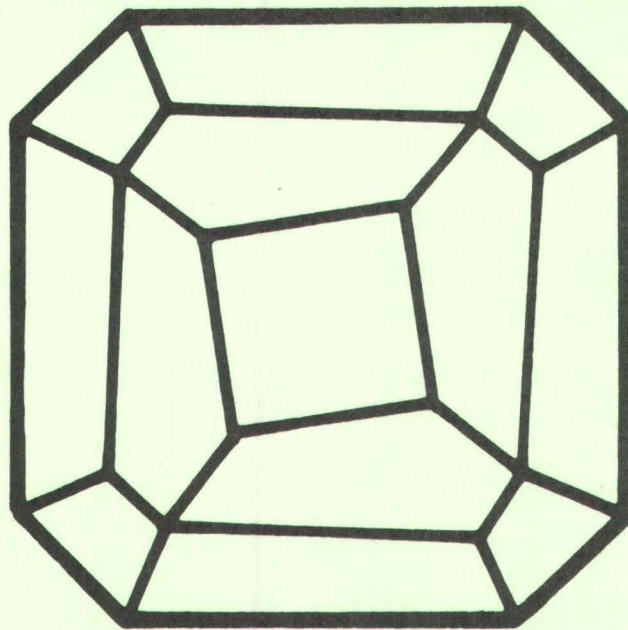


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 135

1990

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 1989
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 135

1990

Vereinsjahr 1989

Gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung in Wien.

Impressum:

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Mineralogische Gesellschaft,
p.A. Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien,
Burgring 7, A-1014 Wien

Redaktion: Dr. Kurt Mereiter, p.A. Institut für Mineralogie, Kristallographie und
Strukturchemie, Technische Universität Wien, Getreidemarkt 9, A-1060 Wien

Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Kleinoffsetdruck: Verband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs,
Lindengasse 37, A-1070 Wien

Printed in Austria

INHALT

MINPET90, Kurzfassungen der Beiträge zum Symposium "125 Jahre Knappenwand" in Neukirchen am Großvenediger, Salzburg

Vorwort	S.	7
Bank, H., Henn, U.: Epidot als Edelstein -- Physikalische Daten, Farbe und Pleochroismus	S.	9
Becherer, K.: Der Ilimaussaq-Komplex in Südwestgrönland	S.	9
Beran, A., Hammer, V.M.F.: Wasserstoff als Spurenelement in einigen nominell wasserfreien Mineralen aus den Hohen Tauern	S.	11
Bernroider, M., Kirchner, E., Lengauer, Ch., Lottermoser, W., Amthauer, G.: Kristallchemie und Farbe der Epidote der Knappenwand	S.	12
Böhm, Ch., Troll, G.: Untersuchungen von metamorphen Helliglimmern und Biotiten im Rojen Kristallin (Westliche Ötztal-masse)	S.	12
Bukovanska, M.: Epidote occurrences in Alpine type dykes and ultrabasic rocks of the Sobotin (Zöptau) amphibolite massif, Czechoslovakia	S.	13
Carl, R.: Die Geologie des Fluoritvorkommens Achselalm/Hollersbachtal	S.	14
Cech, F.: Paragenetische Typen von Epidoten in der Böhmisches Masse	S.	15
Cliff, R.A.: Geochronological evidence for the pre-Tertiary tectonic history in and around the Tauern window, Austrian Alps	S.	16
Demartin, F., Pilati, T., Diella, V., Gramaccioli, C.M.: Rare-earth minerals in the Alpine Region	S.	17
Desmons, J.: Metabasites in the basement units of the Western Alps	S.	18
Dingeldey, Ch.: Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine	S.	19
Finger, F., Frasl, G., Steyrer, H.P., Quadl, A.v.: I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean/continent margin along the southern flank of the Central European Variscan orogen	S.	21
Franke, H.: Die ehemalige " <i>Societät für die gesamte Mineralogie</i> " zu Jena, ihre Bedeutung in Europa und ihre Beziehungen zu Österreich	S.	23
Franz, G., Mosbrugger, V., Menge, R.: Pteridophyll leaf fragments from the Maurertal/Großvenediger	S.	24
Franz, G., Selverstone, J.: The two phase region between ortho- and clinozoisite	S.	25
Gainanow, Sh.Ch., Maximowitsch, N.G.: Bildungsbedingungen und mineralogische Besonderheiten der Oberpermer Rot-sedimente, USSR	S.	26
Ges, M., Seliverstov, K.: Geodynamics, magmatic and metallogenic zonation of the Middle Tien Shan sector of the late Paleozoic continental margin of the Paleotethys	S.	27
Götzinger, M.A., Seemann, R., Weinke, H.: Das Fluoritvorkommen Vorderkrimml (Land Salzburg): Geologie, Mineralogie und Geochemie der Fluorite	S.	27

Gratzer, R., Koller, F.: Geochemischer Vergleich variszischer und alpidischer Intrusivkörper entlang dem periadriatischen Lineament	S.	29
Grundmann, G., Brandstätter, F., Seemann, R., Koller, F.: Gold-, Bismut- und Tellur-Mineralisationen der Lagerstätte Hochfeld, Untersulzbachtal (Tauern Fenster)	S.	31
Günther, W.: Zur historischen und wirtschaftlichen Situation des Bergbaues im Oberpinzgau	S.	32
Heinisch, H.: Die nördliche Grauwackenzone zwischen Pass Thurn und Zell am See -- Stand der Forschung, offene Fragen	S.	33
Henn, U., Bank, H.: Epidot als Edelstein -- mikroskopische Merkmale	S.	35
Höck, V.: Die Habachformation in den Hohen Tauern	S.	35
Höll, R., Schenk, P.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal	S.	37
Hönigschmid, H.: Der Bergbau in Mühlbach	S.	39
Ivanova, G.F.: Geochemical conditions of scheelite formation in metamorphic rocks	S.	40
Kandutsch, G.: Kluftquarz als Indikator des Metamorphosegrades in den Hohen Tauern	S.	41
Koller, F.: Gabbro- und Dioritintrusionen im österreichischen Anteil des Moldanubikums	S.	42
Korbel, P.: Victor Leopold Ritter von Zepharovich - his life and work	S.	43
Kramer, W.: Paläozoische Entwicklung des mafischen Vulkanismus im nordöstlichen Zentraleuropa	S.	44
Kruhl, J.: Die Alpine P-T-d-Entwicklung an der Grenze Metasediment/Zentralgneis im östlichen Tauernfenster (Ostalpen, Österreich)	S.	47
Kubovics, I., Abdel-Karim, A.M.: Comparative petrology and geochemistry of some ultramafics from the Western Alps ophiolites	S.	48
Kupferschmied, M.P.: Fluide Einschlüsse mit Tochtermineralen im Tauernfenster	S.	48
Langer, K.: Minerale der Epidot-Gruppe, spektroskopisch untersucht	S.	49
Lengauer, Ch., Kirchner, E., Brandstätter, F.: Strontium-hältige Aragonite und Calcium-hältige Strontianite: Chemismus und kristallographische Daten	S.	51
Liou, J.G.: Stabilities and compositional variations of natural epidotes	S.	51
Marschallinger, R.: EDV-gestützte Kartierung und Modellierung von Intrusionsbeziehungen im östlichen Tauernfenster	S.	54
Marschallinger, R., Holub, B.: Zentralgneise im Bereich des östlichen Tauernfensters	S.	54
Mathé, G.: Die sächsischen Prasinite und ihre Stellung innerhalb der Grünschiefer	S.	56
Matte, Ph.: Tectonic evolution of the Variscan belt in Central Europe	S.	57
Neumair, A., Troll, G.: Geochemischer Vergleich von Ganggesteinen und Plutonen südlich des Tauernfensters	S.	57
Niedermayr, G.: Mineralabfolgen in alpinen Klüften der Ostalpen und ihre Bedeutung für den Bau der Alpen	S.	59
Niedermayr, G.: Die Stellung der Erdwissenschaften in unserer heutigen Gesellschaft	S.	60
Niedermayr, G.: Edel- und Schmucksteine im sakralen Schmuck.	S.	61
Novak, M.: Formation of epidote and associated minerals in fissures from Pfarrerb near Sobotin, Northern Moravia, Czechoslovakia	S.	62

Oehlke, M., Lammerer, B.: Allanit als Indikator zur Unterscheidung der Ortho- oder Paranatur von Gneisen bei der Seriergliederung im Tauernfenster	S.	64
Osovetsky, B.M.: The Ural epidotic terrigeno-mineralogical macro-province	S.	66
Pearce, J.: Volcanic arcs and marginal basins	S.	67
Pestal, G., Heinz, H.: Magnetische Anomalien im Tauenfenster und ihre Interpretation	S.	68
Plimer, I.R.: Epidote and ore deposits - a world view	S.	70
Raica, D.: Description of hydrochemical features of the water surrounding the town Rijeka	S.	70
Reitz, E., Höll, R.: Pflanzliche Mikrofossilien aus der älteren und jüngeren Schieferhülle des Tauernfensters	S.	71
Reitz, E., Höll, R.: Ordovizische Acritarchen aus der nördlichen Grauwackenzone und der Innsbrucker Quarzphyllitserie	S.	72
Richter, W.: Aspekte der präalpidischen Krustenentwicklung in Österreich - ein Forschungsschwerpunkt	S.	72
Schermaier, A.: Zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs	S.	73
Schlaegel-Blaut, P., Heinisch, H.: The Devonian intraplate volcanism of the Northern Graywake zone, Eastern Alps	S.	74
Schön, Ch., Lammerer, B.: Strainanalysen an den postvariszischen Metakonglomeraten der Greinermulde (Westliches Tauernfenster, Österreich/Italien)	S.	76
Schumacher, R., Schumacher, J.C.: The breakdown of epidote group minerals in the amphibolite facies of Devonian regional metamorphism, Central Massachusetts, USA	S.	78
Seemann, R.: Die Mineralfundstelle Knappenwand -- Geschichte und Mineralogie	S.	80
Semenov, Y.V., Sidorov, Y.I., Gurevich, V.M.: Thermodynamic properties of epidote	S.	81
Stalder, H.A.: Epidot-Hohlformen in Bergkristall	S.	83
Sviridenko, L.P.: Epidote as an index of the fluid regime of ultra-metamorphism	S.	84
Szendrei, G.: A brief history of the mineralogical and petrological department - Hungarian Natural History Museum	S.	86
Tondar, P., Troll, G.: Über die Morphologie von Zirkonen aus dem Bozener Quarzporphyr	S.	87
Vavra, N.: Methoden zur chemischen Charakterisierung fossiler Harze -- Zielsetzungen, Probleme, Möglichkeiten	S.	89
Zemann, J.: Epidot: Geschichte und Stellung in der Mineralogie	S.	91
Zimmermann, R., Hammerschmidt, K.: On the Variscian, eoalpine and late alpine evolution in the Eastern Alps: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from the Central Southern Tauern window	S.	92
<u>MINPET90</u> , Exkursionsführer zum Symposium "125 Jahre Knappenwand" in Neukirchen am Großvenediger, Salzburg	S.	93
	S.	94
Seemann, R., Koller, F., Grundmann, F., Brandstätter, D., Steininger, H.: Exkursionen E1, E2, N1 und N2: Historische Kupferlagerstätte "Hochfeld" und Epidot-Fundstelle "Knappenwand", Untersulzbachtal	S.	95

Götzinger, M.A., Seemann, R.: Exkursion E3: Fluoritvorkommen Vorderkrimml, Pinzgau, Salzburg	S.	119
Höck, V., Pestal, G.: Exkursion E4: Habachformation, Altkristallin im Habachtal und Felbertal	S.	129
Grundmann, G.: Exkursion E5: Smaragdlagerstätte Habachtal	S.	139
Niedermayr, G., Becherer, K.: Exkursion E6: Mineralfundstellen im Obersulzbachtal	S.	159
Heinisch, H. & Schlaegel-Blaut, P.: Exkursion E7: Geologie der nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See	S.	167
Lammerer, B., Morteani, G.: Exkursion E8: Schlegeis und Pfitscher Joch, Zillertaler Alpen	S.	185
Höck, V.: Exkursion N3: Geologie und Petrographie der Mittleren Hohen Tauern	S.	198
Moosleitner, F., Schramm, J.M.: Exkursion N4: Prähistorischer Bergbau "Arthurstollen", Mühlbach am Hochkönig	S.	199
Slupetzky, H.: Exkursion N5: Gletscherlehrpfad Obersulzbachtal	S.	207

MINPET90, verspätet eingelangte Kurzfassungen

Matte, Ph.: Accretionary history and crustal evolution of the variscan belt in Western Europe	S.	211
Plimer, I.R.: Epidote and ore deposits	S.	212

Vorträge

Ponahlo, J.: Die Unterscheidung natürlicher Edelsteine von synthetischen Steinen mit Hilfe der Kathodolumineszenz	S.	213
Dorfman, M.D.: Mineralogie des Khibini Alkali-Massivs	S.	223

Originalarbeiten

Finger, F., Friedl, G., Matl, H.: Über drei geochemisch stark variierende Subtypen von I-typ Granitassoziationen mit Na ₂ O-, mit CaO- und mit K ₂ O-Betonung	S.	233
---	----	-----

<u>Tätigkeitsbericht</u> über das Vereinsjahr 1989	S.	241
--	----	-----

MinPet 90

**Internationales Symposium in Neukirchen am Großvenediger
16.9.1990 - 20.9.1990**

Die Knappenwand im Untersulzbachtal in Salzburg zählt zu den bedeutendsten Mineralfundstellen Österreichs. Im Jahre 1865 vom Bergführer Alois Wurnitsch entdeckt, wurde sie seither durch Funde und systematische Gewinnung von außergewöhnlich schönen und großen Epidoten berühmt und weltbekannt. Der Umstand, daß sich die Entdeckung dieser Fundstelle heuer zum 125ten Mal jährt, bot Anlaß zur Abhaltung eines internationalen Symposiums, das sich an Ort und Stelle dem Epidot und der Knappenwand und in deren Umfeld den vielfältigen Mineralen, Erzen und Gesteinen im Nationalpark Hohe Tauern widmet.

Der vorliegende Band 135 der *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* beinhaltet die Kurzfassungen der Symposiums-Beiträge und die Führer zu den Exkursionen.



EPIDOT ALS EDELSTEIN – PHYSIKALISCHE DATEN, FARBE UND PLEOCHROISMUS

BANK, H., HENN, U.

Deutsche Stiftung Edelsteinforschung (DSEF), Prof.-Schlossmacherstraße 1, D-6580 Idar-Oberstein

Die gemmologische Untersuchung von geschliffenen Mineralen stützt sich in erster Linie auf die Erfassung physikalischer Daten und hierbei in erster Linie auf die Messung der Lichtbrechungsindizes, maximalen Doppelbrechung und Dichte. Umfassende Untersuchungen an geschliffenen Epidoten unterschiedlicher Vorkommen ergaben folgende Ergebnisse:

	nX	nY	nZ	Δn	D
1.	1,731-1,738	1,748-1,753	1,761-1,773	0,031-0,036	3,37-3,44
2.	1,721-1,734	1,735-1,756	1,741-1,769	0,020-0,035	3,39-3,42
3.	1,725-1,727	1,736-1,739	1,750-1,752	0,025-0,027	3,43-3,44
4.	1,721	1,736	1,748	0,027	3,37
5.	1,724	1,734	1,748	0,024	3,40

- 1 = Knappenwand, Untersulzbachtal, Österreich
- 2 = Minas Gerais, Brasilien
- 3 = Kalifornien, USA
- 4 = Schweiz
- 5 = Mocambique

Epidot ist stark pleochroitisch. Allgemein gilt a = grün, b = braun und c = braun. Je nach Schlifforientierung können somit grüne oder braune Epidote geschliffen (Farbe auf der Tafel).

