Temperatur- und Druckgefälle der retrograden Metamorphoseereignisse unterworfen, die auch das umgebende Gestein formen. Kann man alpine Klüfte als jeweils für sich weitgehend geschlossene Systeme betrachten, wofür auch nebengesteinsabhängige Mineralsequenzen sprechen, so müssen die Mineralabfolgen in den Klüften Rückschlüsse auf die PT-Entwicklung des die Klüfte umgebenden Gesteinsverbandes erlauben. Die Ergebnisse sollten mit dem an solchen Gesteinen selbst ermittelten Datenmaterial in Einklang stehen.

Über die räumliche Verteilung und vor allem die Ausrichtung der Klüfte im Gesteinsverband ist in den Hohen Tauern nur sehr wenig bekannt. Allerdings gilt auch hier die für Zerrklüfte allgemein angeführte Beobachtung, daß diese üblicherweise senkrecht zur Textur des Gesteins verlaufen. Somit ist im Tauernfenster überwiegend eine Nord-Süd Ausrichtung der Klüfte zu erwarten, mit örtlichen stärkeren Abweichungen. Für den Bereich des östlichen Tauernfensters (Kärntner Anteil) konnte dies KANDUTSCH 1989 belegen, wobei sich lokal auch E-W ausgerichtete Kluftsysteme feststellen ließen (z.B. Bereich Mallnitz, Romate, z.T. auch Maltatal und Ankogel sowie Sonnblick).

Nach dem heute vorhandenen radiometrischen Datenmaterial erfolgte die letzte wesentliche metamorphe Prägung der penninischen Gesteinsserien der Hohen Tauern im Zuge der jungalpidischen

Metamorphosephase (FRANK et al. 1987). Das bedeutet, daß die Kluftmineralisationen der Hohen Tauern als Folgewirkung der jungalpidischen Metamorphose angesehen werden müssen. Beginn und Dauer der Mineralisierung der Klüfte sind dabei aus den Kluftmineralvergesellschaftungen selbst kaum abzulesen. Aufgrund des kürzlich von BLANCKENBURG et al. 1989 mitgeteilten Datenmaterials aus dem westlichen Tauernfenster kann aber für die Kluftmineralbildung eine Zeitspanne von etwa 20-15 Millionen Jahren abgeleitet werden; sie endet vermutlich vor 5 Ma, wenn 100° C bereits deutlich unterschritten worden sind (100° C-Isotherme der Apatit-Spaltspurenalter bei 7±1 Ma; GRUNDMANN & MORTEANI 1985).

Unter der Voraussetzung, daß die Mineralisierung der alpinen Klüfte tatsächlich vom retrograden PT-Verlauf der jungalpidischen Metamorphose gesteuert ist, müßten die Mineralabfolgen in den Klüften, unabhängig vom Chemismus der jeweiligen Nebengesteine, deutliche Beziehungen zur Abkühlgeschichte des alpinen Gesteinsstapels erkennen lassen. Um dies überprüfen zu können, ist als erster Schritt ein möglichst umfangreiches und vollständiges Beobachtungsmaterial notwendig; d.h. der Mineralinhalt möglichst vieler Kluftmineralisationen muß so genau wie eben möglich erfaßt und die Mineralabfolgen in diesen Klüften dokumentiert werden.

Entsprechendes Datenmaterial wurde bereits von NIEDERMAYR 1980 mitgeteilt. In der Zwischenzeit haben weitere Untersuchungen die seinerzeitigen Ergebnisse bestätigen können. Diese Arbeiten wurden zum Teil im Rahmen zweier seit 1987 von der Nationalparkverwaltung genehmigter Projekte (Mineraltopographische Studien und mineralogische Aufsammlungen im Bereich Schafkarkogel-Schareck, "Projekt Rauris", und im Bereich Obersulzbachtal-Hollersbachtal, "Projekt Oberpinzgau"), zum Teil aber auch mit Unterstützung vieler in- und ausländischer Mineraliensammler, die reichlich Untersuchungsmaterial aus dem Bereich der Hohen Tauern zur Verfügung gestellt haben, durchgeführt.

6 Ergebnisse - Die Mineralarten alpiner Klüfte

Nach WENINGER 1974 sind nur etwa 110 verschiedene Mineralarten im gesamten Bereich der Ostalpen in alpinen Klüften (des Pennins und des Ostalpins) beobachtet worden. Im Gebiet des Nationalparks Hohe Tauern sind bis heute in alpinen Klüften ca. 100 Mineralien nachgewiesen, wovon allerdings ein kleiner Teil als Bildungen der Oxidationszone von Erzvorkommen zu betrachten ist und daher eigentlich nicht zu den typischen alpinen Kluftmineralisationen gezählt werden sollte (wie etwa Anglesit, Cerussit, Goethit z.T., Hemimorphit, ged. Schwefel und Wulfenit). Nach chemischen Gesichtspunkten verteilen sich die im Nationalparkareal nachgewiesenen Kluftmineralien auf beinahe alle Mineralklassen, wenn auch Silikate weitaus am häufigsten vertreten sind. Im nachfolgenden sollen einige Mineralarten detaillierter besprochen und ihre Bedeutung für die genetische Interpretation alpiner Kluftmineralisationen dargestellt werden.

Quarz

Neben Feldspäten, Calcit und Chlorit zählt der Quarz zu den häufigsten Kluftmineralien im alpinen Bereich. Er ist in beinahe jeder Kluft festzustellen und tritt auch in verschiedenen Varietäten und Ausbildungsformen auf. Er ist aufgrund seiner Häufigkeit und gleichmäßigen Verbreitung über den alpinen Bereich hinweg wiederholt für Fluideinschlußstudien herangezogen worden. Die ersten grundlegenden Arbeiten in den Ostalpen, die das hier betrachtete Gebiet zum Teil abdecken, stammen von HOEFS & MORTEANI 1979 und LUCKSCHEITER & MORTEANI 1980. Weiteres Datenmaterial zu diesem Thema hat dann WENINGER 1981 bekannt gemacht.

KANDUTSCH 1989 beschäftigt sich, ausgehend von den sehr detaillierten Arbeiten Schweizer Forscher (vgl. RYKART 1971), mit der morphologischen Charakterisierung der penninischen Kluftquarze in den Ostalpen. Er unterscheidet dabei mit fallenden PT-Bedingungen im wesentlichen spitzrhomboedrischen Habitus, Übergangshabitus und prismatischen Habitus, die er insgesamt als Quarze mit Makromosaikbau ("Friedländerquarze" nach RYKART 1989) klassifiziert und den Quarzen mit Lamellenbau ("Bambauerquarze" nach RYKART 1989) gegenüberstellt. Was die Lamellenquarze betrifft, so ist seiner Meinung nach "eine Zuordnung zu ausschließlich niedertemperierten Bildungsbedingungen im Bereich des Penninikums nirgends zu erkennen" (l.c. S.30). Diese Behauptung ist eindeutig falsch, da im gesamten Bereich der Ostalpen Quarze mit Lamellenbau zwar nicht übermäßig häufig, aber immer als jüngste und damit - auf den Quarz bezogen - auch immer als bei tiefsten PT-Bedingungen gebildete Generation zu erkennen sind (z.B. Zepferquarze, Fensterquarze und Quarze im Dauphinée-Habitus z.T., sowie dünne Lamellenquarzhäute auf älteren Quarzen in meist steilrhomboedrischem, bisweilen auch normal-rhomboedrischem, prismatischem, Habitus). Auf das "Lamellenquarz-Problem" weist kurz NIEDERMAYR 1992 hin und betont, daß in vielen Fällen offensichtlich Zonarbau vorliegt und ein "Lamellenbau" im eigentlichen Sinn nur selten und nur in bestimmten Paragenesen auftritt.

Wie eigene Untersuchungen ergeben haben, ist die rein morphologische Charakterisierung der Quarztypen nicht unbedingt zielführend und das darauf basierende, von KANDUTSCH 1989 vorgeschlagene Quarzmorphologie-Geothermometer nur etwas differenziert anwendbar. So ist sowohl an geätzten, senkrecht zur c-Achse geschnittenen Quarzplatten (vgl. RYKART 1989) als auch in analog orientierten Dünnschliffen im Polarisationsmikroskop der häufig aus mehreren Generationen bestehende Aufbau eines Quarzindividuums gut zu erkennen. Die erste Quarzgeneration eines Kluftsystems und damit auch der Kernbereich eines Quarzkristalls zeigen mehr oder weniger typischen Makromosaikbau und damit ein Überwiegen der Dauphinéer-Verzwilligung im frühen Quarzbildungsstadium an. Der Habitus des Quarzes kann dabei sowohl steilrhomboedrisch als auch normal-rhomboedrisch sein.