Farbursache ist Eisen und zwar Fe^{3+} . Im Absorptionsspektrum sind folgende Banden zu beobachten:

- a: 830, 580, 470, 460 nm
- b: 1000, 850, 580, 470, 460 nm
- c: 1000, 580, 470, 460 nm

DER ILIMAUSSAQ-KOMPLEX IN SÜDWESTGRÖNLAND

BECHERER, K.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Ein Bericht über die Exkursion der Österr. Mineralog. Gesellschaft im August 1989 (Mit einer Filmvorführung).

Die über 2.000.000 km² große Insel Grönland ist zu etwa 80 % mit einer bis zu 3 km dicken Eisschicht bedeckt. Die eisfreien Gebiete ziehen sich entlang der Küsten hin, wo sie stellenweise bis zu 200 km ins Landinnere reichen. Infolge der spärlichen Vegetation, welche von etwa 300 m Seehöhe an aufwärts vollkommen aufhört, sind die Aufschlüsse ideal.

In einer dieser eisfreien Zonen liegt die Gardar-Provinz, die vorwiegend aus jungpräkambrischen Alkalimagmatiten besteht. Die eingeebneten Granite der archaischen Einheit wurden zunächst durch eine etwa 3000 m mächtige Serie kontinentaler Sandsteine überlagert; in diese drangen sodann basaltische Magmen ein, die bei ihrer Platznahme durch eine Reihe von Gängen und Alkalimagmatiten (oft mit erheblichen Anreicherungen an defizitären Elementen) begleitet wurden. Das Alter dieser Intrusion wird mit $1,14 - 1,33 \cdot 10^9$ a angegeben.

Neben Ivigtut (Kryolith-Lagerstätte) und einigen anderen Komplexen ist der von Ilímaussaq, welcher eine Fläche von etwa 100 km² bedeckt und vom Eriksfjord durchschnitten wird, einer der interessantesten und auch einer der am besten bearbeiteten. Entdeckt wurde er Anfang des 19. Jahrhunderts von K. L. GIESECKE. Durch Studien an dem Material, das GIESECKE nach Kopenhagen sandte, angeregt, wurden später mehrere Expeditionen nach Grönland ausgerüstet, u. a. auch von STEENSTRUP, um mehr Proben dieser Gesteinsprovinz zur Bearbeitung zur Verfügung zu haben.

Der Ilímaussaq-Komplex intrudiert im W, S und E den Julianeheb-Granit, im N zusätzlich eine Serie von suprakrustalen basaltischen Laven und kontinentalen Sandsteinen, die ihrerseits den Granit überlagern. Der Komplex selbst besteht aus drei Einheiten, deren Entstehung offenbar getrennten Ereignissen zuzuschreiben ist. Es sind dies ein Pyroxensyenit, der zunächst die Wände und das Dach auskleidet, sodann tafelförmige Körper in Form von Alkaligraniten und -syeniten, welche den oberen Teil des Komplexes intrudieren, und schließlich stark untersättigte Syenite, die den zentralen Teil besetzen. Besonders die letzte Stufe ist äußerst mannigfach mineralisiert und war vorwiegend Studienziel dieser Exkursion. Sie besteht aus einem Sodalith- und Nephelin-führenden Syenit (Naujait), der eine Flotationsdifferentiation mit etwa 600 m Mächtigkeit unter dem Dach darstellt, weiters aus einem Nephelinsyenit mit reichlich Eudialyt (Kakortokit), der durch eine Schwereseigerung am Boden entstanden ist und schließlich aus dem Lujavrit, einem aus Nephelinsyenit mit reichlich Alkalipyroxenen und Alkalihornblenden bestehenden Komplex, welcher durch die Restkristallisation gebildet wurde.

Die in diesem Gebiet vorkommenden 200 Mineralspezies zeichnen sich generell durch folgende Merkmale aus:

1. SiO₂-Armut
2. Anreicherung von defizitären Elementen (Li, Be, SEE, Zr, Nb, U, Th ...)
3. Anwesenheit vieler leicht flüchtiger Bestandteile (H₂O, F, Cl ...)
4. Entscheidende Vorherrschaft des Na gegenüber K.

Die Aufzählung der Mineralien würde den Rahmen dieser Kurzfassung bei weitem sprengen. Es sei nur erwähnt, daß das ansonst recht seltene Mineral Eudialyt, ein Na-Zr-Silikat, hier sehr häufig ist und in bis zu 10 cm großen roten Kristallen auftritt. Ausgesprochene "Exoten" sind beispielsweise der Sörensit, ein Na-Sn-Be-Silikat, oder der farblos-rosa Tugtupit, ein Na-Be-Cl-Silikat, dessen tiefrote Variante als Schmuckstein Verwendung findet.

Das gesammelte Material wurde mittels eines Gemeinschaftstranportes nach Österreich gesandt und wird derzeit bearbeitet.

WASSERSTOFF ALS SPURENELEMENT IN EINIGEN NOMINELL WASSERFREIEN MINERALEN AUS DEN HOHEN TAUERN

BERAN, A., HAMMER, V.M.F.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Wasserstoff kommt in Mineralen am häufigsten an Sauerstoff gebunden vor. Die daraus resultierende OH-Gruppe oder das H₂O-Molekül geben im allgemeinen Anlaß zu sehr starken Absorptionen im mittleren IR-Spektralbereich (etwa 3700-2800 cm⁻¹), aus denen auf Grundlage des Beer'schen Gesetzes der Wasserstoffgehalt bestimmt werden kann. In einer Reihe typischer Kluftminerale sowie in einigen als Nebengemengteile auftretenden Mineralen aus Vorkommen der Hohen Tauern wurde der Wasserstoff als geochemisches Spurenelement IR-spektroskopisch untersucht.

Die niedrigsten H-Gehalte zeigen Phenakit aus einem Chloritschiefer (Habachtal) mit etwa 5 ppm, sowie Forsterit (Stubachtal) und Diopsid (Zemmgrund) aus Ultrabasiten mit jeweils etwa 20 ppm (BERAN, 1976; 1989; BERAN & PUTNIS, 1983; INGRIN et al., 1989; WILKINS & SABINE, 1973). Die H-Gehalte von Disthenen aus Eklogiten (Großvenediger) liegen bei etwa 50-90 ppm (BERAN & GÖTZINGER, 1987). Der H-Gehalt eines Almandins aus einem Glimmerschiefer (Zillertal) liegt bei 10 ppm. Sphene aus Chloritschiefern (Habachtal) und Amphiboliten (Ober- und Untersulzbachtal, Felbental) zeigen H-Gehalte von 170-220 ppm. Rutilite aus alpinen Klüften in Phylliten (Hollersbachtal) und Amphiboliten (Virgental, Habachtal) enthalten etwa 110-210 ppm H (HAMMER, 1989; HAMMER & BERAN, 1989). Die verschiedenen H-Gehalte innerhalb einer Mineralgruppe können auf unterschiedliche H₂O-Aktivitäten bei der Mineralbildung zurückgeführt werden. Rutilite und Titanite aus Gesteinen der Grünschieferfazies zeigen im allgemeinen geringere H-Gehalte als aus Gesteinen der Amphibolitfazies.

Bei Verwendung von polarisierter IR-Strahlung und Vermessung von orientierten Kristallschnitten können Vorstellungen über den Einbau des Wasserstoffs in der Struktur entwickelt werden. In den hier untersuchten Mineralen ist der Wasserstoff in Form von OH-Gruppen strukturell gebunden. In Phenakit und Forsterit liegt ein dem "Hydroxilgranat" ähnlicher Mechanismus des OH-Ersatzes vor. In Diopsid dürfte der O(2)-(Zickzack)-Sauerstoff partiell durch OH-Gruppen ersetzt sein, in Disthen und Titanit werden nicht an Si gebundene Sauerstoffe durch OH-Gruppen ersetzt. In Rutil steht die OH-Richtung ungefähr senkrecht auf das "Ti-Koordinationsdreieck" um den entsprechenden Sauerstoff.

BERAN, A. (1976): Messung des Ultrarot-Pleochroismus von Mineralen. XIV. Der Pleochroismus der OH-Streckfrequenz in Diopsid. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* **23**, 79-85.

- BERAN, A. (1989): The occurrence of OH absorptions in phenakite - an IR spectroscopic study. *Mineral.Petrol.* 41 (in Druck).
- BERAN, A. & GÖTZINGER, M. (1987): The quantitative IR spectroscopic determination of structural OH groups in kyanites. *Mineral.Petrol.* 36, 41-49.
- BERAN, A. & PUTNIS, A. (1983): A model of the OH positions in olivine, derived from infrared-spectroscopic investigations. *Phys.Chem.Minerals* 9, 57-60.
- HAMMER, V.M.F. (1989): IR-spektroskopisch bestimmte OH-Gehalte von Rutil und Titanit aus unterschiedlichen Paragenesen. *Mitt.Österr.Mineral.Ges.* 134, 7-16.
- HAMMER, V.M.F. & BERAN, A. (1989): IR-spektroskopische Bestimmung der OH-Gehalte von Rutilen und Titaniten. *Ber.Deutsch.Mineral.Ges.* 1, Beih.Eur.J. Mineral. 1, 61.
- INGRIN, J., LATROUS, K., DOUKAN, J.-C. & DOUKAN, N. (1989): Water in diopside: an electron microscopy and infrared spectroscopy study. *Eur.J. Mineral.* 1, 327-341.
- WILKINS, R.W.T. & SABINE, W. (1973): Water content of some nominally anhydrous silicates. *Amer.Mineral.* 58, 508-516.

KRISTALLCHEMIE UND FARBE DER EPIDOTE DER KNAPPENWAND

BERNROIDER, M., KIRCHNER, E., LENGAUER, Ch., LOTTERMOSER, W., AMTHAUER, G.

Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Epidote der Knappenwand wurden quantitativ chemisch mit der Mikrosonde analysiert. Die Absorptionsspektren von Einkristallen wurden mit polarisiertem Licht mit einem Mikroskop-Spektralphotometer im nahen ultravioletten (NUV), sichtbaren (VIS) und nahen infraroten (NIR) Spektralbereich aufgenommen. Die Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verteilung wurde mit Mössbauer-Spektroskopie untersucht. Die Gitterparameter wurden mit Röntgenbeugung an Pulvern bestimmt. Es wird außerdem versucht, mit Hilfe der Rietveld-Methode Aussagen über die Kationenverteilung zu machen. Farbe und Pleochroismus der Epidote der Knappenwand werden hauptsächlich durch Fe^{3+} -Absorptionsbanden verursacht. Zum Vergleich wurden noch Fe-Epidote anderer Fundstellen (Seebachsee, Söllnkar, Kimmeria) untersucht.

UNTERSUCHUNGEN VON METAMORPHEN HELLGLIMMERN UND BIOTITEN IM ROJEN-KRISTALLIN (WESTLICHE ÖTZTALMASSE)

BÖHM, Ch., TROLL, G.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität München, Theresienstraße 41, D-8000 München 2

EPIDOTE OCCURENCES IN ALPINE TYPE DYKES AND ULTRABASIC ROCKS OF THE SOBOTÍN (ZÖPTAU) AMPHIBOLITE MASSIF, CZECHOSLOVAKIA

BUKOVANSKÁ, M.

National Museum Prague, Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, Czechoslovakia

Sobotín amphibolite massif (metamorphosed basic and ultrabasic volcanic and intrusive rocks), equivalents of Devonian Vrbno series from Hrubý Jeseník Mts., Moravia, Czechoslovakia, were studied together with their minerals (FIALA et al., 1980; BUKOVANSKÁ-POUBOVÁ, 1978) after a detailed study of KRETSCHMER (1911).

Famous epidote crystals (4.5 cm wide, 14 cm long) were found in alpine type dykes at the vicinity of Sobotín (localities Storchberg-Merta, Pfarrerb and others) in a close connection with soapstone (talc schist) deposits, in the core of the multilayered metamorphosed ultrabasic body. The serpentinites, soapstones, actinolite-, chlorite- and epidote-schists derive by metamorphic transformation of olivine-pyroxene magmatites (peridotites).

The chlorite-actinolite-epidote rocks and some amphibolites display a distribution of metals similar to the average metal distribution of the continental crust. The original peridotite magma was poor in Cr but rich in Ni. The anomalous iron concentration in some rocks (megacrysts of magnetite in some chlorite and epidote schists) are probably due to the postmagmatic migration of elements.

Epidotes from chlorite-epidote schist (anal. 1., metamorphosed ultrabasic) and albite-epidote amphibolite (anal. 2., metamorphosed basic rocks) are pure $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2$ epidote (the content of the pistacite component being $\text{Ps}=29.6\text{-}32.5$ mol.%). According to HOLDAWAY (1972) and LIOU (1973) a higher content of the Ps component indicates a higher fO_2 value.

The newly analyzed epidotite from Storchberg (analyst F. Brandstätter, Natuhistorisches Museum Wien), from alpine type dyke (anal. 3. and 4.) and their host rocks (anal. 5.) show fairly good correlation with epidotes from metamorphosed ultrabasic rocks from the vicinity of the epidote locality.

BUKOVANSKÁ-POUBOVÁ, M. (1978): Amphiboles of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks (Vrbno series and Sobotín massif) from Hrubý Jeseník Mts. Acta Univ. Carpl.-Geolog., Kratochvíl Vol., 405-415.

FIALA, J., JELÍNEK, E., POUBA, Z., POUBOVÁ, M. & SOUČEK, J. (1980): The geochemistry of the ultrabasic rocks of the Sobotín amphibolite massif (Czechoslovakia). N.Jb.Mineral.Abh. 137, 257-281.

HOLDAWAY, M.J. (1972): Thermal stability of Al-Fe epidote as function of fO_2 and the Fe content. Contr.Min.Petr. 37, 307-340.

KRETSCHMER, R. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). Jb.geol.Reichsanst. 61, 53-179.

LIU, J.G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Journ.Petrol. 14, 381-413.

Chemical composition of epidotes from Sobotín (Zöptau)					
	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	38.47	37.95	38.70	38.73	38.70
TiO ₂	0.21	0.06	0.11	0.14	0.16
Al ₂ O ₃	22.12	20.67	24.20	23.78	25.10
FeO	14.51	15.60	11.44	12.13	10.30
MnO	0.29	0.09	0.30	0.20	0.03
MgO	0.03	0.33	0.02	----	0.04
CaO	22.91	22.75	21.36	20.90	21.05
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.03	----
K ₂ O	0.01	----	----	----	----
Totals	98.56	97.46	96.16	95.96	95.43
	chl.-horn. epid.rock	alb.-ep. amphib.	alp.type dyke	alp.type dyke	alb.-ep. amphib.

DIE GEOLOGIE DES FLUORITVORKOMMENS ACHSELALM/HOLLERSBACHTAL

CARL, R.

Metallgesellschaft AG, Reuterweg 14, D-6000 Frankfurt/Main 1

Das Bleiglanz- und Zinkblende-führende Flußspatvorkommen Achselalm befindet sich ca. 4 km südlich des Ausgangs des Hollersbachtals auf der westlichen Talseite zwischen 1550 m und 1680 m SH. Ein teilweise noch befahrbares Grubengebäude, mehrere Halden sowie die Reste des ehemaligen Knappenhauses bezeugen die bergbauliche Vergangenheit.

Die Vererzungen sind vermutlich seit dem Mittelalter, zunächst nur auf Bleierze, später auch auf Zink, bis 1944 immer wieder beschürft worden. Zuletzt lag das Hauptinteresse auf dem Flußspat.

Für die Entstehung dieses Erzvorkommens sind früher bereits mehrere Modelle kontrovers diskutiert worden: Dabei steht dem Modell der Gangbildungen ungeklärten Alters die ebenfalls diskutierte syngenetische Anreicherung der Erzphasen im Zusammenhang mit den umgebenden Habachvulkaniten gegenüber. Dabei bezogen die Befürworter der Gangbildungen die Vererzungen auf den früher als alpidisch erachteten Zentralgneis-Granit, oder sie betrachteten die Vererzungen an der Achselalm als alpidische Kluffüllungen.

Umfangreiche Gelände- und Laborarbeiten lassen den Schluß zu, daß es sich bei dem Erzvorkommen an der Achselalm um eine postvariszische Ganglagerstätte handelt, die während der alpidischen Orogenese zum Teil deformiert und remobilisiert wurde. Blei-

Isotopenuntersuchungen machen eine Herkunft des Erzbleis aus der Habachformation wenig plausibel, deuten jedoch auf eine gemeinsame Quelle des Erzbleis mit dem Zentralgneis hin.

PARAGENETISCHE TYPEN VON EPIDOTEN IN DER BÖHMISCHEN MASSE

ČECH, F.

Institut für Mineralogie, Geochemie und Kristallographie der Karlsuniversität, Albertov 6, 128 43
Praha, CSFR

Epidot gehört zu den extensiv stark verbreiteten Mineralen in verschiedenen Paragenesen der Böhmisches Masse und kommt vor allem in verschiedenartigen Typen der magmatischen, kontakt- und regionalmetamorphen Gesteine vor; häufig auch in Seifen und Schwermineralsanden (siehe: BERNARD et al., 1981; BURKART, 1953; KRATOCHVÍL, 1957-1966; KRUŽA, 1966, 1973; TUČEK, 1966). An mehreren Lokalitäten bildet er fast ein monomineralisches, feinkörniges bis dichtes gelbgrünes Epidot-Epidosit-Gestein. Genetisch gehört der Epidot zu den mittel- bis niedrigthermalen Mineralen und zwar überwiegend als Umbildungs- und Verdrängungsprodukt der Ca-Al-Fe-reichen Silikate, seine Paragenesen sind von der Basizität der Mutter- und Nebengesteine sehr abhängig.

1. Sehr oft kommt Epidot in Granitoiden und Mafiten der moldanubischen Plutone und Massive (z.B. im Zentralböhmisches Pluton) in Klüften und pegmatoiden Ausscheidungen (Schlieren), gewöhnlich in Paragenese mit Klinozoisit, Titanit, Prehinit, Amphibol, Chlorit, Zeolithen, Calcit, usw. vor. In einigen Differentiaten des Brno-Massivs bildet Epidot manchmal bis 10 Vol.% der Gesteinsmasse (sehr häufig in Bruchzonen und tektonischen Brekzien).
2. Als ein aus Restlösungen niedrighydrothermal gebildetes Mineral tritt Epidot in Hohlräumen in manchen Granitpegmatiten auf, z.B. im Zentralböhmisches Pluton, im Pluton von Železné hory, im Massiv von Žulová. Typisch treten solche Pegmatite im grobkörnigen Biotitgranit von Krkonoše und Jizerské hory Pluton auf. Die Mineralführung ist hier praktisch dieselbe wie oben (sub 1.) angeführt. Öfters kommt Epidot in kontaminierten Pegmatiten vor, die basische Gesteine und manche magnetitführende Skarne im Moldanubikum durchsetzen.
3. Epidotfelse und Epidotimprägnationen sind mit einigen Gabbros, Amphiboliten und Skarnen sehr eng verknüpft.
4. Epidot tritt in charakteristischer Paragenese mit Vesuvian, Wollastonit, Klinozoisit, Granat und Diopsid in Kontaktzonen zwischen Granitoiden und Marmoren auf, z.B. an der bekannten Lokalität Žulová in Schlesien. In derben Massen - gemeinsam mit Amphibol, Granat, Diopsid-Hedenbergit und Calcit - kommt er auch in magnetitführenden Skarnen im Erzgebirge und im Moldanubikum vor.

5. Zahlreiche schöne Kristalle und Kristalldrüsen von Epidot kommen auf Klüften vor allem in Amphiboliten und Amphibolgneisen vor, z.B. in der Umgebung von Čáslav in Böhmen. Im bekannten Amphibolit-Steinbruch von Markovice bei Čáslav wird Epidot von Klinozoisit, Prehnit, Titanit, Granat, Zeolithen, Datolith, Calcit und anderen Mineralien begleitet. In Klüften in kristallinen Schiefen in der Umgebung von Sobotín in Nordmähren wurden prachtovolle Epidotstufen gefunden (Kristalle bis 14 cm lang und 4,5 cm dick); die Klüfte führen z.B. noch Albit, Quarz, Orthoklas, Titanit, Apatit und Diopsid.

BERNARD, J.H. et al. (1981): Mineralogie der Tschechoslowakei. 2te Auflage. Prag: Akademie Verlag (in tschechisch).

BURKART, E. (1953): Mährens Minerale und ihre Literatur. Prag: Akademie Verlag.

KRATOCHVÍL, J. (1957-1966): Topographische Mineralogie von Böhmen. 2te Auflage, 8 Bände. Prag: Akademie Verlag (in tschechisch).

KRUŽA, T. (1966): Mährens Minerale und ihre Literatur. 1940-1960. Brno: Mährisches Museum (in tschechisch).

KRUŽA, T. (1973): Schlesiens Minerale und ihre Literatur. Brno: Mährisches Museum (in tschechisch).

TUČEK, K. (1966): Fundorte der böhmischen Minerale und ihre Literatur. 1951-1965. Prag: Akademie Verlag (in tschechisch).

GEOCHRONOLOGICAL EVIDENCE FOR THE PRE-TERTIARY TECTONIC HISTORY IN AND AROUND THE TAUERN WINDOW, AUSTRIAN ALPS

CLIFF, R.A.

Department of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK

Important contrasts between the Tauern Window and its surroundings are evident in both the Mesozoic and pre-Mesozoic geological history. Geochronological data have emphasized differences in the timing of magmatic events as well as contrasts in metamorphic conditions at particular times but many aspects of the geological history remain poorly, if at all, dated isotopically.

The dominant pre-Mesozoic rocks within the Tauern Window are a suite of tonalitic to granitic plutonic rocks, the Zentralgneis. Early Rb-Sr whole rock dating clearly established a broadly Hercynian age for this suite but the analytical quality of much of the data is poor by modern standards and the extent of Alpine metamorphic disturbance of the isochrons is not certain in most cases. For one granodioritic unit in the Teisseck area, a zircon U-Pb age of 315 ± 10 Ma is significantly older than the ca. 270 Ma Rb-Sr whole rock isochron, indicating Alpine rotation of the isochron. Because of such problems the duration of the Hercynian magmatic activity is not known; none of the late leucogranitic lithologies has been dated by the U-Pb method and the Permian age given by Rb-Sr isochrons is likely to be too young as a result of Alpine metamorphic rotation. The country rocks into which the Zentralgneis plutons were emplaced comprise a wide range of lithologies. Of these only a metavolcanic rock of

the Habach Series has been dated at 500 Ma.

Outside the Tauern Window in the Austro-alpine basement complex, the dominant rocks are metasedimentary and Hercynian magmatic activity is much less significant. Many of the granitic orthogneisses that do occur appear to belong to an important phase of mid-Paleozoic orogenic activity. Geochronologically this phase is documented both by Rb-Sr whole rock isochrons and U-Pb ages on zircons; in the Deferegger Alpen zircon ages on two granitic gneisses bracket an important phase of folding at ca. 440 Ma. The metamorphic history of the Austro-alpine basement is complex, with at least two pre-Mesozoic metamorphisms in the mid- and late-Paleozoic. Where mineral ages have not been disturbed by post-Mesozoic metamorphism, they generally reflect the late-Paleozoic, Hercynian metamorphism and an important suite of pegmatites appears to be associated with this metamorphism.

By the end of the Mesozoic the early stages of the Alpine orogeny were under way. The timing of many key aspects of this early Alpine history remains geochronologically poorly defined. Within the Tauern Window there is evidence for an early phase of high pressure, low temperature metamorphism; this is best preserved in a relatively small area along the southern margin of the Tauern Window but there is more widespread evidence in the form of inclusions and zoning preserved within garnet porphyroblasts. The age of this early metamorphism is usually referred to the late Cretaceous by analogy with the Western Alps but so far there is no direct geochronological data from within the Tauern Window.

In the Austro-alpine basement the extent and nature of late mesozoic metamorphism has been controversial. Detailed studies, combining geochronology with careful petrographic analysis have documented a large volume of rock, mostly from lower structural levels of the Austro-alpine basement, in which closely grouped muscovite and biotite ages suggest rapid cooling following a Late Cretaceous metamorphism which locally reached mid-amphibolite facies. Recognizing such Cretaceous minerals in rocks which had already developed amphibolite-facies mineralogy by the end of the Paleozoic can be difficult. To the south of the Tauern Window a complex geochronological pattern has been defined, in which the preservation of muscovite Rb-Sr ages provides the key to distinguishing Hercynian deformation and metamorphism in an area in which both micas yield late Cretaceous K-Ar ages.

RARE-EARTH MINERALS IN THE ALPINE REGION

DEMARTIN^{*}, F., PILATI^{}, T., DIELLA^{***}, V., GRAMACCIOLI^{***}, C.M.**

* Istituto di Chimica Strutturistica, Università di Milano, Via Venezia 21, I-20133 Milano, Italia

** Centro C.N.R. presso Dip.to di Chimica Fisica, Università, Via Golgi 19, I-20133 Milano, Italia

*** Dipartimento di Scienze d. Terra e Centro C.N.R., Università, Via Botticelli 23, I-20133 Milano, Italia

The presence of several rare earth minerals in the Alpine region has been known for a long time; however, detailed analytical and crystallographic information is still lacking for too many occurrences.

First of all, a considerable number of Alpine monazite specimens (both from fissures and pegmatites) have been investigated. Here, the most remarkable point is the discovery of varieties very rich in uranium or/and thorium; the unit cell data are practically invariant over a wide range of composition.

Alpine xenotime has also been investigated; here, depending on the occurrence, different REE distributions may occur; the most interesting point is the presence of non-negligible amounts of uranium, generally higher than for monazite.

Besides monazite and xenotime, a systematic investigation on the parisite and gadolinite group has also been carried out.

METABASITES IN THE BASEMENT UNITS OF THE WESTERN ALPS

DESMONS, J.

C.N.R.S.; C.R.P.G., B.P. 20, F-54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex

Metabasics found in the pre-Alpine crystalline sequences of the Western Alps are briefly reviewed. In the internal units, metabasics of the "ancient" basement, banded amphibolites and boudinaged layers, are mostly Ti-rich tholeiites. Their amphibolite facies metamorphism, which post-dated an eclogite phase, may be considered as Cambro-Ordovician or earlier in age. A "younger" basement type, possibly of Upper Ordovician-Silurian age, contains high-Ti tholeiitic basic sills and low-Ti basic magmatic rocks. The possible grade of the Variscan metamorphism in these internal units ranges from nil to low.

The external crystalline massifs contain banded amphibolites, one ophiolite sequence, a plutonic-volcanic complex and various other metabasic bodies. Eclogite relics are found. The protolith ages range from late Proterozoic to Devonian. The original tectonic environments are heterogeneous. Both back-arc and intracontinental magmatisms are proposed to be present.

Attention is drawn to difficulties in interpreting geochronological data, in which the leading part is played by high heat flow periods (e.g. Permian) and tectonic events (e.g. detachment of pieces of lower crust in eclogite or granulite facies). Comparisons are suggested of 1) the external crystalline with the Tauern crystalline sequences (accreted to Europe in Variscan times), and 2) the Penninic and Austro-Alpine of the Western Alps with the Middle und Upper Austro-Alpine of the Eastern Alps (belonging to Gondwana up to Alpine times).

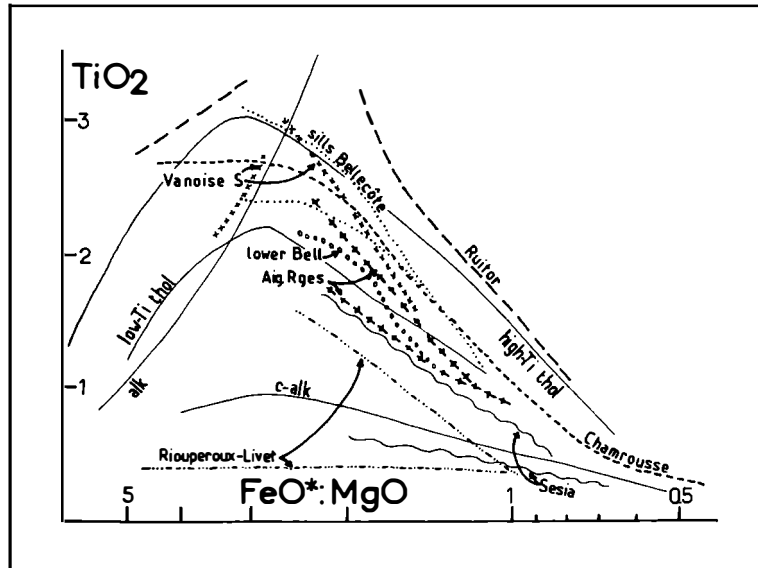


Fig. 1: TiO_2 - FeO^* : MgO diagram for metabasites from the Penninic ancient basement (Ruitor and southern Vanoise massifs), the Penninic younger basement (sills and lower unit in the Bellecôte-Pourri massif), Austro-Alpine basement (Sesia) and the external crystalline massifs (Aiguilles Rouges-Pelvoux-Argentera, Chamrousse ophiolite and Riuperoux-Livet body).

DER RECKNER-SERPENTINIT UND SEINE RANDGESTEINE

DINGELDEY, C.

Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger Ring 1, A-1010 Wien

Der Reckner-Serpentinit, dessen tektonische Lage von den meisten Autoren (z.B. TOLLMANN, 1977) als unterostalpin angesehen wird, befindet sich am Südrand der Tuxer Voralpen in den Tarntaler Bergen (Tirol). Er besteht zum größten Teil aus serpentinisiertem Lherzolit mit nur untergeordneten Vorkommen von Harzburgit und exotischen ultramafischen Kumulaten. Weiters wurden zwei winzige Vorkommen von Plag-Cpx-Gabbro und monomineralischen Chloritfelsen gefunden. Der Ultramafitit wird randlich von einem schmalen Gürtel aus Ophikarbonatgesteinen begleitet, es überwiegen Ophicalcite, selten sind Dolomit-Talk-Ophikarbonate. Generell weisen die Ophikarbonate eine starke tektonische Überprägung auf. Als interessantestes Serpentintrandgestein ist ein meist nur wenige Meter mächtiger Horizont aus "Blauschiefern" zu nennen, der an den als Obermalm eingestuftes Radiolarit grenzt.

Die Ultramafite stellen großteils Cpx-Spinell-Lherzolite dar, deren Cpx gut erhalten

sind. Die Zusammensetzung ihrer Cpx und Spinelle läßt nach der Nomenklatur von ISHIVATARY (1985) keine eindeutige Zuordnung zu "subozeanischen" oder "subkontinentalen" Lherzoliten zu. Petrographisch lassen sich zumindest drei verschiedene Stadien der Serpentinisierung feststellen: eine älteste Lizarditgeneration (Formrelikte bildend), eine sekundäre Lizardit-Chrysotil-Generation (die Formrelikte weitgehend überwachsend) und eine relativ junge Antigoritgeneration.

Die Kämmererit-Pennin-Titanbiotit-Titanit-Schiefer, die als exotische Cpx- und Ilmenit-reiche ultramafische Kumulate interpretiert werden, enthalten Formrelikte aus Chlorit nach bis zu 10 cm großen Titanbiotit-Tafeln. Geochemisch sind diese Gesteine durch SiO₂-Gehalte zwischen 30 und 35 Gew.%, MgO-Gehalte um 24 Gew.%, Al₂O₃-Gehalte zwischen 14 und 16 Gew.% und TiO₂-Gehalte zwischen 5,5 und 7 Gew.% gekennzeichnet; V, Cr und Ni sind relativ hoch, Zr und Y liegen niedrig. Eine Interpretation dieser Gesteine als Ferroabbros ist aufgrund der deutlich verschiedenen Spurenelementverteilung unhaltbar.

Die Blauschiefer werden als Abkömmlinge basaltischer Gesteine interpretiert, die mehr oder weniger stark mit Sedimentmaterial vermengt sind (Radiolarite). Sie haben neben der metamorphen Umwandlung auch eine sehr starke Na-Metasomatose erfahren, verbunden mit einem Abtransport der Erdalkalien und einer lokal unterschiedlichen Fe-Zufuhr. Sie bestehen aus Quarz, Albit, Alkali amphibol (Crossit, Riebeckit oder Magnesioriebeckit), Stilpnomelan und Titanit. Selten sind Alkalipyroxene erhalten, die aufgrund ihrer Jadeitgehalte (nach POPP & GILBERT, 1972) eine ältere Hochdruckmetamorphose mit ca. 8 kbar erwarten lassen. Die Spurenelementverteilung der am geringsten von Sedimentmaterial verunreinigten Blauschiefer zeigt eine starke Affinität zu einem "Transitional MORB", dies deutet nach PEARCE (1980) auf relativ geringe Aufschmelzraten zwischen 5 und 10% hin.

Die **magmatische Entwicklung** des Reckner-Serpentinits (und der Blauschiefer) läßt sich mit jener der ostalpinen penninischen Ophiolitserien nicht vergleichen (HÖCK & KOLLER, 1989). Aufgrund des Vorherrschens von Lherzoliten und der "Transitional-MORB"-Charakteristik der Blauschiefer wird angenommen, daß der Reckner einen Teil des sich gerade im Anfangsstadium seiner Entwicklung zu einem Ozeanbecken befindlichen penninischen Ozeans darstellt.

Insgesamt können **drei verschiedene Metamorphosestadien** unterschieden werden. Die älteste wird als Ozeanische Metamorphose interpretiert, welche für die Bildung der titanreichen Biotite in den ultramafischen Kumulaten und für vereinzelt noch erhalten gebliebene Magnesiohornblende bis tschermakitische Hornblende in den Ophikarbonaten verantwortlich ist. Absolute Daten liegen noch nicht vor, es wird aber geschätzt, daß die Temperaturen deutlich höher lagen als jene der alpidischen Metamorphose. Die Na-Metasomatose in den Blauschiefern könnte etwa zur gleichen Zeit stattgefunden haben. Danach folgte eine druckbetonte Versenkungsmetamorphose, die in den Blauschiefern (Alkalipyroxen => ca. 8 kbar) und den Metagabbros (Mg-Pumpellyit => ca. 400 °C, SCHIFFMAN & LIOU, 1979) sowie in fuchsitischen Hellglimmern mit hoher Phengitkomponente in den Ophikarbonaten dokumentiert ist. Die jüngste Metamorphose, die offenbar mit der jungalpinen Tektonik in Zusammenhang steht, äußert sich in grünschieferfaziellen Mineralparagenesen.

Was die tektonische Stellung des Reckners betrifft, kann als sicher angenommen werden, daß er **nicht** zum Unterostalpin gehört, sondern ein **Fragment des Penninikums** darstellt.

- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. *Chem.Geol.* **77**, 209-227.
- ISHIVATARY, A. (1985): Alpine Ophiolites: Product of low-Degree Mantle Melting in a Mesozoic Transcurrent Rift Zone. *Earth Planet.Sci.Lett.* **76**, 93-108.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thetyan ophiolites. In: Panayioton, A. (Ed.): *Ophiolites*, 261-262, Cyprus.
- POPP, R.K. & GILBERT, M.C. (1972): Stability of Acmite-Jadeite-Pyroxenes at low pressure. *Amer.Mineral.* **57**, 1210-1231.
- SCHIFFMAN, P. & LIU, J.G. (1980): Synthesis and Stability Relations of Mg-Al-Pumpellyite. *Journ.Petrol.* **21**, Part 3, 441-474.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich, Band I*. Wien (Deuticke), 1977.

I-TYPE GRANITOIDS AS INDICATORS OF A LATE PALEOZOIC CONVERGENT OCEAN/CONTINENT MARGIN ALONG THE SOUTHERN FLANK OF THE CENTRAL EUROPEAN VARISCAN OROGEN

FINGER^{*}, FRASL^{}, STEYRER^{**}, H.P., QUADT^{***}, A.v.**

* Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

** Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

*** Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH Zentrum, CH-8091 Zürich

A belt of Carboniferous to Permian I-type granitoid bodies extends in the basement thrust sheets of the Alps, which correspond to the southern flank of the Central European Variscan orogen. These predominantly granodioritic plutons contrast with a contemporaneous belt of S-type granites, which extends to the north of the Alps in the Moldanubian section of the Variscan orogen. The observed regional duality of Variscan plutonism resembles the plutonic situation along active circum-Pacific continental margins, with outer I-type plutons and inner S-type granitoid belts. We therefore argue that the Late Paleozoic granitoids of Central Europe could be related to a Late Paleozoic convergent ocean/continent plate margin at the southern flank of the Variscan fold belt. Such a "Cordillera" has been already proposed by MERCOLLI & OBERHÄNSLI (1988) and NICOLAS (1972), who regarded the European Variscan orogeny to be wholly of "continental margin type".

However, the relevant "Paleotethys gulf" in the southeast (Fig.1) formed probably first in the course of a "post-collisional" westward removal of the Gondwana continent relative to the Variscan belt (ARTHAUD & MATTE, 1977; SCOTESE, 1984). It seems possible that this westdrift of Gondwana has changed the orogenic situation in Central Europe from collisional and "Alpinotype" in "Mid Variscan", i.e. Late Devonian to Early Carboniferous times, to a "late Variscan" Cordilleran type plate configuration, which allowed a northwestward subduction of oceanic crust under the Variscan belt in front of Laurasia (Fig.1).

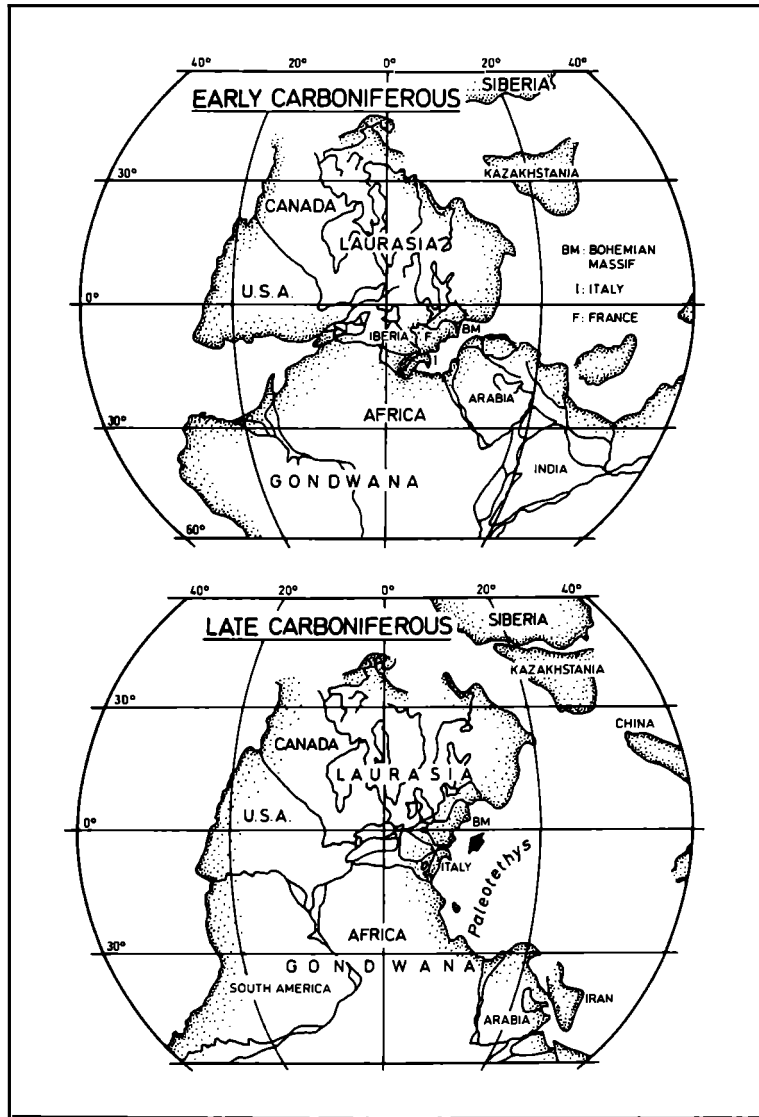


Fig. 1.: Paleogeographic base maps for the Early and the Late Carboniferous according to SCOTESE (1984). We hypothesize that the Paleotethys ocean was subducted in the Late Paleozoic below the Variscan fold belt, which lies in front of the northern Laurasian part of the nascent Pangea megacontinent (black arrow). Note, however, that this plate configuration probably formed first in the course of the Carboniferous westdrift of Gondwana relative to Central Europe. The map for the Early Carboniferous suggests still a more or less intracontinental position of the Variscan fold belt between Gondwana and Laurasia.

- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol.Soc.Amer.Bull.* **88**, 1305-1320.
- MERCOLLI, I. & OBERHÄNSLI, R. (1988): Variscan tectonic evolution in the Central

- Alps: A working hypothesis. Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitteilungen **68**, 521-529.
- NICOLAS, A. (1972): Was the Hercynian Orogenic belt of Europe of the Andean type. Nature **236**, 221-223.
- SCOTESE, C.R. (1984): Paleozoic paleomagnetism and the assembly of Pangea. In: Van der Voo, R., Scotese, C.R., and Bonhommet, N. (eds.), Plate reconstruction from paleozoic paleomagnetism: American Geodynamic Series **12**, p.1-10.

DIE EHEMALIGE "SOCIETÄT FÜR DIE GESAMMTE MINERALOGIE" ZU JENA, IHRE BEDEUTUNG IN EUROPA UND IHRE BEZIEHUNGEN ZU ÖSTERREICH

FRANKE, H.

Institut für Geschichte der Medizin und der Naturwissenschaften, Mineralogische Sammlung - Friedrich Schiller Universität Jena, Sellierstraße 6, DDR-6900 Jena

Manche wissenschaftlichen Sozietäten spielten im 18. Jahrhundert und zu Beginn des 19. Jahrhunderts für die Genese und Entwicklung naturwissenschaftlicher Disziplinen eine wichtige Rolle. Zu diesen Gesellschaften gehörte die "*Societät für die gesammte Mineralogie*" zu Jena, welche 1798 von dem Professor Johann Georg Lenz (1745-1832) in der kleinen thüringischen Universitätsstadt gegründet worden war.

J.G. Lenz war ein glühender Anhänger der Lehrmeinungen des bekannten Freiburger Mineralogen Abraham Gottlob Werner (1749-1817). Ab 1803 übernahm Goethe das Amt des Präsidenten dieser Sozietät und bekleidete es bis zu seinem Tod. Gemeinsam mit J.G. Lenz entwickelte er während dieser Zeit diese Gesellschaft zu einer national und international geschätzten und geachteten Institution. Nach dem Jenaer Vorbild wurden 1810 eine Mineralogische Gesellschaft in Schemnitz (Banska Stiavnica) und 1817 eine analoge Sozietät in St. Petersburg gegründet.

Die Jenaer Gesellschaft hatte ihre "*Agenten*" in neun europäischen und außereuropäischen Ländern, welche sie dort vertraten, "*Agent für Ungarn, Siebenbürgen und Österreich*" war der "*Geheime Legationsrath von Merk*" in Wien. Er bemühte sich um neue Mitglieder und um Geschenke (Mineralien, Fossilien, Bücher) für die Sozietät. Diese zählte 1818 ca. 1500 Mitglieder. Aus dem von J.G. Lenz 1811 angelegten und bis 1829 laufend ergänzten Mitgliederverzeichnis ist leider nur beschränkt ersichtlich, wer zu welchem Zeitpunkt aufgenommen wurde. Es ist aber belegbar, daß sich darunter auch 37 Österreicher befanden. Sie waren vor allem in den Regionen Wien, Kärnten (Klagenfurt und Bleiberg), Salzburg und Linz ansässig. So wurde auch "*Freyherr von Schreibers, k.k. Rath und Director des k.k. Museums zu Wien*" am 14. Mai 1816 zum "ordentlichen auswärtigen Assessor" der Sozietät ernannt. Unter den Mineralien, die damals aus Österreich an die Jenaer Gesellschaft gingen, befanden sich auch Epidotstufen. So läßt sich nachweisen, daß 1817 "*Pistazit aus dem Fassathale*" nach Jena kam und 1822 und 1823 war es Epidot von der Saualpe in Kärnten. Eine leider undatierte Sendung aus dem Salzburgerischen aus jener Zeit enthielt "*Pistazit-Gneiß von Rauris und Glimmerschiefer mit Pistazit und Granaten*" aus dem Pinzgau.