Um diese erste, nach dem Dauphinéergesetz verzwilligte Quarzgeneration kommt mit sehr variablem Anteil bisweilen oft eine zweite, nach dem Brasilianergesetz verzwilligte Generation zur Ausbildung. Nach dem bisherigen Datenmaterial ist diese Abfolge nie umgekehrt! Ähnliches deutet auch RYKART 1989 an, wenn er schreibt, daß Quarze mit Makromosaikbau meist nach dem Dauphinéergesetz verzwilligt sind und sich Brasilianer-Verzwilligung selten, meist nur akzessorisch in den jüngsten Kristallpartien (l.c. S.215), findet. An Quarzen aus den Hohen Tauern sind Bereiche mit Brasilianer-Verzwilligung in der Randzone der Individuen nicht selten und umschließen manchmal den ganzen Kristall, sind häufiger aber auch nur partiell ausgebildet. Ganz außen findet sich gelegentlich noch eine dritte Quarzgeneration, die mehr oder weniger deutlich Lamellenbau zeigt und als "Lamellenquarz" bzw. auch als "Bambauerquarz" bezeichnet wird. Die Lamellen gehen dabei nicht selten über Bereiche mit typischer Brasilianer-Verzwilligung (zum Teil auch über nach dem Dauphinéergesetz verzwilligten Quarz) hinweg und stellen somit eine spätere, sekundäre Wachstumsstruktur dar. Darauf haben bereits BAMBAUER et al. 1961 bei ihrer Untersuchung an Lamellenquarzen aus Madagaskar hingewiesen. Nach RYKART 1989 zeichnen sich Lamellenquarze durch einen höheren Anteil an Spurenelementen und einen höheren H-Gehalt aus.

Untersuchungen des H-Gehaltes von alpinen Kluftquarzen, die derzeit in Zusammenarbeit mit dem Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien durchgeführt werden, sollen dies auch an ostalpinen Quarzvorkommen prüfen. Erste Ergebnisse zeigen, daß den vorhin genannten, unterschiedlich verzwilligten Quarzgenerationen auch bestimmte H-Gehalte zugeordnet werden

können und diese vom Kern zur Hülle eines Quarzindividuums signifikant ansteigen, wenn verschiedene Generationen an dessen Aufbau beteiligt sind. Hingegen scheint kein Unterschied im H-Gehalt von Quarzen mit steilrhomboedrischem oder normal-rhomboedrischem Habitus zu bestehen (freundl. persönl. Mitt. Prof. Dr. A. BERAN, Wien).

Der Aufbau eines Quarzindividuums aus verschiedenen Generationen bedeutet aber, daß die jüngste Quarzgeneration die früher gebildete(n) Generation(en) mehr oder weniger stark maskieren kann und somit die Verwendung der Quarzmorphologie als Geothermometer nur unter bestimmten Voraussetzungen möglich ist. Ganz besonders gilt dies für die Lamellenquarzgeneration, die KANDUTSCH 1989 aus seinen Überlegungen offensichtlich bewußt ausgeklammert hat, obwohl auch Lamellenquarze einen integrierenden Bestandteil der alpinen Kluftrapagenesen darstellen und somit in der gesamten Abfolge nicht unberücksichtigt bleiben dürfen.

Der Beginn der Quarzkristallisation ist in der Mineralausscheidungsfolge der alpinen Klüfte sehr früh anzusetzen. Nach dem bisher vorliegenden Beobachtungsmaterial ist in der Sequenz der Mineralphasen die Verteilung von Habitus und verschiedenen Generationen des Quarzes (abgeleitet aus seinem inneren Aufbau) mit fallender Bildungstemperatur folgendermaßen zu charakterisieren:

<u>Habitus</u>	<u>Innerer Aufbau</u>
Tessiner Habitus	Dauphinéer-Verzwilligung (selten unverzwilligt)
(steilrhomboedrischer Habitus)	Makromosaikbau
↓	↓
normal-rhomboedrischer Habitus	Brasilianer-Verzwilligung Lamellenquarzausbildung

Daraus ist abzuleiten, daß Quarze mit steilrhomboedrischem Habitus im allgemeinen bei höheren Temperaturen gebildet worden sein sollten als Quarze mit normal-rhomboedrischem Habitus. Dies ist eine im Gelände nachvollziehbare Beobachtungstatsache und deckt sich mit den Schlußfolgerungen von KANDUTSCH 1989, der die Quarzmorphologie im Penninikum als einfach zu handhabendes Geothermometer vorschlägt. Auf Einschränkungen dieser Methode ist im vorstehenden bereits hingewiesen worden. Insbesondere müssen sich entsprechende Aussagen auf eine große Probenanzahl gründen und auch die Generationsabfolge in den Quarzindividuen berücksichtigen. Nach den von MULLIS 1991 in den Schweizer Alpen durchgeführten, sehr umfangreichen Untersuchungen unterscheiden sich steilrhomboedrischer und normal-rhomboedrischer Habitus hinsichtlich ihrer Bildungstemperatur kaum, sind aber trotzdem an Bereiche bestimmter regionalmetamorpher Prägung gebunden; möglicherweise beeinflußt der in der Kluftlösung herrschende Druck die Ausbildung des Quarz-Habitus weit mehr als bisher angenommen. Prinzipiell wird aber die genaue Beobachtung der Quarzmorphologie sowie der Generationsabfolge von Quarzindividuen in Kombination mit Fluideinschlußstücken Aufschlüsse über den PT-Verlauf der retrograden jungalpidischen Metamorphose geben, worauf auch u.a. MULLIS 1983, 1991 hinweist.

Diopsid, Epidot-Klinozoisit, Zoisit und andere in Quarzgängen eingewachsene Mineralien

In manchen Bereichen des Pennins auffällig ist eine mehr oder weniger starke Durchäderung mit unterschiedlich mächtigen Quarzgängen. Diese können sowohl in Schiefen verschiedenster Zusammensetzung, in Amphiboliten und in Gneisen sowie anderen Gesteinstypen beobachtet werden. Die Gänge verlaufen dabei oft mehr oder weniger parallel der Textur der Gesteine, sind zum Teil aber auch diskordant angelegt.

Überwiegend handelt es sich dabei um reine Quarzgänge, mit nur sehr untergeordnet Feldspäten und bisweilen auch Karbonaten. Selten sind in derartigen Gängen aber auch Beryll, Diopsid, Epidot-Klinozoisit, Rutil, Turmalin oder Zoisit eingewachsen.

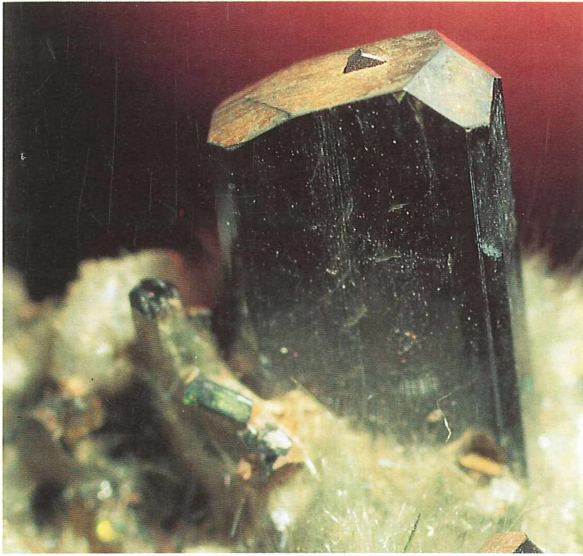
Obwohl im Bereich derartiger Quarzgänge - meist am Kontakt zum Nebengestein - oft typische Kluftmineralisationen festzustellen sind, ist die genetische Zuordnung der Gänge selbst zum jungalpidischen Metamorphoseereignis nicht klar. Prinzipiell könnte es sich dabei auch um Bildungen im Gefolge einer älteren (altalpidischen?) Metamorphosephase handeln. In diesem Fall wären eventuell Hinweise auf eine Überprägung der älteren Mineralisationen im Zuge der jungalpidischen Metamorphose zu erwarten. Möglicherweise können die beiden nachstehend angeführten Beispiele als Indizien dafür gewertet werden.

Diopsid aus dem Bereich des Breiftfußes im Habachtal

Grobstengeliges Epidot und Diopsid sind in Derbyquarzgängen des Habachtales, an der Südseite des Breiftfußmassives, und im Unter- und Obersulzbachtal an verschiedenen Stellen nachgewiesen worden. Interessant ist nun ein Vorkommen aus dem Nebelkarl (nördliches Breiftfußmassiv) im Habachtal. Hier sind ebenfalls bis mehrere Zentimeter lange Kristalle von ehemals Diopsid im Quarz eingewachsen zu beobachten, die aber in ein Gemenge von aktinolithischer Hornblende und Biotit umgesetzt sind. Diese Umsetzung weist auf die Wirkung relativ hoch temperierter, retrograd metamorpher Lösungen hin.