Die Beziehungen zwischen der Jenaer Sozietät und ihren österreichischen Mitgliedern

blieben auch nach dem Tod von Goethe und Lenz erhalten, waren aber im Verhältnis zur Goethezeit weniger intensiv. Erst 1846 wurden wieder neun neue österreichische Mitglieder aufgenommen, welche auch Mineralien schickten. Erst ab 1856, als Ernst Erhard Schmid (1815-1885) zum Ordinarius für Mineralogie und Geognosie berufen wurde, kam es im Rahmen der von ihm eingeleiteten Reorganisation der Sozietät auch wieder zu einer Vertiefung der Beziehungen zu Österreich. Neue Mitglieder von dort wurden aufgenommen, als bekannteste Persönlichkeiten wohl Wilhelm Haidinger und Franz von Hauer aus Wien, aber auch einige Professoren aus Graz und nicht zuletzt der Mineralienhändler Gebhardt aus Innsbruck.

Doch auch E. Schmid konnte trotz aller Bemühungen den sich bereits nach dem Tod von Goethe abzeichnenden Verfall der Jenaer Mineralogischen Sozietät nicht aufhalten und so stellte diese nach seinem Tod ihre Tätigkeit ein.

Akten der Jenaer Min. Ges. Best. u. Abt. IX, No. 55, 56; Suiten Katalog No. I - III; Korrespondenz 1831-1884.

FRANKE, H. (1976): Die Entwicklung der Mineralogie in Jena von 1782 bis 1930. Diss. (A) Math. Nat. Techn. Friedrich-Schiller-Universität Jena.

SALOMON, J. (1957): Geschichte der "Sozietät für die gesammte Mineralogie" zu Jena unter ihrem Gründer Johann Georg Lenz und ihrem Förderer und Präsidenten Johann Wolfgang von Goethe. Diss. phil. Friedrich-Schiller-Universität Jena.

PTERIDOPHYLL LEAVE FRAGMENTS FROM THE MAURERTAL/ GROSSVENEDIGER

FRANZ, G., MOSBRUGGER, V., MENGE, R.

* Fachgebiet Petrologie, Technische Universität Berlin, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12

** Institut für Paläontologie, Universität Bonn, Nußallee 8, D-5300 Bonn 2

In the upper Maurertal, north of the Essener Rostocker Hütte, fragments of leaf fossils were found in a graphite schist. The rock is part of the basement complex (Lower Schieferhülle, overlying the Venediger Zentralgneis) which consists mainly of biotite-muscovite gneisses, amphibolites, metamorphosed migmatites and relicts of eclogites. The basement is overlain by strata of mesozoic age (Upper Schieferhülle); in the border zone there are questionable remnants of the Eclogite Zone, a sequence which experienced high pressure metamorphism.

The mineralogy of the hand specimen with the fossils is 20 vol% (estimated) graphite, 40% phengite (Si 3.35 p.f.u.), 20% quartz, 10% plagioclase (An 17%), biotite, garnet (Alm 77%, Gro 14%, Pyr 6 to 7%, Spe 2%), rutile, ilmenite, secondary chlorite. It shows a well developed foliation, folding crenulation and a slight axial plane foliation. Strain markers indicate a strong compressional deformation with high volume loss by pressure solution, but without shearing. Maximum metamorphic conditions for the area are estimated as $T > 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P > 6\text{ kbar}$.

Two pteridophyll remains, both about 3 cm long, are exposed at the surface. One specimen represents the terminal part of a last order pinna with a rachis 0.8 mm wide. The pinna consists of 5 nearly opposite pairs of pinnules which pass into a terminal part with indistinct lobes. The venation pattern is poorly preserved. The leaf is best determined as cf. *Callipteridium* pteridium, a genus of Permo-Carboniferous pteridosperms but could also represent a fragment of *Alethopteris*. Independent of any generic determination, the maximum stratigraphic age is Carboniferous; *Callipteridium* pteridium is typical for Stephanian with rare occurrences in the Lower Permian, *Alethopteris* occur in the Upper Carboniferous and Lower Permian. The stratigraphic age is therefore in the same range as the intrusion ages determined for the Zentralgneis in this area.

THE TWO PHASE REGION BETWEEN ORTHO- AND CLINOZOISITE

FRANZ, G., SELVERSTONE, J.

- * Fachgebiet Petrologie, Technische Universität Berlin, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12
- ** Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge MA 02138, USA

Analyses of natural coexisting clino- and ortho zoisite can give some constraints about the position of the two phase region in dependence of P and T. We analysed epidote minerals from rocks with different P-T-history (Dorfer Tal and Frosnitzal, Tauern: 20 kbar/600 °C with retrograde equilibration; Weissenstein, Münchberger Gneismasse: < 10 kbar/620 °C with retrograde equilibration; Schwingen, Münchberger Gneismasse: < 4 kbar, 400 °C). For the high P-T-rocks we could confirm a transition loop from - 15 to - 30 mole % Al_2Fe consistent with data by ACKERMAN & RAASE (1973), but significantly smaller than that given by ENAMI & BANNO (1980) and the experimental data by PRUNIER & HEWITT (1985). Retrograde reequilibration at low P and T yields epidote compositions inconsistent with the transition loop. Also, minerals from low P-T-rocks span the whole range between 5 and 30 mole % Al_2Fe of the proposed transition loop. We conclude that in addition to temperature, pressure plays a very important role; variations of mineral assemblages can be explained in a hypothetical P-T-x diagram.

Epidote minerals from the above mentioned localities show a complex growth zoning pattern which is only slightly modified by diffusion. This indicates that they may be potentially useful as petrogenetic indicators, but analyses have to be carried out with a back-scattered-electron image system in order to obtain interpretable results.

ACKERMAN, D. & RAASE, P. (1973): Coexisting Zoisite and Clinozoisite in Biotite Schist from the Hohe Tauern, Austria. *Contr.Min.Petr.* 42, 333-341.

ENAMI, M. & BANNO, S. (1980): Zoisite-clinozoisite relations in low- to medium-grade high-pressure metamorphic rocks and their implications. *Min.Mag.* 43, 1005-1013.

PRUNIER, A.R. & HEWITT, D.A. (1985): Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite. *Amer.Mineral.* 70, 375-378.

BILDUNGSBEDINGUNGEN UND MINERALOGISCHE BESONDERHEITEN DER OBERPERMER ROTSEDIMENTE, USSR

GAINANOW, Sh.Ch., MAXIMOWITSCH, N.G.

Permer Staatliche Universität, Bukirewstr. 15, 614 600 Perm, USSR

Die Oberpermer Rotsedimente sind typische Vertreter kontinentaler terrigener Rotsedimentformationen. Sie sind mit dem Randteil der Plattform verbunden und haben sich unter Bedingungen von tektonischen Aktivität und unter aridem Klima gebildet. Diese Voraussetzungen spiegeln sich in der Vielfalt der faziellen Entwicklungen dieser Sedimente wieder. Kontinentale Rotsedimente sind durch alluviale See-, Lagunen- und küstennahe Ablagerungen vertreten. Das sind schichtüberlagernde Massen von Sandsteinen, Allewriten, Tonen und seltener Kalksteinen.

Der Mineralbestand der Sedimente wird sowohl durch die Gesteinsvergesellschaftung im Abtragungsbereich als auch durch die Sedimentationsbedingungen bestimmt. Der Einfluß des letzten Faktors verursachte die spezielle Ausbildung der Oberpermer Rotsedimente, die in einem hohen Karbonatgehalt zum Ausdruck kommen. Der Kalzitgehalt in Sandsteinen und Tone übersteigt häufig 30 - 40 Vol.%. Kennzeichnend ist auch das Vorhandensein von Gipsschichten (Selenit). Die rote Färbung (vor allem der Tongesteine) ist durch das Vorhandensein von eisenhaltigen Mineralphasen und geringen Mengen von organischem Material bedingt.

Unter den Tonmineralien überwiegen Hydroglimmer, in geringerem Maße Montmorillonit und Chlorit, seltener auch Kaolinit. Der Anteil dieser Minerale wird im wesentlichen durch fazielle Gegebenheiten kontrolliert und hängt von dem hydrodynamischen Regime des Sedimentationsbeckens und dem Salzgehalt des Sedimentationsbeckens ab. So lagert sich unter Berücksichtigung einer mittlerer Dispersität der Tonmineralteilchen und von ihrer Neigung zur Aggregatbildung, bei Fehlen von Strömungen oder bei nur zeitweiligen Strömungen in den Randgebieten von Salz-armen bis -freien Beckenteilen Kaolinit ab, aber im zentralen Teil des Beckens Montmorillonit und Hydroglimmer. Diese Differenzierungsgesetzmäßigkeiten der Tonteilchen nach ihrer Größe wird auch bei der Anhäufung von alluvialen Ablagerungen beibehalten. Kaolinit, der verhältnismäßig größere Kristalle bildet und geringere Neigung zur Aggregatbildung hat, lagert sich hauptsächlich in Flußbettsedimenten ab, Hydroglimmer und Montmorillonit hingegen in Ausedimenten. Der Charakter der mechanischen Differenzierung ist durch verschiedene Formen und Größen dieser Mineralkomponenten bestimmt.

GEODYNAMICS, MAGMATIC AND METALLOGENIC ZONATION OF THE MIDDLE TIEN SHAN SECTOR OF THE LATE PALEOZOIC CONTINENTAL MARGIN OF THE PALEOTHETYS

GES. M., SELIVERSTOV, K.

Kirghlz SSR, Frunze, USSR

Some global paleotectonic reconstructions show that in the late Namurian the Middle Tien Shan was a continental margin of the northern (in modern co-ordinates) branch of the Paleothetys ocean (the Turkestan paleocean). The western part of the Middle Tien Shan is taken here as an example to consider geodynamics of this margin, magmatic and metallogenic zonation caused by it as well.

The geodynamic situation in the middle Devonian - early Carbonian conformed to shelf conditions of the passive continental margin. However the indications of the avolcanic (non-volcanic) subduction had been appearing by the end of the early Carbonian time. In the late Paleozoic the paleocean subduction was underward the northern active continental margin and was attended by the formation of the marginal-continental volcanic-plutonic belt. Lateral zonation in placing various formation rows of magmatites (from front to rear, from south-east to north-west): calc-alkaline-latic-agpaitic-plumasitic and alkaline granites and rhyolites-alkaline (potassium) gabbroids and basaltoids are established in it. So there is a trend of increasing the common alkalinity from front to rear, potassium alkalinity and decreasing the magmatite age.

Within the volcanic-plutonic belt three metallogenic zones (from the front to the rear side) of non-ferrous, precious and rare metals are determined. These zones are characterized with typical attendant components in ores, definite temperature rate of ore formation and different ore age, specific ore formation and geologo-economic types of ore objects. Changeability of mineralization across the stretching of geo-structures is caused by changeability of magmatite composition. It is expressed with increasing (from front to rear of the active margin) the development of ores, closely connected with granites, and with rejuvenation of their age.

DAS FLUORITVORKOMMEN VORDERKRIMML (LAND SALZBURG): GEOLOGIE, MINERALOGIE UND GEOCHEMIE DER FLUORITE

GÖTZINGER, M.A. *, SEEMANN, R. **, WEINKE, H. ***

* Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

** Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

*** Institut für Geochemie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Das im Zuge eines Steinbruchbetriebes entdeckte Fluoritvorkommen liegt NW der Endstelle der Pinzgauer Lokalbahn. Es ist derzeit mit einer ca. 50 m langen Stollenanla-

ge erschlossen, die vom Mineralienverein Wald i. Pinzgau betrieben wird.

Das Vorkommen ist auf rekristallisierte Dolomite der Krimmler Trias (FRASL, 1953) beschränkt. Aufgrund der geologischen Stellung (Unterostalpin; TOLLMANN, 1977) ist es vergleichbar mit den Vorkommen in der Radstädter Trias (u.a. Weißbeck, Sbg.). Im Bereich des Vorkommens Vorderkrimml lassen sich folgende, streng schichtgebundene Dolomittypen unterscheiden: Feinkörnige, weiße bis gelbliche und hellgraue Lagen, in z.T. rhythmischer Abfolge, stellenweise auch hellrosa und hellgrün. Einzelne Schichtflächen sind durch geringmächtige, hellgraue Toneinlagerungen gekennzeichnet. Weiters kommen dunkelgraue, geschichtete Dolomite in Wechsellagerung mit hellen Anteilen vor, sowie dunkelgraue, massige Dolomite mit weißer, nicht orientierter Äderung. Diese Gesteine erinnern an Gutensteiner Kalke (Anis, Mitteltrias). In Bewegungszonen sind Brekzien in vielen Mischungsvarianten zu beobachten. Es treten vor allem dunkle Dolomite mit heller Matrix auf. Die Dolomite enthalten geringe Mengen Calcit, Quarz und Illit-Muskovit. Innerhalb dieses steilstehenden Gesteinspaketes sind Hohlräume angelegt, meist entlang der Schichtfugen oder entlang von Störungen. Diese Hohlräume sind zum Großteil von unterschiedlichen Sedimenten erfüllt. Die Anlage, Form und Verfüllung erinnert an Karsthohlformen ("Hydrothermal-karst"). Besonders die "oben" liegenden Resthohlräume enthalten Quarz, Baryt und Fluorit. Malachit ist selten. Diese Mineralgesellschaft ist auch in den anderen Vorkommen des Unterostalpins häufig.

Die Hohlräume sind Dolomitbrekzien, deren Matrix aus Quarz (in den unteren Teilen) und Fluorit (in den oberen Teilen) besteht. Neben den Brekzien gibt es auch feingeschichtete, feinkörnige Lagen aus Quarz, Dolomit, Illit-Muskovit und Fluorit.

Die Mineralabfolge in den Resthohlräumen ist einheitlich: Der Gesteinsdolomit ist mit einem Quarzrasen bedeckt, darauf folgt stellenweise büscheliger Baryt, darüber Fluorit. Die Farbfolge der Fluorite beginnt mit violett und wechselt zu blau bis grünblau in der Hauptkristallisationsphase. Darauf verblaßt die Farbe zu hellblau u./o. hellgrün. Die Letztkristallisation erscheint in farblosen Pyramidenwürfeln. Bei allen vorherigen Fluoriten dominiert der Würfel; die Kristalle sind meist aus Subindividuen zusammengesetzt. Die beschriebene Formkombination deutet auf tief hydrothermale bis hydrothermale Bildungsbedingungen hin.

Einschlußuntersuchungen an Fluoriten der Hauptkristallisation ergaben Homogenisierungstemperaturen für primäre Zweiphaseneinschlüsse zwischen 128 und 139 °C, für sekundäre Einschlüsse zwischen 104 und 118 °C. Die Salinität der Lösungen variiert zwischen 4,5 und 6,3 Gew.% NaCl (äquivalent). Die Einschlußwassergehalte liegen zwischen 0,02 und 0,03 Gew.% (Bestimmung mittels Infrarotspektroskopie; GÖTZINGER, 1990). Darüber hinaus enthalten die Fluorite Mineraleinschlüsse von idiomorphem Quarz, von Karbonat und Illit-Muskovit.