Tafel I:

1. Etwa 1 cm großer, modellartig entwickelter Diopsid neben feinnadeliger aktinolithischer Hornblende, Epidot und Albit. Typisches Stück aus dem Vorkommen vom hintersten Seebachkar im Untersulzbachtal, Salzburg.
Sammlung und Foto: NHM, Wien
2. Etwa 5 cm langer, von Titanit vollständig umkrusteter und später teilweise noch von Calcit umwachsender Rutil. Chlorit ist die letzte Bildung in dieser Paragenese.
Fundort: Kleine Weidalm im Habachtal, Salzburg.
Sammlung: Alois Hofer, Bramberg.
Foto: Liselotte Niedermayr.
3. Eine der phantastischen Titanit-Stufen, die im Bereich der Wager Alm im Amertal, Salzburg gefunden worden sind. Größe des Kristalles 5 cm
Sammlung und Foto: NHM Wien.
4. Der etwa 1 cm große in Chlorit eingewachsene Tetradymit vom Ankogel, Kärnten, zählt zu den großen Raritäten, die in den letzten Jahren im alpinen Bereich gefunden worden sind.
Sammlung und Foto: NHM Wien.
5. Ungewöhnlich gut entwickelter, etwa 6 mm großer Monazit aus dem Windbach im Habachtal, Salzburg.
Sammlung: Alois Steiner
Foto: NHM Wien.
6. Eines der ungewöhnlichsten Mineralien der alpinen Kluftparagenese ist dieser Cotunnit, der erst vor kurzem im Bereich des Roten Rannes im Kleinen Fleißtal, Kärnten entdeckt worden ist. Bildlänge etwa 12 mm.
Sammlung und Foto: NHM Wien.



1



2



3



4



5



6



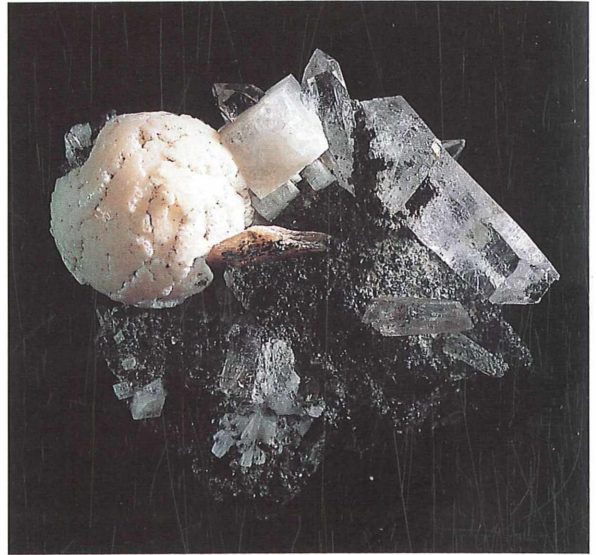
7



8



9



10

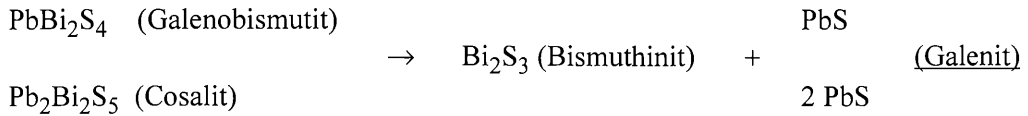


11



12

Im gleichen Bereich treten im Derbyquarz auch bis 4 cm lange Erzstengel auf, die sich röntgenographisch als ein Gemenge von Bismuthinit, Galenit und Anglesit sowie weiteren, nicht näher spezifizierbaren, feinstkristallinen Pb-Bi-Sulfiden erwiesen haben (Tafel 2, Abb. 7). Beim ursprünglichen Erz dürfte es sich um Galenobismutit oder Cosalit gehandelt haben. Diese primäre Erzphase ist dann nach der Reaktion



in das schon beschriebene Gemenge aus Bismuthinit und Galenit umgesetzt worden; Galenit wurde dabei später teilweise in Anglesit umgewandelt. Sowohl Galenobismutit als auch Cosalit sind in zum Teil bemerkenswert großen Kristallen in derbem Quarz eingewachsen aus dem nördlichen Großvenedigermassiv von mehreren Lokalitäten bekannt.

Auffällig ist nun, daß die beiden hier beschriebenen Vorkommen in einem niedriger metamorph geprägten Bereich - etwas nördlich der 500° C-Isotherme (HOERNES & FRIEDRICHSEN 1974) - liegen, hingegen die aus diesem Bereich als Einschlüsse in derbem Quarz bekannten unzersetzten Diopside sowie Galenobismutit und Cosalit im höher metamorph geprägten Bereich südlich dieser 500° C-Isotherme zu liegen kommen. Es könnte dies als Indiz dafür gewertet werden, daß ein prä-jungalpidisch angelegter Mineralbestand (in Derbyquarzgängen) im Zuge des örtlich unterschiedlich stark wirksamen jungalpidischen Metamorphoseereignisses lokal überprägt worden ist.

Tafel II:

7. Etwa 3,5 cm langer "Kristall" aus einer innigen Verwachsung von Bismuthinit, Galenit und Anglesit bestehend; aus dem Nebelkarl im Habachtal, Salzburg.
Sammlung und Foto: NHM, Wien.
8. Teils ankorrodierter, etwa 2 mm langer Milarit auf Quarz vom Beryller im Untersulzbachtal, Salzburg.
Sammlung und Foto: NHM, Wien.
9. Typische Paragenese vom Moosboden, Reißbeck in Kärnten. Über Chlorit (!) ist zunächst Adular und später auch Stilbit zur Ausscheidung gelangt. Chlorit ist somit hier eine relativ frühe Bildung. Bildbreite 1,5 cm.
Sammlung und Foto: NHM Wien.
10. Das Stück vom Moosboden, Reißbeck, zeigt die Mineralabfolge sehr deutlich: Quarz → Titanit → Chlorit → Stilbit → Chabasit. Größe der Stufe etwa 7x6 cm.
Sammlung: Hermann Kaponig, Tallach/Kärnten.
Foto: NHM Wien.
11. Auch bei diesem Stück aus dem Gewerkewald bei Böckstein, Salzburg, bei Chlorit sehr früh aus der Kluftlösung ausgeschieden worden. Die Abfolge lautet hier: Albit → Chlorit → Synchronit → Laumontit. Bildbreite etwa 4 cm.
Sammlung und Foto: NHM Wien.
12. In Klüften von Amphiboliten, wie hier von der Froßnitz in Osttirol, ist Epidot neben aktinolithischer Hornblende eine sehr frühe Bildung und wird nicht selten von Prehnit oft vollständig überkrustet. Bildbreite etwa 7 cm.
Sammlung und Foto: NHM Wien.

Adular, Periklin und Albit sind in alpinen Klüften nach dem Quarz die häufigsten Mineralphasen. Tafeliger Albit ist dabei nur von wenigen Lokalitäten bekannt, Periklin hingegen ist ein häufiger Bestandteil von Kluftparagenesen, besonders in Amphiboliten. Demgegenüber ist Adular in Klüften von Schiefen und Gneisen wesentlich weiter verbreitet.

Interessant ist die schon von LEITMEIER 1942 getroffene Feststellung, daß Periklin gar nicht so selten gesetzmäßig von Adular überwachsen wird. Schöne Beispiele dafür stellen Vorkommen im Habachtal, aus dem Bruchgraben im Hollersbachtal und im Felbertal dar. Der sogenannte "Adularalbit", eine gesetzmäßige Überwachsung von Albit in Periklinhabitus durch Adular im Epidotvorkommen der Knappenwand, ist schon lange bekannt und ebenfalls hier einzuordnen. Periklin ist somit in alpinen Klüften vor Adular ausgeschieden worden.

Wie der Quarz sind auch die Feldspäte sehr früh in der Ausscheidungsfolge alpiner Klüfte einzuordnen. Über den Al,Si-Ordnungsgrad von Adularen aus dem Bereich des Nationalparkareals berichteten kurz BERNOTAT & NIEDERMAYR 1980; leider konnten diese Arbeiten nicht systematisch weitergeführt werden.

Glimmer

Biotit und Muskovit treten bisweilen auch in alpinen Klüften auf und sind hier üblicherweise ebenfalls, wie Quarz, Feldspäte, Epidot und aktinolithische Hornblende, sehr früh in der Ausscheidungsfolge anzusetzen.

Im Gegensatz zu den Schweizer Alpen, von wo bereits viele radiometrische Altersdaten an Kluftglimmern vorliegen, sind aus den Ostalpen bisher nur vereinzelt entsprechende Proben untersucht worden.