An Seltenerd-Elementen konnten vorläufig La, Sm und Tb in Fluoriten bestimmt werden (Neutronenaktivierung); die Gehalte sind in ppm: La 0,95; Sm 2,8; Tb 0,85. Im Diagramm Tb/Ca gegen Tb/La (MÖLLER et al., 1976) fallen die Atomverhältnisse in das tiefhydrothermale Feld, vergleichbar den Werten vom Weißbeck (GÖTZINGER & WEINKE, 1984).

Eine ausführliche Beschreibung des Vorkommens geben SEEMANN & GÖTZINGER (1990).

- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jb.Geol. B.-A. Wien 96, 143-192.
- GÖTZINGER, M.A. (1990): Determination of aqueous salt solutions in fluid inclusions by infrared investigations. N.Jb.Mineral.Mh. Jg. 1990, 1-12.
- GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis - Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. Tschermaks Min.Petr.Mitt. 33, 101-119.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.J. (1976): The application of Tb/Ca - Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. Min.Depos. 11, 111-116.
- SEEMANN, R. & GÖTZINGER, M.A. (1990): Das Fluoritvorkommen vom Rehrköpfl/Vorderkrimml, Gemeinde Wald im Pinzgau. D. Bode Verlag, Haltern, BRD (35 - 43).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien, Bd. 1.

GEOCHEMISCHER VERGLEICH VARISZISCHER UND ALPIDISCHER INTRUSIVKÖRPER ENTLANG DEM PERIADRIATISCHEN LINEAMENT

GRATZER, R., KOLLER, F.

- * Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben
- ** Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Entlang des Periadriatischen Lineaments, welches die metamorphen Gebiete der Ost- und Westalpen von den Südalpen trennt, sind zahlreiche magmatische Körper abgeschlossen, die altersmäßig in zwei Generationen unterteilt werden können.

Die Gruppe der variszischen Intrusivkörper umfaßt den Iffinger (291 ± 2 Mio.a.), Brixener (281 ± 6 Mio.a.), Kreuzberg (275 ± 4 Mio.a.), Mt. Sabion ($296-275 \pm 9$ Mio.a.), Cima d'Asta (264 ± 6 Mio.a.) Komplex und den Martel Pluton ($201-275 \pm 10$ Mio.a) nach BORSI et al. (1972) und GRAUERT et al. (1974).

Zur alpidischen Generation werden der Rieserferner (30 ± 3 Mio.a.), Rensen (17 ± 4 Mio.a.), Altenberg (24 ± 3 Mio.a.) und Bacher (19 ± 5 Mio.a.) Pluton gerechnet (BORSI et al., 1973, 1978).

Die lithologische Variationsbreite der behandelten Intrusivkörper umfaßt im wesentlichen Tonalite, Granodiorite, Granite und nur sehr untergeordnet Diorite. Im Mineralbestand weisen diese Körper entsprechend ihrer nomenklatorischen Einstufung variable Gehalte der Mineralphasen Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und Hornblende auf. Als Akzessorien finden sich Zirkon, Apatit, Epidot/ Klinozoisit und Erz.

Mit Hilfe einer Diskriminanzanalyse, durchgeführt am vorliegenden Datenmaterial (BELLIENI 1978; BELLIENI et al., 1981; GIZYCKY 1977; GRATZER 1982, 1984) konnte auch auf geochemischer Basis die Unterteilung in zwei Gruppen bestätigt werden. Besonders die Elementkorrelationen Rb vs Ba, Sr vs Ba und Na/K vs Ba diskriminieren die variszischen Intrusivkörper von den alpidischen Plutonen. Die variszischen Intrusiva weisen überwiegend Rb-Werte > 200 ppm auf, dem gegenüber stehen niedrige Rb-

und höhere Sr-Gehalte in den alpidischen Plutoniten. Dies kann als Argument für ein unterschiedliches geotektonisches Environment der beiden Intrusionszyklen angesehen werden.

Mit den Hauptelementdaten läßt sich für Rieserferner und Rensen Pluton ein gut belegter Fraktionierungstrend dokumentieren, mittels Spurenelementdaten kann gezeigt werden, daß der Rieserferner Pluton zwei unterschiedliche Trends aufweist, von denen einer parallel zum Entwicklungstrend des Rensen Plutons verläuft. Daraus wird einerseits der Schluß gezogen, daß der Rensen Pluton und Teile der Rieserferner Intrusion eine enge genetische Beziehung aufweisen und somit durchwegs aus der selben Schmelze abgeleitet werden können. Andererseits belegen unterschiedliche Spurenelementverhältnisse eine komplexe, mehrphasige Magmengenese für den Rieserferner Pluton.

- BELLIENI, G., (1978): Caratteri geochimici del massiccio granodioritico tonalitico delle Vedrette di Ries (Rieserferner) - Alto Adige Orientale. Rend.Soc.Ital. Mineral. Petrol. 34, 527-548.
- BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G., (1981): The Vedretti di Ries (Rieserferner) plutonic complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis. Contrib.Mineral.Petrol. 78, 145-156.
- BORSI, S., DEL MORO, A. & FERRARA, G. (1972): Età radiometriche della rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). Boll.Soc. Geol.Ital. 91, 387-406.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLLI, G., (1973): Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrological data. Mem.Soc.Geol.It. 12, 549-571.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLLI, G., (1978): On the age of the periadriatic Rensen massif (Eastern Alps). N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 267-272.
- GIZYCKI, P.v., (1977): Petrographisch-geochemische Untersuchungen an periadriatischen Plutoniten und ihren Rahmengesteinen am SW-Rand des Tauernfensters (Südtirol). Diss. Univ. München.
- GRATZER, R., (1982): Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol. Diss.Univ. Wien.
- GRATZER, R., (1984): Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol. Mitt.Ges.Bergbaustud. Österr. 30/31, 319-342.
- GRAUERT, B., SEITZ, M.G. & SOPTRAJANOVA, G., (1974): Uranium and lead gain of detrital zircon studied by isotopic analyses and fission-track mapping. Earth. Planet.Sci.Lett. 21, 389-399.

GOLD-, BISMUT- UND TELLUR-MINERALISATIONEN DER LAGERSTÄTTE HOCHFELD, UNTERSULZBACHTAL (TAUERN FENSTER)

GRUNDMANN, G., BRANDSTÄTTER, F., SEEMANN, R., KOLLER, F.

- * Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching
- ** Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien
- *** Institut für Petrologie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Im Pinzgau wurden bereits um 1800 v. Chr., in der frühen Bronzezeit, intensive Bergbaue auf Kupfer betrieben. Belege, daß in dieser Zeit auch im Untersulzbachtal gearbeitet wurde, konnten bisher nicht erbracht werden. Die ältesten schriftlichen Unterlagen über Bergbauaktivitäten in diesem Bereich stammen aus 1500, ¹⁴C-Datierungen an Kienspanresten bestätigen diese Angaben. 1537 wird erstmals der Begriff Bergbaurevier "Hochfeld" genannt. Neben Kupfer wird auch etwas Silber gewonnen, Goldgehalte werden erwähnt. 1781 geht die gesamte Grube in den Besitz des Salzburger Erzbischofs über und erbringt relativ gute Gewinne. 1805 wird sie vom österreichischem Staat übernommen und nach geringen Erfolgen 1864 endgültig geschlossen. Unbedeutende Wiederaktivierungsversuche erfolgten nach dem Ersten und Zweiten Weltkrieg.

Die Vererzungen der Kupferlagerstätte "Hochfeld" befinden sich in den variationsreichen, dünnbankigen Gesteinsabfolgen der Knappenwandmulde (FRASL, 1958; FRASL & FRANK, 1966), als Anteil der Habachformation (HÖCK et al., 1982). Die zum Teil stark tektonisch deformierten Gesteinsserien, stehen im Vererzungsbereich nahezu senkrecht und sind leicht nach Norden überkippt. Die Gesteine der Knappenwandmulde befinden sich in der Aufwölbung der Krimmler Gneiswalze (FRASL, 1953), sie streichen etwa NE-SW und trennen die nördliche von der südlichen Sulzbachzunge, die beide dem Zentralgneiskomplex angehören. Die als altpaläozoisch geltenden Gesteine der Habachformation bilden das alte Dach (Untere Schieferhülle) der jungpaläozoischen Granitintrusionen.

Hauptgesteine in der Erz-führenden Serie sind niedriggradig metamorphe, geringmächtige Wechselfolgen aus Biotit-Chlorit-Schiefern, Muskovitquarziten und Albitgneisen, die als horizontgebundene Kiesvererzung in Grüngesteinen bezeichnet wird. Während einer Neuaufnahme und systematischen Beprobung des Bergbaugesbietes wurden gediegen Gold und gediegen Bismut, die Telluride Altait, Hessit, Stützit und Tellurobismuthit sowie die Blei-Bismut-Sulfosalze Lillianit und Cosalit nachgewiesen.

Nach den bisherigen Befunden treten die Bi-Te-Mineralisationen spurenhafte in komplexen, z.T. Myrmekit-ähnlichen Verwachsungen mit Galenit in Pyrit, Chalkopyrit und Pyrrhotin auf, die zugleich auch die Haupterzminerale der Lagerstätte sind. Derartige Verwachsungen deuten auf Entmischungsvorgänge hin, wie sie auch aus anderen Pb-Bi-Te-Cu-Paragenesen der weiteren Umgebung des Untersulzbachtales beschrieben wurden (PAAR et al., 1980; SEEMANN & BRANDSTÄTTER, 1987). Weiter wurden in dieser Paragenese Sphalerit, Magnetit, Ilmenit, Bornit, Cubanit, Molybdänit und Covellin festgestellt.

Der Erstnachweis von gediegen Gold, in Form von Einschlüssen in Pyrit, Galenit und Chalkopyrit im gesamten Lagerstättenbereich sowie Erzanalysen mit Goldgehalten im

ppm-Bereich bestätigen nunmehr, daß die Lagerstätte Hochfeld, wie bereits mehrfach in historischen Berichten vermerkt (zum Beispiel COTTA, 1861), auch auf Gold abgebaut wurde.

- COTTA, B.v. (1861): Die Erzlagerstätten Europas (Bd. 2 der "Lehre von den Erzlagerstätten"). Buchhdlg. J.G. Engelhardt, Freiberg, 2. Auflage, 744 S.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jb. Geol.B.-A. Wien 96, 143-192.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. Jb.Geol.B.-A. Wien 101, 323-472.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. Der Aufschluß, Sb. 15, 30-58.
- HÖCK, V., STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). I.G.C.P. Nr. 5, Newsletter, 4, 44 - 46.
- PAAR, W.H., CHEN, T.T. & MEIXNER, H. (1980): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalts in paleozoic gneisses and schists from Oberpinzgau, Salzburg province, Austria. Tschermarks Min.Petr.Mitt. 27, 1-16.
- SEEMANN, R. & BRANDSTÄTTER, F. (1987): Altaitführende Erzparagenesen aus dem Blauwandlstollen, Untersulzbachtal, Salzburg. Ann.Naturhist.Mus. Wien, 89A, 1-13.

ZUR HISTORISCHEN UND WIRTSCHAFTLICHEN SITUATION DES BERGBAUES IM OBERPINZGAU

GÜNTHER, W.

Amt der Salzburger Landesregierung, Ref. 16/02, Michael-Pacherstraße 36, A-5020 Salzburg

Salzburg ist ein altes Bergbauland. Sein seinerzeitiger Reichtum zur Zeit der Erzbischöfe gründete sich vor allem auf die reichen Vorkommen von Salz bei Hallein, die Goldbergbaue im Bereich von Rauris und Gastein und schließlich die in ihrer Gesamtheit nicht minder bedeutenden Bergbaue auf Silber, Blei, Kupfer, Schwefel, Nickel, Kobalt und Arsen.

Auch der Bereich des Oberpinzgaues war reich an mineralogischen Vorkommen, vor allem an Silber, Blei sowie Kupfer- und Schwefelerzen. Verlassene Stollen, verfallene Abbaue und verwachsene Halden im Mittel- und Hochgebirge zeugen von der einst intensiven Berg- und Hüttenätigkeit.

Schon in prähistorischer Zeit erkannte man in diesem Gebiet den Wert des Kupfers und im Bereich des Stimmels bei Stuhlfelden wurden zu dieser Zeit, wie alte Pingen zeigen, Schurftätigkeiten auf Kupfer betrieben. Im ausgehenden Mittelalter wurden im Bereich des Lien- und Liemberges nahe Zell am See von Gewerken Bergbaue eröffnet, die vornehmlich auf Kupfer und Schwefelkies gebaut wurden.

Darüber hinaus bestanden im westlichen Oberpinzgau bedeutende Kupfer- und

Schwefelkiesgruben im Gebiet des Brenntales, Untersulzbachtales und Rettenbaches, die durch zahlreiche Stollen bzw. ausgedehnte Grubengebäude erschlossen waren.

Die Verhüttung der Erze erfolgte zu Kupfer und Schwefel in Mühlbach im Pinzgau an der Salzach. In den Tauerntälern, wie im Kapruner-, Hollersbach-, Habach- und Krimmlertal wurden auf der Grub-, der Achsel- und der Flecktrogalpe, am Gamskogel und im Achental Gold, Silber und Blei abgebaut. Dementsprechende Schmelzhütten befanden sich meist an den Taleingängen.

Sämtliche Bergbaue wurden in der ersten Abbauzeit fast ausschließlich von Gewerken betrieben, bis sie schließlich in den Besitz des Erzbistums übergingen. Nach der Säkularisierung zu Beginn des 19. Jahrhunderts standen insbesondere die Buntmetall- und Schwefelkiesbergbaue Brenntal, Untersulzbach, Rettenbach, Lienberg und Limberg neben kleineren Gruben bei Piesendorf und Walchen im Betrieb und wurden folglich vom Ärar übernommen.

Schließlich mußten die Berg- und Hüttenbetriebe vorwiegend aus wirtschaftlichen Gründen in den 60iger Jahren des vorigen Jahrhunderts eingestellt werden. Bedeutung hingegen erlangte das Smaragdorkommen im Habachtal, welches in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts bergmännisch ausgebeutet wurde.

In der Zeit des 1. und 2. Weltkrieges erlangten einige Bergbaue, wie Untersulzbachtal oder Rettenbach bei Mittersill, infolge der Rohstoffknappheit vorübergehend Bedeutung. Heute sind alle diese Bergbaue aus wirtschaftlichen Gründen längst wieder stillgelegt.

Größte Bedeutung erlangten die Wolframerzorkommen bei Mittersill in den 60iger Jahren dieses Jahrhunderts, die derzeit intensiv abgebaut werden und zu den bedeutenden Vorkommen dieser Art auf der Welt zählen.

DIE NÖRDLICHE GRAUWACKENZONE ZWISCHEN PASS THURN UND ZELL AM SEE -- STAND DER FORSCHUNG, OFFENE FRAGEN

HEINISCH, H.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2

In der Kitzbüheler Grauwackenzone wurden detaillierte geologische Kartierungen, gekoppelt mit Untersuchungen zur Stratigraphie, Sedimentologie, Petrographie, Vulkanologie, Geochemie und Tektonik durchgeführt. Die neuen Daten erfordern eine Revision der bekannten Modelle zur Geotektonik des alpinen Paläozoikums. Entgegen den bisher vorherrschenden Vorstellungen lassen sich im Arbeitsgebiet keine Belege für die Existenz konsumierender Plattengrenzen im Ordovizium, Silur und Unterdevon finden. Vielmehr herrschte Dehnungstektonik, die zur Ausbildung eines passiven Kontinentalrandes führte.

Ein metamorph zonierte, von Granitoiden durchsetzte, tief erodierte Kontinent lieferte während des gesamten Zeitraums Detritus in ein Randbecken. Dort entwickelten sich durch Turbiditmechanismen kleinräumig verzahnende, marine Rinnenfächer mit distalen und proximalen Anteilen. Brekzienlagen mit Komponenten metamorpher und plutonischer Gesteine belegen gemeinsam mit der petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine ein kontinentales Liefergebiet. Diese Situation dauerte mindestens vom Oberordovizium bis in das Mitteldevon an. Der Hauptteil der siliciklastischen Gesteine (Wildschönauer Schiefer) akkumulierte im Silur und Devon. Im Hangenden treten vermehrt grobklastische Einschaltungen auf ('coarsening upwards').

Die oberordovizischen sauren Vulkanite wurden zum Teil als subaerische Ignimbrite gefördert. Dies gibt einen weiteren Hinweis auf die Existenz einer kontinentalen Landoberfläche. Gleichzeitig existierte in Nachbarschaft ein vermutlich epikontinentales Flachmeer. Für den marinen Basaltvulkanismus ergibt sich ein devonisches Alter, soweit er zweifelsfrei datierbar ist (HEINISCH et al., 1987). Er ist weitgehend vom Intraplatten-Typ. Die Existenz einer Ophiolithsequenz im Sinne einer am mittelozeanischen Rücken gebildeten ozeanischen Kruste läßt sich für die Kitzbüheler Grauwackenzone ausschließen (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

Es ist unwahrscheinlich, daß in den Ostalpen eine kaledonische Kollisions-Orogenese ablief. Die an der Basis der paläozoischen Ablagerungen zu fordernde Diskordanz ist nachweislich älter als Oberordovizium und damit möglicherweise der Panafrikanischen Diskordanz gleichzusetzen. Eine Randposition der paläozoischen Serien zum Gondwana-Kontinent erscheint als möglich, da in den vorliegenden paläomagnetischen Rekonstruktionen die Adriatische Platte wahlweise dem Nordrand Gondwanas oder dem Südrand der Europäischen Platte zugeordnet wird (HEINISCH, 1988).

Haupt-Probleme für die weitere Erforschung bilden die zu geringe Dichte stratigraphischer Informationen, die Monotonie der Serien und die komplexe Tektonik. Die Anwendung einer isolierten Methode, wie z.B. die Ermittlung punktförmiger palynologischer Daten ohne Geländekontrolle, ist weitgehend zwecklos. Weitere Erkenntnisfortschritte sind nur durch zeitaufwendige, vernetzte Denkansätze zu erwarten, deren zentraler Angelpunkt die geologische Kartierung sein muß.

HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen. Schweiz.Mineral. Petrogr.Mitt. 68, 407-418.

HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). Jb.Geol.B.-A. Wien 130/2, 163-173.

SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. Abh.Geol.B.-A. Wien 43 (im Druck).

EPIDOT ALS EDELSTEIN -- MIKROSKOPISCHE MERKMALE

HENN, U., BANK, H.

Deutsche Stiftung Edelsteinforschung (DSEF), Prof.-Schlossmacherstraße 1, D-6580 Idar-Oberstein

Die mikroskopischen Merkmale von transparenten Epidotkristallen können in zwei Gruppen geteilt werden:

1. Fremdeinschlüsse
2. Strukturelle Merkmale

1. Als Fremdeinschlüsse werden in Epidot unterschiedlicher Herkunft der jeweiligen Paragenese zuzuordnende Merkmale angetroffen. Diese können durch eindeutige Bestimmung der Identität Aufschlüsse über die jeweilige geologische Situation des Vorkommens geben. In Epidotkristallen von der Knappenwand im Untersulzbachtal, Österreich, wurden folgende Mineraleinschlüsse beobachtet:

- 1.1. Byssolith (dünnhaarige Varietät von Aktinolith)
- 1.2. Apatit
- 1.3. Calcit

Ein zweiter Typ von Fremdeinschlüssen stellen Fluideinschlüsse dar:

- 1.4. filmartige Flüssigkeitseinschlüsse ("I"- und "I-I"-Einschlüsse), häufig vernetzt in Form von Heilungsrissen
 - 1.5. Zweiphaseneinschlüsse ("I-g"-Einschlüsse)
 - 1.6. Mehrphaseneinschlüsse ("I-g-s"-Einschlüsse)
2. Mit dem Mikroskop erkennbare strukturelle Merkmale sind:
 - 2.1 deutliche Wachstumszonierung parallel zur b-Achse sowie zum Teil stufenartig ausgebildete Strukturen parallel den Flächen (011), (210), (111) u.a.
 - 2.2. Zwillingslamellierung nach (100)
 - 2.3 deutliche Zonierung der Farbe nach verschiedenen Wachstumsflächen.

DIE HABACHFORMATION IN DEN HOHEN TAUERN

HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34 A-5020 Salzburg

Seit FRASL (1958) werden die präpermischen Formationen des penninischen Tauernfensters in Altkristallin-Formation und Habachformation gegliedert. Die erstere unterscheidet sich von der Habachformation durch eine kräftige voralpidische Metamorphose, die von der Amphibolitfazies bis zur Migmatitbildung im Zuge des Eindringens der variszischen Granite reicht. Eine klare Abgrenzung zur Habachformation ist stellenweise problematisch. Die Habachformation selbst wurde von FRASL

als altpaläozoische Geosynklinalbildung interpretiert und speziell die Bedeutung der Vulkanite herausgearbeitet.

Die Gesteine der Habachformation finden sich in allen Abschnitten des Tauernfensters, ihre größte Verbreitung zeigen sie jedoch in den Mittleren Hohen Tauern zwischen dem Habachtal und dem Stubachtal. In diesem Abschnitt liegt auch der Scheelitbergbau Felbertal, durch dessen Entdeckung (HÖLL, 1975) zahlreiche petrologische, mineralogische, geochemische und lagerstättenkundliche Studien stimuliert wurden. Dementsprechend vielfältig sind auch die Vorstellungen über Gliederung, Genese und Alter der Habachformation.

Das tiefste Stockwerk im Mittelabschnitt des Tauernfensters bildet der sogenannte Basisamphibolit, der mit dem Stubacher Ultramafitkörper verknüpft ist. Letzterer stellt eine ultramafische Kumulatabfolge aus Duniten, Wherliten und Klinopyroxeniten dar. Der zum Teil gebänderte Basisamphibolit dürfte ehemalige Gabbros repräsentieren, in seinen höchsten Lagen könnten basische Extrusiva, eventuell auch Gänge vorhanden sein.

Diskordant überlagert wird der Basisamphibolit von der Biotitporphyroblastenschieferfolge (den sogenannten Basisschiefern im Sinne HÖLL's), einer vulkanosedimentären Abfolge möglicherweise jungpaläozoischen Alters. Sie besteht aus pelitischen und grauackigen Gesteinen, zum Teil mit Lyditen und basischen sowie sauren Vulkanitzwischenlagen (Lagergänge ?) und wird heute vielfach als Flyschfazies der variszischen Orogenese interpretiert.

Das nächsthöhere Stockwerk entspricht der Unteren Magmatitabfolge von KRAIGER (1988), bestehend aus Hornblenditen (ehemalige Klinopyroxenite), Gabbros und homogenen feinkörnigen Amphiboliten, die als "sheeted dike complex" mit vereinzelt "Gabbro-screens" gedeutet wird. Diese Folge stellt Teile eines alten Ophiolithkörpers dar, dessen Geochemie auf ein ozeanisches back-arc-basin hinweist. Geochemische Analysen lassen den Schluß auf eine genetische Verwandtschaft mit den Basisamphiboliten zu. Im östlichen Tauernfenster können Gabbros und Hornblendite innerhalb der Storzformation (EXNER, 1971) sowie verschiedene Amphibolite aus der Seebachmulde (Ankogelgebiet) diesem ophiolithischen Abschnitt zugerechnet werden, möglicherweise auch Teile des sogenannten Weinbühel-Amphibolits und die Amphibolite vom Tauernkogel.

Basalte, Andesite, Dazite und Rhyolite bilden die Relikte alter Vulkanaufbauten, die den Ophiolithen zum Teil aufgesetzt sind. Sie finden sich prächtig erhalten im Habachtal, im nördlichen Felbertal (Obere Magmatitabfolge nach KRAIGER, 1988) sowie im Falkenbachlappen zwischen Felbertal und Stubachtal und in der Schönachmulde in den westlichen Hohen Tauern. In der Storzformation sind vergleichbare Gesteine in der Südflanke des obersten Murtales und im Pöllatal sowie im Ankogelbereich weit verbreitet. Die Spurenelementkonzentrationen dieser Vulkanite sind vergleichbar mit Inselbögen, die sich auf kontinentaler Kruste bilden. Reste ozeanischer Inselbögen können zusätzlich vorhanden sein. Die Vulkanite sind weitgehend mit zum Teil sandigen, zum Teil tonigen Sedimenten vergesellschaftet (Habachphyllite).

Die Vorstellungen über das Alter der Habachformation sind sehr weit gespannt: die Ophiolithe wurden von v.QUADT (1985) mit ca. 500 M.a. (U-Pb-Alter) datiert. In jüngster Zeit wurden aus Metapeliten der Inselbogenvulkanite Acritarchen aus dem obersten Proterozoikum (REITZ & HÖLL, 1988) beschrieben. Dahingegen weisen U-Pb-Alter an Zirkonen aus Rhyoliten der Inselbogenvulkanite im Habachtal auf

unterkarbones Alter. Saure Extrusiva in den östlichen Hohen Tauern ergaben U-Pb-Alter von etwa 600 M.a. (VAVRA, 1989).

Die geodynamische Entwicklung der Habachformation ist am ehesten im Zusammenhang mit einem Kontinentalrand des Pazifiktyps vorstellbar, dem im Kambrium (?) ein back-arc-basin mit einem ozeanischen Inselbogen vorgelagert war. Nach der Akretion der back-arc-basin-Kruste (Ophiolithreste des Basisamphibolits und der Unteren Magmatitabfolge) an den Kontinentalrand führte die fortgesetzte Subduktion zum Aufbau von andesitischen Vulkanen auf diesem Kontinentalrand bzw. den überlagernden Ophiolithen.

- EXNER, Ch. (1971): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). Jb.Geol. B.-A. Wien 114, 1-119.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. Jb.Geol.B.-A. Wien 101, 323-472.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. Bayer.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl. 157, 114 p.
- KRAIGER, H. (1988): Die Habachformation - ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. Mitt.Österr.Geol.Ges. 81, 47-64.
- QUADT, A.v., (1985): Isotope data from the scheelite deposit Felbertal (Eastern Alps). Terra Cognita 5, p.151.
- REITZ, E., HÖLL, R., (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. Jb.Geol.B.-A. Wien, 131, 329-340.
- VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. Tübinger Geol.Arbeiten, Reihe A, Nr.6.

DIE SCHEELITLAGERSTÄTTE FELBERTAL

HÖLL, R., SCHENK, P.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2

Diese Lagerstätte in den zentralen Hohen Tauern liegt in der Eruptivgesteinsfolge der oberproterozoischen Habachgruppe. Die Scheelit-führende Serie ist bis 400 m mächtig. Sie enthält ein breites magmatisches Gesteinsspektrum und unterschiedliche Erztypen. Mikroskopische und makroskopische Erscheinungsformen verweisen auf die Lagerstättenbildung in einem Geothermalsystem mit Beteiligung von Explosionsereignissen und submarinen Prozessen an einem aktiven Kontinentalrand. Für die genetische Interpretation bedeutsam sind ehemalige Explosionskraterfüllungen einschließlich stratiformen Explosionsbrekzien und einer begleitenden Scheelitführung.

Die Lagerstätte mit einem Ostfeld und einem Westfeld wurde metamorph und

tektonisch intensiv überprägt. Das alpidische Gefügeinventar umfaßt Isoklinalfalten, Scherfalten, duktile Scherzonen sowie niedrigtemperierte, spröde Deformationen.

Drei Scheelitgenerationen sind unterscheidbar.

Die erste wird durch Mo-führenden, feinkörnigen Scheelit in feinkörnigem Quarzit repräsentiert. Einige dieser ältesten Scheelitkörner zeigen eine reliktsche, chemische und mineralogische Zonierung mit variablen Molybdängehalten vom Kern zum Rand und dem Auftreten winziger, fester Einschlüsse an originären Kristalloberflächen während ihres Wachstums. Diese Scheelitgeneration ist vermutlich bei der Diagenese aus Wolfram-führenden Ablagerungen entstanden. Sie unterlag allen tektono-metamorphen Überprägungen.

Die zweite Generation ist durch grobkörnige Molybdoscheelite, die dritte durch sehr Mo-arme Scheelite gekennzeichnet. Diese beiden Generationen werden einer durchgreifenden, metamorph-hydrothermalen Stoffmobilisation aus dem präexisten-ten Erzbestand und einer räumlichen Umverteilung während der alpidischen Meta-morphose zugeordnet.

Die Erzführung ist gegenwärtig vor allem im Westfeld weitgehend tektonisch kontrolliert und in allen Gesteinstypen (mit Ausnahme junger Lamprophyrgänge) zugegen. Große, prämetamorph wahrscheinlich unvererzte Gesteinsmassen werden von metamorph-hydrothermalen, alpidischen Scheelit-Quarzgängen durchsetzt. Sie erreichen teilweise bauwürdige Erzgehalte.

Quarz, Scheelit, Beryll, Flußspat und Kalkspat zeigen zwei Haupttypen von fluiden Einschlüssen:

1. Wässrige fluide Einschlüsse mit unterschiedlichen CO₂-Gehalten (bis 18 Gew.%) und 2,2 - 7,8 Gew.% NaCl-Äquivalent sowie mit einer geringen Methankomponente in spät gebildeten, CO₂-führenden Fluiden.
2. Wässrige fluide Einschlüsse ohne einem nachweisbaren CO₂-Gehalt und mit 0 - 11 Gew.% NaCl Äquivalent. Die umfangreichen Daten ermöglichen eine Rekonstruktion des Pfades für die Fluidentwicklung sowie für die damit verbundene Remobilisation und Bildung der zweiten und dritten Scheelitgeneration.

Druckabhängige Kalkulationen für die Bildungstemperaturen der fluiden Einschlüsse mit Hilfe der Homogenisierungstemperaturen und unabhängiger geobarometrischer Daten ergeben einen großen Temperaturbereich für die metamorph-hydrothermale Remobilisation. Diese Bildungstemperaturen reichen von etwa 580 °C in Scheelit und Quarz, d.h. der Maximaltemperatur bei der alpidischen Metamorphose im vorliegenden Raum, bis herab auf 250 °C in Scheelit und bis etwa 120 °C in Quarz während der alpidischen retrograden Metamorphose.