Den wenigen derzeit zur Verfügung stehenden Daten steht nur bedingte Aussagekraft zu. Eine Muskovitprobe aus dem Bereich des Beryllers im Untersulzbachtal ergab ein Abkühlalter (Rb-Sr) von 33 ± 2 Ma und Biotite von der Seebachplaike/Obersulzbachtal und vom Tauerntunnel bei Mallnitz ergaben Abkühlalter (Rb-Sr) von $18,5 \pm 3,9$ Ma bzw. $19,9 \pm 0,8$ Ma (freundl. persönl. Mitt. Dr. S. SCHARBERT, Geologische Bundesanstalt Wien). In den genannten Fällen handelt es sich offenkundig um Abkühlalter, die keine Aussage über das Alter der Bildung dieser Glimmer erlauben (vgl. JÄGER & HANTKE 1983), die Daten stehen aber in guter Übereinstimmung zu Glimmeraltern aus den Gesteinen dieses Bereiches (FRANK et al. 1987; BLANCKENBURG et al. 1989). In jedem Fall aber sollten diese Daten zumindest die zeitliche Untergrenze des Beginns der Kluftbildung belegen.

Karbonate

Prinzipiell lassen die Karbonate in den alpinen Klüften eine bestimmte Abfolge erkennen. (Fe,Mg)-reiche Karbonate, Fe-Dolomit, Ankerit, Mg-reicher Calcit, sind üblicherweise vor Mg-armem Calcit zur Auskristallisation gelangt. In Fe-reichen Paragenesen und Erzmineralisationen tritt auch linsenförmig-rhomboedrischer Siderit auf; eine seltene Bildung in alpinen Klüften ist Aragonit, der aber mittlerweile bereits von verschiedenen Bereichen nachgewiesen werden konnte (NIEDERMAYR et al. 1987).

Calcit ist ein in alpinen Klüften an sich gar nicht so seltenes Mineral und er ist in den meisten Fällen offenbar auch eine sehr frühe Bildung. An Hand der Dolomitentmischungen in den Mg-Calciten der Klüfte haben HÖRMANN & MORTEANI 1972 für die Karbonate in den Klüften des westlichen Tauernfensters Bildungstemperaturen von etwa $600-420^{\circ}$ C abgeleitet. Diese Daten wurden von LUCK-

SCHEITER & MORTEANI 1980 durch Untersuchung an Flüssigkeitseinschlüssen von Kluftquarzen des gleichen Bereiches bestätigt.

Auch in bezug auf ihre morphologische Entwicklung zeigen die Calcite alpiner Klüfte eine klare Abfolge. Flächenarmer rhomboedrisch entwickelter, üblicherweise einschlußreich stark getrübt Calcit der 1. Generation wird von flächenreicheren, nicht selten klar-durchsichtigen bis durchscheinenden Individuen der 2. Generation, die mehr oder weniger kurzprismatisch bis tafelig ausgebildet sind, aber auch skalenoedrisch entwickelt sein können, gefolgt. Extremer "Blätterspathabitus" tritt als jüngste Calcitgeneration in den Klüften auf.

Die Angabe von WENINGER 1974, daß "Calcite aus höher temperierten Bereichen meist flachrhomboedrisch ausgebildet sind bis zu papierdünner Form des sog. "Papierspats", kühler temperierte Bereiche meist steilere Rhomboeder und Skalenoeder geliefert haben" (l.c. S.45), kann nicht bestätigt werden. Die extrem dünntafeligen "Papierspäte" aus dem Bereich der Gasteiner Thermen sind einer Gangmineralisation zuzurechnen und daher mit morphologisch ähnlich entwickelten Calciten alpiner Klüfte nicht vergleichbar.

Schöne Beispiele für das Auftreten von zwei Generationen von Calcit finden sich etwa im Bereich des Krausenarkopfes im Obersulzbachtal und in einem Kluftsystem im Amphibolit des Bruchgrabens im Hollersbachtal.

Vom Krausenarkopf stammen Stufen, die über einem Rasen aus schneeweißem Periklin, Epidot, Muskovit und Adular, die auf hellem Gneis aufgewachsen sind, Calcitkristalle in Form von teils korrodierten Rhomboedern $\{10\bar{1}1\}$ als ältere Generation, sowie dünn- bis dicktafeligen Calcit einer jüngeren Generation zeigen. Diese jüngere Generation zeigt das Prisma $\{10\bar{1}0\}$, zusätzlich $\{11\bar{2}1\}$. Die Kristalle sind im Gegensatz zu jenen der 1. Generation oft klar-durchsichtig, zum Teil mit seidig glänzender Basisfläche. Chlorit ist nur mit dem Calcit der 1. Generation vergesellschaftet. Stilbit bildet hingegen Rasen über den Calciten der 2. Generation. Die Mineralabfolge ist anzugeben mit: Epidot, Muskovit, Periklin → Adular → Calcit I → Chlorit → Calcit II → Stilbit.

Im Bruchgraben führte ein großes Kluftsystem im Amphibolit reichlich Periklin, Adular und Calcit neben etwas Chlorit, Laumontit und Quarz. Die mengenmäßig stark zurücktretenden Bergkristalle zeigen dickprismatische Entwicklung mit normal-rhomboedrischem Habitus und Makromosaikbau. Adular ist immer jünger als Periklin und bildet typisch pseudorhomboedrische Kristalle, die partiell von Chlorit durchstäubt sein können. Die ältere Calcitgeneration tritt in bräunlich gefärbten, einfachen Rhomboedern auf. Die jüngere Calcitgeneration ist farblos bis trübweiß, flächenreicher und bisweilen dicktafelig ausgebildet. Die Mineralsukzession in diesem Kluftsystem ist anzugeben mit Quarz, Periklin → Calcit I → Adular → Chlorit → Laumontit, Calcit II.

Beryll und andere Berylliumminerale

Abgesehen von den Beryllporphyroblasten in den Biotit- und Talkschiefern der Habachformation (Scheelitbergbau Felbertal, Leckbachrinne/Habachtal, Kesselscharte - Kesselklamm/Untersulzbachtal und Beryller/Untersulzbachtal) sind Berylle immer an Quarzgänge gebunden, in die sie üblicherweise eingewachsen sind. In Klüften frei ausgebildete "Kluftberylle" sind selten. Der Beryll ist in den Quarzgängen eine frühe Bildung und vor dem Quarz, von dem er meist vollkommen umschlossen wird, ausgeschieden worden. Beryll ist aber ein typisches Mineral der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase. Bedenkt man, daß die maximalen Temperaturen der alpidischen Metamorphose im Tauernfenster bereichsweise 600° C und auch mehr erreicht haben, so ist der Beryll in den alpinen Quarzgängen wohl als ein Produkt einer in manchen Klüften wirksamen pegmatitisch-

pneumatolytischen Phase zu betrachten, ohne daß es sich bei den dafür verantwortlichen Lösungen tatsächlich um pegmatitische Fluids handelt. Wir wissen auch, daß solche Berylle bei Drucken um 2 - 3 kb bis herab zu einer Temperatur von 325° C in wässriger Lösung stabil bleiben (FRANZ & MORTEANI 1981). Kühlt die Kluftlösung weiter ab, so wird der Beryll aufgelöst, Beryllium freigesetzt und die solcherart mit Beryllium angereicherte Lösung kann zur Bildung neuer Be-Mineralien beitragen. Nicht selten sind diese neu gebildeten Be-Mineralien auf und um mehr oder weniger stark korrodierte Berylle zu Clustern angeordnet bzw. in Beryllnegativen zur Auskristallisation gelangt. Diese "sekundären" Be-Mineralien zeigen zum Teil sehr schön eine Abfolge entsprechend sinkender Bildungstemperaturen und -drucke: (Beryll) → Euklas, Phenakit, Bertrandit, Milarit → Bavenit (vgl. Taf. 2, Abb. 8). Fluorit ist ein häufiges Begleitmineral in diesen Kluftparagenesen.

Fluorit

Neben den schichtig, in den Gesteinen der altpaläozoischen Habachformation eingelagerten derben Fluoritmassen und den in manchen Bereichen auch auftretenden Fluorit führenden Quarzgängen (z.B. Stampfkees/Tuxer Alpen, Nellystollen/Maltatal, Raum Gastein-Böckstein/Gasteiner Tal und Stocker Alm bei Mallnitz) ist Fluorit in mehr oder weniger gut ausgebildeten, manchmal aber auch spektakulären Kristallen in alpinen Klüften anzutreffen. Nicht selten ist er dabei mit verschiedenen Be-Mineralien, meist Bertrandit, Milarit, Phenakit und vor allem Bavenit vergesellschaftet.

SPETTEL et al. 1981 haben die Spurenelementverteilung alpiner Kluftfluorite untersucht und auf die signifikant unterschiedlichen Grundmuster der SEE-Fraktionierung der Fluorite in den gangförmigen Mineralisationen einerseits und den alpinen Klüften andererseits hingewiesen. Die Fluorite der alpinen Klüfte zeigen eine starke SEE-Fraktionierung, wobei die leichten SEE stark verarmt sind und eine Eu-Anomalie nicht typisch ausgeprägt ist. Komplexbildung in der Kluftlösung und die Verarmung der Lösung an leichten SEE durch deren Einbau in vor dem Fluorit gebildete Mineralphasen (wie z.B. Epidot, Calcit, Titanit und Apatit) ist für die starke Fraktionierung ausschlaggebend. Identische Verteilungsmuster finden sich in den Kluftkarbonaten der Zillertaler Alpen (LAUSCH et al. 1974).

Das häufig beobachtete Zusammenvorkommen von Fluorit und Be-Mineralien ist so zu erklären, daß F-hältige Lösungen Beryllium aus dem Nebengestein mobilisieren und in Komplexform in die Klüfte transportieren können. Bei der Kristallisation von Fluorit wird dementsprechend die Transportaktivität der Lösung für Be reduziert und es werden sich Be-Silikate aus der nun an F relativ verarmten Lösung ausscheiden.

Chlorit

Chlorit ist eine der häufigsten Komponenten in alpinen Klüften, wobei die Bezeichnung "Chlorit" hier als Sammelbegriff der meist nicht näher spezifizierten Glieder der Chloritgruppe dient. Bisherige Untersuchungen haben überwiegend das Vorliegen von Rhipidolith, nach dem Klassifizierungsschema von HEY 1954, ergeben, doch treten auch Klinochlor und Pennin in alpinen Klüften auf.

Chlorit wurde - und wird manchmal auch heute noch - als späte oder letzte Mineralbildung in den alpinen Klüften angegeben. Das mag für bestimmte Bereiche zutreffen, insbesondere dann, wenn in diesen Paragenesen keine Zeolithe auftreten. Wie den in Tab. 1 aufgelisteten Mineralabfolgen zu entnehmen ist, wird Chlorit praktisch immer vor den Zeolithen aus der Kluftlösung ausgeschieden (vgl. Taf. 2, Abb. 9, 10 und 11). Eine Ausnahme macht hier lediglich der Laumontit, der als der "älteste" Zeolith in alpinen Kluftparagenesen manchmal mit Chlorit gleichzeitig auftritt und von diesem durchwachsen ist ("Leonhardt"). Schon WENINGER 1974 macht darauf aufmerksam, daß sich Chlorit nicht selten in

Quarz, Calcit und anderen Mineralarten der alpinen Kluftmineralisation als wichtiges Einschlußmineral nachweisen läßt.

Nach MIYASHIRO 1978 ist Chlorit über einen sehr weiten PT-Bereich beständig und verschwindet bei retrograder Metamorphose unter Bedingungen der Zeolithfazies, wenn Smektite, Illit und/oder "mixed-layer"-Tonmineralien gebildet werden. Nach APTED & LIOU 1983 ist Chlorit bei prograder Metamorphose bis etwa 550° C stabil, wobei die "chlorite-out"-Reaktion nur geringfügig vom Druck beeinflusst wird. Das erklärt, warum Chlorit in der Mineralsukzession alpiner Klüfte ein so breites Verteilungsspektrum aufweist.

Leider ist über die chemische Zusammensetzung von Chloriten in den alpinen Kluftparagenesen bisher nur sehr wenig bekannt, doch dürfte der chemischen Variationsbreite der Chlorite eine gewisse Bedeutung zukommen.

Die scheinbar späte Bildung der Chlorite wird in vielen Klüften dadurch vorgetäuscht, daß diese - der Schwerkraft folgend - in der Regel am Boden der Klüfte zusammengeschwemmt werden und hier diese Kluftpartien oft zur Gänze ausfüllen können. In schmalen Kluftfalten, bisweilen auch in größeren Kluftsystemen, kann Chlorit sogar die alleinige Komponente sein. Ein schönes Beispiel dafür bilden bis meterlange Klüfte im Bereich des Epidotvorkommens der Knappenwand, die praktisch nur von Chlorit erfüllt waren, zum Teil auch von etwas Calcit begleitet (freundl. persönl. Mitt. Dr. R. SEEMANN, Wien).

Prehnit

Bereits NIEDERMAYR 1980 weist auf die weite Verbreitung von Prehnit in Klüften des Pennins (und auch des ostalpinen Altkristallins) hin und betont dessen späte Ausscheidung in der Mineralabfolge (Taf. 2, Abb. 12). Nach LIOU 1971 ist Prehnit bei Drucken von 1 - 5 kb P_{H_2O} , geringem CO_2 -Partialdruck und einem Überschuß an H_2O zwischen 250° bis etwa 400° C stabil. Dies trifft auch auf die alpinen Kluftmineralparagenesen zu; in den karbonatreichen Klüften der penninischen Bündner Schiefer und den sie begleitenden Ophiolithmassen wurde hingegen bisher kein Prehnit festgestellt.

Prehnit ist sowohl in den Kluftmineralassoziationen des Pennins als auch des Altkristallins fast immer mit Zeolithmineralien vergesellschaftet.

Zeolithe

Zeolithe sind in alpinen Klüften weit verbreitet und stellen hier immer die letzten Bildungen in den entsprechenden Paragenesen dar; nur Tonmineralien sind gelegentlich noch später ausgeschieden worden.

NIEDERMAYR 1979, 1980 weist bereits darauf hin, daß die Abfolgen der Zeolithe in den alpinen Zerrklüften große Ähnlichkeit zu Mineralparagenesen der Zeolith- bzw. der Prehnit-Pumpellyitfazies zeigen, nur mit dem Unterschied, daß die Mineralsukzession in den alpinen Klüften einer retrograden Druck- und Temperaturänderung entspricht. Generell wird die Sequenz der Zeolithe in den alpinen Klüften von der Zusammensetzung der Kluftlösung, von Bildungstemperatur und -druck, vom CO_2 -Partialdruck und vom Anteil an freier Kieselsäure in den Kluftfluids bestimmt. Das Fehlen von Natrolith in alpinen Klüften und die späte Ausscheidung von Skolezit werden u.a. davon gesteuert (vgl. NIEDERMAYR 1980).

Prinzipiell ist im Idealfall folgende schematisierte Ausscheidungsfolge der Zeolithe in den Klüften anzugeben: (Prehnit) → Laumontit → Heulandit → Stilbit → Chabasit, Skolezit

7 Mineralabfolgen in den alpinen Klüften der Nationalpark-Region

Grundlage für eine genetische Interpretation der in den alpinen Klüften beobachtbaren Mineralparagenesen muß die Erfassung der Mineralsequenzen in diesen Hohlraumssystemen sein, da diese vom PT-Verlauf der retrograden Metamorphose unmittelbar beeinflusst sein müßten. Eine Auswahl derartiger Mineralsequenzen gibt Tab. 1; weitere Mineralabfolgen aus dem Bereich des Tauernfensters finden sich in NIEDERMAYR 1980 (Tab. 2). Bei der Auflistung wurde bewußt auf die Charakterisierung des Nebengesteins verzichtet, da dieses zwar die allgemeine Zusammensetzung der jeweiligen Kluffparagenese steuert, aber auf die Mineralsukzession an sich offenbar keinen Einfluß hat.

In diesem Zusammenhang ist allerdings noch zu bedenken, daß eine Kluft und ihr unmittelbares Nebengestein als räumliches Gebilde betrachtet werden muß, meist aber nur ein mehr oder weniger flächenhafter Einblick im Gelände möglich ist. Damit ist ein bestimmtes Aufschlußbild allein noch nicht unbedingt als repräsentativ für eine Mineralisation anzusehen. Erst die Summe aller Beobachtungen bzw. eine statistische Mittelung über einen größeren Bereich hinweg gestattet es uns, Überlegungen hinsichtlich der Bildung einer bestimmten Kluft bzw. von Klüften eines größeren Gebietes anzustellen.

Krimmler Achental

Obersulzbachtal

Epidot, Periklin → Adular → Calcit I → Chlorit → Calcit II → Stilbit (Krausenkarkopf)
Muskovit → Quarz → Adular, Apatit → Chlorit → Fe-Karbonat (Weiglkar)
Quarz → Adular → Chlorit → Laumontit, Bavenit (Sattelkar)
Quarz → Muskovit → Titanit → Apatit → Chlorit → Epidot (Jaidbachkar)
Aktinolith, Epidot → Albit → Prehinit (Südaue)
Albit, Adular → Epidot → Datolith, Prehinit → Stilbit (Bleidächer)

Untersulzbachtal

Turmalin, Rutil, Quarz, Periklin → Muskovit → Titanit → Chlorit (Saukopf)
Albit, Epidot, Quarz → Adular → Apatit, Titanit → Chlorit → Fluorit, Apophyllit, Chabasit (Notklamm)
Calcit → Aschamalmit → Quarz → Adular, Chlorit → Stilbit (Sonntagskopf)
Quarz → Epidot-Klinozoisit → Adular, Chlorit → Bavenit (Knappenwand-W)

Habachtal

Muskovit → Quarz → Adular → Anatas, Brookit → Chlorit (Zwölferkogel)
Albit → Adular → Quarz → Chlorit, Axinit → Skolezite → Chabasit (Breitfuß)
Epidot → Beryll → Quarz → Adular → Anatas → Bertrandit, Chlorit (Breitfuß)
Quarz, Adular → Fluorit, Apatit → Chlorit → Bavenit (Wildenkar)
Aquamarin → Quarz, Rutil, Albit → Adular, Titanit → Chlorit Pyrit (hinterer Sedlwald)
Quarz → Titanit → Muskovit → Milarit (Kesselfall)
Piemontit, Calcit → Chlorit → Axinit → Laumontit (Schafkopf)

Hollersbachtal

Quarz, Periklin → Calcit I → Adular → Chlorit → Laumontit, Calcit II (Bruchgraben)

Amertal

Arsenopyrit, Ilmenit, Turmalin → Periklin, Quarz → Titanit, Chlorit (Wager Alm)

Hocharn

Quarz, Amphibol, Klinozoisit-Epidot, Adular → Chlorit, Axinit I → Prehinit I → Axinit II → Prehinit II (Hocharn-N)
Albit → Adular → Apatit → Calcit → Quarz → Bavenit, Chlorit (Hocharn-S)
Epidot → Albit → Adular → Chlorit → Apatit → Calcit (Hocharn-S)
Albit → Adular → Apatit I → Quarz → Apatit II → Chlorit → Calcit (Hocharn-S)
Albit → Adular → Epidot → Calcit → Chlorit → Fluorit → Bavenit (Hocharn-S)

Chlorit → Quarz → Rutil, Anatas → Calcit → Aragonit (Ritterkar)

Albit, Adular, Epidot, Titanit → Quarz → Calcit, Fluorit → Chlorit → Bavenit → Prehnit (Sonnblick-Nordwand)

Quarz, Periklin, Rutil → Chlorit → Euklas → Calcit (Gamskarl Graben)

Albit → Turmalin → Calcit → Titanit, Hämatit → Rutil → Fe-Karbonat Strontianit (Lohning)

Albit → Turmalin, Quarz → Adular → Fe-Karbonat (Lohning)

Muskovit → Albit → Quarz, Ilmenit → Siderit → Calcit → Bertrandit (Lohning)

Gasteiner Tal

Quarz, Adular, Epidot → Chlorit → Hämatit → Milarit, Danburit (Scheiblinggraben)

Muskovit → Albit, Adular → Scheelit (Wölfbichl)

Quarz → Calcit → Laumontit → Chlorit → Apophyllit (Paselstollen)

Quarz → Albit → Adular → Chlorit, Titanit → Apatit → Calcit Stilbit (Haitzingalmstollen)

Ankogel

Quarz → Rutil → Adular, Chlorit → Brookit → Anatas, Titanit (Grauleitenspitze)

Rutil → Albit → Calcit → Xenotim → Chlorit (Grauleitenspitze)

Albit → Rutil I, Turmalin → Quarz, Ilmenit → Anatas, Rutil II Chlorit (Ankogel)

Amphibol → Epidot → Albit → Stilbit → Chabasit, Heulandit (Törlkopf)

Reißeck

Hämatit → Quarz → Adular → Chlorit → Epidot → Titanit → Stellerit (Obere Moosalm)

Quarz → Muskovit → Phenakit (Obere Moosalm)

Quarz → Chlorit → Adular → Titanit → Calcit → Stilbit → Heulandit Chabasit (Moosalm)

Quarz → Turmalin → Chlorit → Laumontit (Roßalm)

Quarz I → Quarz II → Montmorillonit (Roßalm)

Quarz → Turmalin → Chlorit → Laumontit → Montmorillonit (Roßalm)

Albit, Quarz → Chlorit → Titanit → Laumontit → Heulandit → Chabasit (Riekener Sonnblick)

Biotit, Albit → Chlorit, Adular → Prehnit → Skolezit → Stilbit (Moosboden)

Biotit, Albit → Chlorit → Adular → Stilbit → Chabasit (Moosboden)

Biotit, Albit → Quarz → Chlorit → Adular, Titanit → Laumontit → Stilbit (Moosboden)

Ilmenit → Quarz → Albit → Chlorit → Epidot → Prehnit (Dösental)

Chlorit, Magnetit → Quarz → Titanit → Periklin (Mühldorfer Graben)

Maltatal

Albit → Quarz → Adular → Titanit → Calcit → Chlorit → Prehnit (Pflüglhof)

Albit → Epidot, Klinozoisit → Adular → Chlorit, Skolezit, Prehnit (Pflüglhof)

Quarz → Adular → Chlorit → Muskovit → Fluorit → Calcit (Pflüglhof)

Adular → Beryll → Chlorit → Muskovit → Fluorit → Calcit (Pflüglhof)

Quarz → Adular → Chlorit → Stilbit → Anhydrit bzw. Gips (Nellystollen)

Quarz → Epidot → Chlorit → Adular, Fluorit → Calcit (Nellystollen)

Calcit I → Fluorit → Calcit II (Nellystollen)

Quarz → Epidot → Chlorit → Fluorit → Heulandit (Nellystollen)

Aquamarin → Quarz → Chlorit → Muskovit → Calcit (Nellystollen)

Kleines Fleißtal

Adular, Ilmenit → Anatas → Muskovit → Pyrit → Calcit → Aragonit (Margritze)

Südliches Venedigergebiet

Albit → Apatit (Hinterer Knorrkogel)

Calcit, Rauchquarz → Chlorit (Hinterer Knorrkogel)

Adular → Rauchquarz → Chlorit (Hinterer Knorrkogel)

Albit → Adular → Rauchquarz → Chlorit (Hinterer Plattenkogel)

Tab. 1: Beispiele von Mineralabfolgen in alpinen Klüften des Nationalparks Hohe Tauern.

Table 1: Examples of mineral succession in alpine clefts in the Hohe Tauern National Park

Vereinfachte Ausscheidungsfolge der alpinen Kluftminerale in den Ostalpen

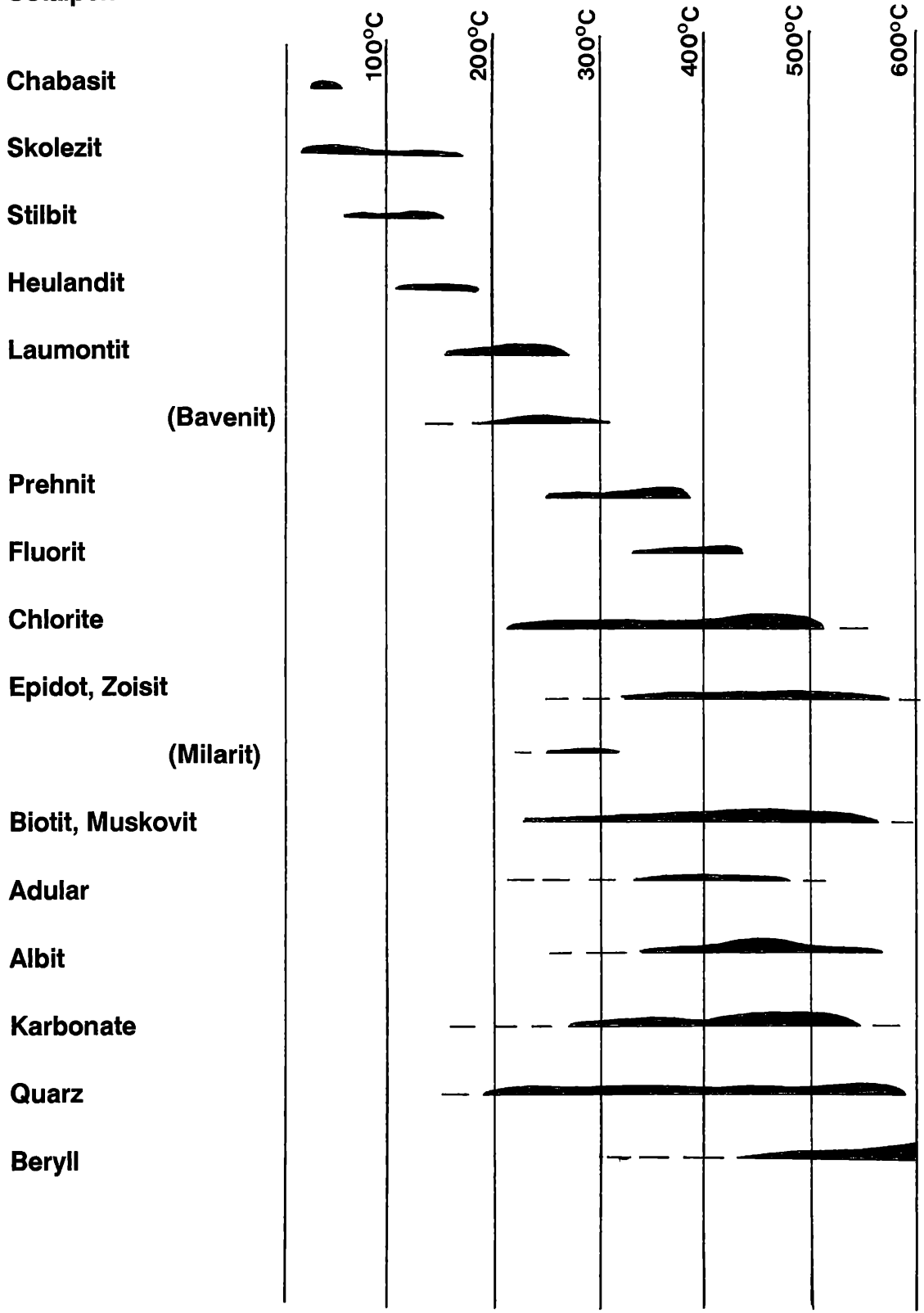


Abb. 1: Vereinfachte Ausscheidungsfolge der alpinen Kluftminerale in den Ostalpen

Fig. 1: Simplified succession of alpine fissure minerals in the Eastern Alps

Wie im Vorstehenden gezeigt werden konnte, sind in den alpinen Klüften des Nationalpark-Areals und seiner engeren Umgebung gut definierbare Mineralsequenzen festzustellen. Die Mineralabfolgen werden dabei vom retrograden Verlauf der jungalpidischen Metamorphose geprägt. Die Bildung der Klüfte und deren Mineralisierung beginnt im unmittelbaren Anschluß an das thermische Maximum der jungalpidischen Metamorphose. Die Verteilung der verschiedenen Mineralphasen ist dabei - etwas schematisiert - der Abb. 1 zu entnehmen.

Beryll, Epidot, Quarz, Karbonate und Glimmer sind zu den frühen Bildungen in den alpinen Klüften zu rechnen. Quarz und Calcit treten dabei nicht selten in mehreren Generationen auf, die sich hinsichtlich Tracht und Habitus deutlich unterscheiden.

Der spitz-rhomboedrische Habitus des Quarzes ("Tessiner Habitus") zeigt dabei, wie dies auch aus den Schweizer Alpen schon lange bekannt ist (RYKART 1971), höhere Bildungstemperaturen an als der normal-rhomboedrische (prismatische) Habitus. Die Verteilung der beiden Habitusvarianten des Quarzes im Tauernfenster hat KANDUTSCH 1989 untersucht. Die von ihm getroffene klare Gebietszuweisung der beiden Habitustypen kann aber in dieser Form nicht bestätigt werden und ist auch nicht eine unbedingte Notwendigkeit. So ist entsprechend der Möglichkeit des Auftretens mehrerer Generationen von Quarz im höhertemperierten Bereich der Quarze mit steilrhomboedrischem Habitus auch normal-rhomboedrische Quarzausbildung bis hin zu Lamellenquarzwachstum zu erwarten. Umgekehrt aber sollten unter der Voraussetzung, daß der Habitus des Quarzes ein metamorphosespezifisches Indiz darstellt, wie dies durch KANDUTSCH 1989 sehr anschaulich belegt werden konnte im Verbreitungsgebiet von Quarzen mit normal-rhomboedrischem Habitus keine Quarze in Tessiner Habitus auftreten; dies deckt sich gut mit den Beobachtungen im Tauernfenster. Lamellenquarzausbildung - als jüngeres Wachstumsphänomen - ist aber auch hier zu beobachten und auch zu erwarten.

Prinzipiell ist bei der Interpretation der Mineralvergesellschaftung zu bedenken, daß die Mineralassoziation in einer Kluft nicht nur vom Chemismus des Nebengesteins abhängt, sondern auch vom Zeitpunkt der Kluftöffnung und Mineralisierung der Kluft beeinflußt sein wird. Später gebildete Klüfte müssen daher in einem gegebenen Gesteinsverband eine dem Stadium der retrograden Metamorphose entsprechende, niedriger temperierte Mineralvergesellschaftung aufweisen als schon früher, bei höheren PT-Bedingungen gebildete Kluftmineralparagenesen. Die Tatsache, daß sich gar nicht so selten in ein und demselben Kluftsystem in verschiedenen Bereichen auch unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen beobachten lassen, ist u.a. darauf zurückzuführen.

Im späten Stadium der Mineralausscheidung der alpinen Klüfte kommt es häufig zur Bildung von Prehnit und von Zeolithen, die mit ihren Sequenzen den retrograden Verlauf der jungalpidischen Metamorphose besonders eindrucksvoll belegen.

Aus dem PT-Diagramm (Abb. 2) läßt sich darüber hinaus ableiten, daß die in den Hohen Tauern beobachtbaren Mineralsequenzen der alpinen Klüfte etwa einem "medium-pressure-type metamorphism" im Sinne MIYASHIROS 1978 entsprechen, mit einer allerdings retrograd indikativen Mineralabfolge. Darauf hat bereits NIEDERMAYR 1980 hingewiesen. Besonders hervorzuheben ist hier aber auch die gute Übereinstimmung dieses an den Kluftmineralisationen ermittelten PT-Verlaufes der retrograden jungalpidischen Metamorphose mit dem Datenmaterial, das BLANCKENBURG et al. 1989 aufgrund der petrologischen Untersuchungen des gesamten Gesteinsbestandes (des westlichen Tauernfensters) bekannt gemacht haben. Die Mineralabfolgen in den Klüften reflektieren damit ausgezeichnet die Hebungsgeschichte des alpinen Schichtstapels. In einem weiteren Schritt sind die hier mitgeteilten

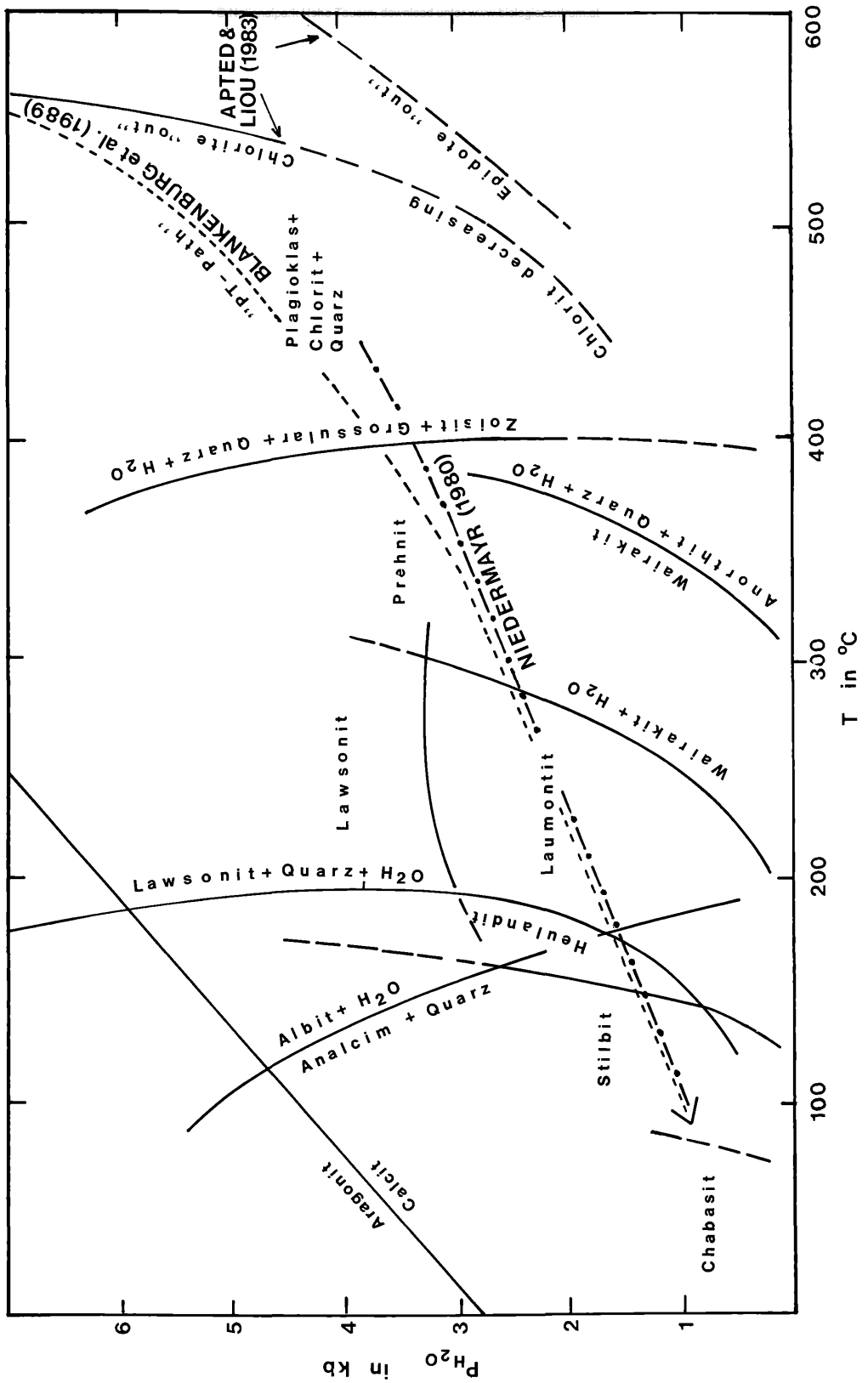


Abb. 2: PT-Diagramm nach LIU (1971) ergänzt durch Daten von APTED & LIU (1983) und CHO et al. (1987). Die strichpunktiierte Linie gibt den Trend der Mineralausscheidung in den alpinen Klüften der Ostalpen (Pennin und Ostalpin) an.

Fig. 2: PT-diagram after LIU (1971) completed with data from APTED & LIU (1983) and CHO et al. (1987). The semicolon-line shows the trend of mineral succession in alpine fissures of the Eastern Alps.

Ergebnisse durch zusätzliches analytisches Datenmaterial zu ergänzen. Diesbezüglich wurden Untersuchungen an Quarzen, Karbonaten, Beryllen und Titaniten alpiner Klüfte bereits begonnen.

Ausgreifend über das Thema der vorliegenden Arbeit sei hier aber auch auf die Tatsache hingewiesen, daß sich den penninischen Serien bis ins Detail idente Mineralsequenzen auch in den Klüften des ostalpinen Altkristallins von Vorarlberg bis an den Alpenostrand finden. Die beobachtbaren Klüftmineralisationen des Pennins und des Ostalpins, deren stofflicher Bestand und deren Mineralabfolgen, belegen damit jeweils einen PT-Verlauf, der den Gesetzmäßigkeiten eines retrograden "medium-pressure-type metamorphism" (MIYASHIRO 1978) entspricht. Dies ist als Hinweis auf eine entsprechend ähnliche Hebungsgeschichte des jungalpidisch geprägten Pennins einerseits und des altalpidisch geprägten Ostalpins andererseits zu interpretieren, wengleich auch die beiden dafür verantwortlichen Metamorphoseereignisse nach unserem heutigen Wissen um mehr als 60 Millionen Jahre auseinanderliegen.

9 Literatur

- APTED, M. J. & LIOU, J. G. (1983): Phase Relations among Greenschist, Epidote-Amphibolite, and Amphibolite in a Basaltic System. - *Am.Jour.Sci.*283-A:328-354.
- BAMBAUER, H. U., BRUNNER, G. O. & LAVES, F. (1961): Beobachtungen über Lamellenbau an Bergkristallen. - *Zs.f.Kristallogr.* 116:173-181.
- BERNOTAT, W. H. & NIEDERMAYR, G. (1980): Adulare ostalpiner Klüfte. - *Fortschr.Mineral.*58, Beih.1:12-14.
- BLANCKENBURG, F. v., VILLA, I.M., BAUR, H., MORTEANI, G. & STEIGER, R. H. (1989): Time calibration of a PT-path from the Western Tauern Window, Eastern Alps: the problem of closure temperatures. *Contrib.Mineral.Petrol.*101:1-11.
- CHO, M., MARUYAMA, S. & LIOU, J. G. (1987): An experimental investigation of heulandit-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P_{H_2O} . - *Contrib.Mineral.Petrol.* 97:43-50.
- FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (1987, Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. - Wien: Deuticke, 418pp.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): 4.Geochronological Data from the Eastern Alps. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.(Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Wien: Deuticke:272-281.
- FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1981): The system $BeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 kb and 400 to 800°C. - *N.Jb.Mineral.Abh.*140,3:273-299.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. - *Jb.Geol.B.-A.Wien* 128, H.2:197-216.
- HEY, M. H. (1954): A review of the chlorites. - *Min.Mag.*30:277-292.
- HOEFS, J. & MORTEANI, G. (1979): The carbon isotopic composition of fluid inclusions in Alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol,Austria). - *N.Jb.Mineral., Mh.*1979:123-134.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern. - *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* 54:769-788.
- HÖRMANN, P. K. & MORTEANI, G. (1972): Mineralogical and Chemical Composition of some Carbonate Minerals from the Zillertal Alps, Tyrol (Austria). - *Tschermaks Min.Petr.Mitt.*17: 46-59.
- JÄGER, E. & HANTKE, R. (1983): Die Entwicklungsgeschichte der Alpen. *Die Naturwissenschaften* 70, H.5:209-215.
- KANDUTSCH, G. (1989): Die morphologische Einteilung alpiner Zerrklüftquarze und deren Anwendung als Geothermometer im Tauernfenster. - Salzburg: unveröff. Diss. Naturwiss. Fak.Univ.Salzburg, 138pp.

- LAUSCH, J., MÖLLER, P & MORTEANI, G. (1974): Die Verteilung der Seltenen Erden in den Karbonaten und Penninischen Gneisen der Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). - N.Jb.Miner., Mh.1974:490-507.
- LEITMEIER, H. (1942): Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. - Tschermarks Mineral.Petrogr.Mitt., N.F.53:271-329.
- LIU, J.G. (1971): Synthesis and Stability Relations of Prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. - Amer.Min. 56:507-531.
- LUCKSCHEITER, B. & MORTEANI, G. (1980): Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from Alpine veins from the penninic rocks of the central and western Tauern Window (Austria/Italy). - Lithos 13:61-77.
- MIYASHIRO, A. (1978): Metamorphism and metamorphic belts, 3.Aufl. - London: G.Allen & Unwin, 492pp.
- MULLIS, J. (1983): Einschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen und ihre mineralogisch-geologische Bedeutung. - Bull.Soc.Nat. 72, 1/2:5-19
- MULLIS, J. (1991): Bergkristall. - Schweizer Strahler 9, Nr. 3:127-161.
- NIEDERMAYR, G. (1979): Alpine Kluftzeolithe und die alpidische Metamorphose. Fortschr.Miner.57, Beih.1:111-112.
- NIEDERMAYR, G. (1980): Ostalpine Kluftmineralisationen und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. - Ann.Naturhist.Museum Wien 83:399-416.
- NIEDERMAYR, G. (1982): Berylliummineralien in den Ostalpen.- Die Eisenblüte 3 NF., 6:29-37.
- NIEDERMAYR, G. (1990): Mineralabfolgen in alpinen Klüften der Ostalpen und ihre Bedeutung für den Bau der Alpen. - Mitt.Österr.Min.Ges.135:59-60.
- NIEDERMAYR, G. (1992): Zepherquarze. Die neue Sonderschau in Bramberg/Pinzgau. - Mineralien-Welt 3,4:58-62.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., MOSER, B. & POSTL, W. (1987): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVI. - Carinthia II, 177./97.:283-329.
- RYKART, R. (1971): Bergkristall. Form und Schönheit alpiner Quarze. - Thun und München: Ott Verlag, 228pp.
- RYKART, R. (1989): Quarz-Monographie. Die Eigenheiten von Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst und anderen Varietäten. - Thun: Ott Verlag, 413pp.
- SPETTEL, B., NIEDERMAYR, G., PALME, H., KURAT, G. & WÄNKE, H. (1981): Spurenelemente in Fluoriten aus alpinen Klüften. - Fortschr. Miner.59, Beih.1:191-192.
- STALDER, H. A., DE QUERVAIN, F., NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. - Basel: Wepf & Co., 433pp.
- WENINGER, H. (1974): Die alpinen Kluftmineralien der österreichischen Ostalpen. Der Aufschluß, Sh.25: 128pp.
- WENINGER, H. (1980): Seltene Erden (SEE) in einigen Fluoriten der österreichischen Ostalpen. Tschermarks Min.Petr.Mitt.27: 267-273.
- WENINGER, H.(1981): Mikrothermometrische Untersuchungen an ostalpinen Lagerstätten. Tschermarks Min.Petr.Mitt.29:127-149.

Adresse des Autors:

Dr. Gerhard Niedermayr
 Naturhistorisches Museum Wien
 Mineralogisch-Petrographische Abteilung
 Burggring 7
 A-1014 Wien
 Austria

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Nationalpark Hohe Tauern - Wissenschaftliche Mitteilungen Nationalpark Hohe Tauern](#)

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: [1](#)

Autor(en)/Author(s): Niedermayr Gerhard

Artikel/Article: [Alpine Klufftmineralisationen im Nationalpark Hohe Tauern und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose 149-168](#)