Vorstehende Daten stehen im Einklang mit den untertägigen Befunden. Die Bildung der dritten und eines wesentlichen Teils der zweiten Scheelitgeneration erfolgte nach der alpidischen Hauptgefügeprägung (Faltenachsen, Schieferung). Die Kristallisation der dritten Scheelitgeneration endete etwa zeitgleich mit der Platznahme der im Westfeld zwischen der oberen und der unteren erzführenden Schuppe unter bereits spröden Bedingungen eingelagerten Basisschieferschuppe.

DER BERGBAU IN MÜHLBACH

HÖNIGSCHMID, H.

A-5733 Bramberg 167

Der Kupferbergbau in Mühlbach, Gemeinde Bramberg, im Oberpinzgau, reicht nach noch nicht ganz sicher datierten Funden wahrscheinlich bis in die Bronzezeit zurück. Tatsache ist, daß die Menschen dieser Epoche im Bereich der Ortschaft Dorf im Pinzgau Kupfererz schmolzen, wie Schlackenfunde beweisen. Bis zu einer Urkunde von 1292, in der auf die "Aerztpergen" in der Grafschaft Mittersill hingewiesen wird, klafft eine montanhistorische Lücke. Um 1430 bestand ein Abbau, der sich nur auf die Gewinnung von Kupfervitriol erstreckte. Ab 1510 sind uns Gewerken bekannt, zuerst Einheimische, dann vornehmlich reiche Augsburger Handelsherren. Um dieselbe Zeit grub man auch im Untersulzbachtal und im Rettenbachgraben bei Hollersbach nach Kupfer- und Schwefelkies und im Bereich des Gamskogels am Eingang des Habachtales nach Silbererzen.

Die Erzlager des Brenntales brechen in einem chloritischen Schiefer ein, in dessen Hangenden Gneisphyllit und im Liegenden quarzreicher Tonschiefer auftreten. Die Gänge von wechselnder Mächtigkeit geben meist reinen Kupferkies, der nach der Röste, händisch zerschlagen, sofort in die Schmelze aufgenommen werden konnte. Die minderreichen aber hochwertigeren Kiese der Imprägnationszonen im Untersulzbachtal erforderten dagegen Poch- und Waschwerke. Die vom Mittelalter bis zur Auflassung des Betriebes fast unverändert gebliebenen Produktionsvorgänge von Kupfervitriol, Schwefel und Kupfer waren ziemlich kompliziert.

Mit 1523 kann der urkundliche Nachweis erbracht werden, daß man Kupfer und Schwefel erzeugte. Ob dies in Wenss oder in Mühlbach geschah, ist nicht belegt. In der Schmelzhütte in Habach wurde Blei- und Silbererz erschmolzen.

Aus den Wirren der Bauernkriege von 1525/26 hielten sich die Oberpinzgauer Knappen heraus. 1525 erfolgte die Verlegung der Bergwerksverwaltung von Wenss nach Mühlbach. Eine Röste gab es in Wenss mit Sicherheit. Obwohl Schlacke in größerer Menge auftritt, ist der Schmelzplatz bisher nicht nachzuweisen. Mit der Errichtung der Siede-, Röst- und Schmelzanlagen in Mühlbach, "vom Pirg herab Ebn auf die Kronau übersetzt", begannen bereits 1553 die Beschwerden der Bauern von Dorf und Bicheln über den Schaden, den der Schwefelrauch dem Gras und den Feldfrüchten zufügte. Erst 1618 fand der 1. Teil des Rauchschaadenprozesses seinen Abschluß. Die Gewerken mußten eine Abschlagzahlung und eine jährliche Vergütung leisten. Als nach 1701 der Abbau im Untersulzbachtal wieder aufgenommen wurde und das Erz zur Verhüttung nach Mühlbach kam, fand 1717 der Prozeß seine Fortsetzung, da dieser Rauch aggressiver war und mehr Schaden anrichtete. Die Entscheidung zu Gunsten der Bauern fiel erst am 20.2.1743.

1638 kaufte im Zuge der Unterstellung der Montanindustrie unter Landeshoheit Erzbischof Paris Lodron den Brenntaler Bergbau und machte daraus den "Hochfürstl. Salz- Handel in Mühlbach". Aus einem ausführlichem Inventarium erfahren wir sehr viel über die Geschichte der Stollen und deren Vortrieb sowie über die Siede-, Röst- und Schmelzanlagen. 1642 berichtete Michael Pürchner ausführlich über die Abbaumöglichkeiten. Von besonderem Interesse sind die sozialen Verhältnisse der im

Bergbau beschäftigten und die wirtschaftliche Bedeutung, die sich daraus für die ansässige Bevölkerung ergab. Letztere gewährte einerseits den Knappen Unterkunft und fand andererseits selbst Beschäftigung (Stollenarbeit, Hüttenbetrieb, Holzarbeit, Fuhr- und andere Hilfsdienste). Abrechnungen von 1679 und 1756 weisen außer den leitenden Angestellten alle Arbeitszweige bis zu den Kiesträgerinnen, ihre Herkunft, ihre Löhne und ihre Arbeitsleistungen auf. Von geschätzten 1200-1400 Einwohnern der Gemeinde Bramberg waren rund 200 im Bergbau tätig.

Von großem Holzbedarf kann man immer wieder hören. Die westlichen Tauerntäler verfielen dem Kahlschlag (Holz für die Saline in Hallein und den eigenen Betrieb). 1790 war es soweit, daß die Erzeugung gedrosselt werden mußte. Holz bzw. Holzkohle wurde aus dem nordtirolerischen Spertental herübergebracht. Die Ausbeutung der Torfvorkommen am Paß Thurn diente dem Vitriolsieden. Weitere Anforderungen stellte die Bringung des geschlagenen und bis ins 18. Jh. in Drehlinge gehackten Holzes. Uferverbauungen, Einlendrechen am Mühlbach und an der Salzach, sowie große Klausen im Mühlbachtal kosteten viel Geld und Material. Oft zerstörten sie nur wenige Jahre später schwere Unwetter oder Hochwasser.

Im 16. Jh. vernichtete eine riesige Blaike den Silberbergbau am Gamseck und im Reintal. Nach Versuchen im 18. Jh. nahm nach einem positiven Gutachten des Bergrates C. Melchior Schroll 1795 ein Konsortium unter dem Rauriser Anton Kerschbaumer den Abbau von Fahlerz und silberhaltigem Bleiglanz wieder auf. Die Schmelzhütte in Habach bestand nicht mehr, daher erfolgte die Verhüttung in Lend.

Bis Salzburg nach der Säkularisation, (1803), endgültig zur Habsburger Monarchie gehörte, änderten sich die Macht- und damit die Besitzverhältnisse mehrmals. Der Betrieb ging langsam dem Ende entgegen. Die Konkurrenz für Vitriol, Schwefel und Kupfer wurde zu mächtig, die ungünstige Verkehrslage verteuerte die Erzeugnisse zusätzlich. Trotz Rationalisierung blieb bis zum Schluß die Jahresförderung ziemlich gleich (77.000 m³ Lagermaße a' 35 WZtr.¹⁾ von 1803-1863).

Der Abbau in Rettenbach lief um 1816 aus, der Untersulzbacher und der Mühlbacher Bergbau wurden 1864 eingestellt. Alle Bemühungen des Berghauptmannes Lürzer v. Zehental um eine Weiterführung blieben vergeblich. Der bedeutendste Zeitabschnitt im Wirtschaftsleben der Gemeinde Bramberg war zu Ende.

¹⁾ 1 WZtr. = 1 Wiener Zentner = 56,008 kg n.d. Maß- und Eichgesetz v. 23.7.1871.

GEOCHEMICAL CONDITIONS OF SCHEELITE FORMATION IN METAMORPHIC ROCKS

IVANOVA, G.F.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, USSR Academy of Sciences,
Kosygin street 19, 117975 Moscow, USSR

Scheelite mineralization of the Austrian Alps represented by a few occurrences in the

Lower Paleozoic carbonate rocks was described by ANGEL & WEISS (1953), WENGER (1964), HÖLL and MAUCHER (1967, 1971, 1972), NEINAVAIE et. al. (1985), Beran et. al. (1989).

Unfortunately there are no systematic geochemical characteristics of carbonates and scheelites from these occurrences.

The studies of the chemical composition of carbonate minerals by microprobe allowed to determine the variations of them (Ivanova et al. 1988, 1989). The relation between the chemical composition of carbonates and tungsten mineralization was established for the Mallnock occurrence; $(\text{Fe,Mg})\text{CO}_3$ -- FeWO_4 , $(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$ -- CaWO_4 .

REE distribution in the carbonate rocks and in carbonate minerals separated from scheelite bearing zones of a number of areas of the Austrian Alps (Kleinartal, Tux, Mallnock) is considered. The data on REE distribution in scheelites of these occurrences is described. Based on the data of the comparison of REE distribution in the carbonate rocks, in carbonate minerals separated and in scheelites the problems of genesis of the carbonates and the tungsten mineralization are discussed.

The studies of oxygen and carbon isotope composition of carbonates from Kleinartal and Mallnock display the differences of the scheelite formation conditions in these occurrences.

KLUFTQUARZ ALS INDIKATOR DES METAMORPHOSEGRADES IN DEN HOHEN TAUERN

KANDUTSCH, G.

Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Die Beobachtung und Kartierung des Habitus und der Wachstumserscheinungen an Quarzkristallen aus alpinen Klüften zeigt, daß eine klare Abhängigkeit dieser morphologischen Phänomene von der Metamorphosetemperatur gegeben ist. Die Ausarbeitung der Beobachtungskriterien führt zu einer raschen Methode, die eine Zuordnung von Bergkristallen innerhalb eines Metamorphoseprofils erlaubt. Diese Beobachtungen gemeinsam mit Paragenesen und Wachstumserscheinungen an Feldspäten aus alpinen Klüften ermöglicht es, eine Metamorphosekarte zu erstellen. Der Vorteil von Quarz als "Indexmineral" in alpinen Klüften ist seine weite Verbreitung, sodaß die Beobachtungsstellen ein dichtes Netz bilden. Die bisher an Gesteinsquarzen mittels Sauerstoffisotopen (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974) bestimmten Metamorphosebedingungen gestatten eine relative Temperatureinstufung für die Klufftquarze. Als kritisches Unterscheidungsmerkmal gelten Lamellenquarz und Makromosaikbau. Bei Makromosaikbau sind 2 Gruppen, für die unterschiedliche Bildungsbedingungen abgeleitet werden, zu unterscheiden:

Hohe Temperatur (> 500 °C)
spritzrhomboedrischer Habitus

Niedere Temperatur (< 500 °C)
prismatischer Habitus

Diese Kriterien können gemeinsam mit Beobachtungen der Feldspatmorphologie und deren Verzwilligungsarten als mögliches Geothermometer verwendet werden.

HOERNES, S., FRIEDRICHSEN, H., (1974): Oxygen isotope studies of metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern Area (Austria). Schweiz.Min.Petr.Mitt., 54, 769-788.

GABBRO- UND DIORITINTRUSIONEN IM ÖSTERREICHISCHEN ANTEIL DES MOLDANUBIKUMS

KOLLER, F.

Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Im österreichischem Anteil der Böhmischem Masse findet man viele, meist relativ kleine Intrusivkörper mit einem gabbroiden oder dioritischen Mineralbestand. Diese Plutonite sind einerseits an den Südböhmischen Pluton oder andererseits an dessen Hüllgesteine, wie Monotone (Ostrong Einheit) und Bunte Serie (Drosendorfer Einheit), gebunden (FUCHS & MATURA, 1976). Bisher wurden diese Komplexe in einen älteren Diorit Typ 1 und einen jüngeren Diorit Typ 2 gegliedert, zusätzlich wurden noch Dioritisierungszonen unterschieden (FUCHS & MATURA, 1976). Nach FUCHS & MATURA (1976) wurde die ältere Dioritgruppe mit dem Weinsberger Granit korreliert, für die jüngere wurde ein mit den Feinkorngraniten gemeinsamer Intrusivkörper angenommen. Die jüngere Dioritgruppe soll SiO₂-reicher sein und diskordante Grenzen zum Weinsberger Granit aufweisen. Zu dieser Gruppe wurden unter anderen auch die Dioritvorkommen von Gebharts gestellt, der benachbarte Norit von Kleinzwettl wurde allerdings zur älteren gestellt. KOLLER & NIEDERMAYR (1981) weisen auf eine enge genetische Beziehung der Diorite von Gebharts und des Norits von Kleinzwettl hin und ihre relative Stellung zu den Graniten kann durch Feinkorngranitgänge belegt werden (KOLLER et al., 1987). Die Dioritisierungszonen sind durch zahlreiche Übergänge zu Grogkorngneisen, Weinsberger und Mauthausner Granittyp gekennzeichnet (FUCHS & MATURA, 1976).

Neuere Gliederungen (KOLLER, 1990a, b) definieren nach Mineralbestand und geochemischen Daten folgende drei Gruppen:

- 1) Koronitische Olivingabbros vom Typus Nonndorf
- 2) Gabbros und Diorite vom Typus Gebharts und Kleinzwettl
- 3) Diorit-ähnliche Körper (Dioritisierungszone)

Die koronitischen Olivingabbros sind charakteristisch für die Drosendorfer Einheit und nicht korrelierbar mit den basischen Intrusionen innerhalb des Südböhmischen Plutons, ihre metamorphe Überprägung spricht dafür, daß die Gabbros älter als die beiden anderen Gruppen sind.

Petrographische und geochemische Kriterien lassen einen genetischen Zusammenhang zwischen Noriten, Gabbro-norit, Hornblende-Dioriten und Biotit-Quarzdioriten,

die alle an die großen Granitkomplexe des Südböhmischen Plutons gebunden sind, ableiten (KOLLER & NIEDERMAYR, 1981; KOLLER, 1990a, b; LIEW et al., 1989). Die bisher vorliegenden Ergebnisse sprechen eher für eine generelle Zuordnung dieser basischen Komplexe zum Weinsberger Granit und gegen eine Beziehung zu den Feinkorngraniten.

Kleinere basische Körper innerhalb der Granite zeigen starke Veränderungen ihres Chemismus und meist einen Mineralbestand, der für unveränderte magmatische Gesteine untypisch ist. Übergänge zu den oben beschriebenen Dioritisierungszonen können geochemisch mit den Daten von KOLLER & NIEDERMAYR (1981), HAUNSCHMID (1989) und KOSCHIER (1989) gut belegt werden.

Nicht in diese Gliederung aufgenommen wurden die Dioritporphyrite und die lamprophyrischen Gänge, welche die Granite und auch deren Hüllgesteine durchschlagen, da für sie andere genetische Konzepte zu erwarten sind.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. *Jb.Geol.BA. Wien* 119, 1-43.

HAUNSCHMID, B. (1989): Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granit-Typs und des Pseudokinzigits. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Salzburg, 160 S.

KOLLER, F. (1990a): Gliederung der basischen Intrusionen im österreichischen Anteil des Moldanubikums. Abstraktband der TSK III Graz, 121 (als Manuskriptband vervielfältigt).

KOLLER, F. (1990b): Basic and intermediate intrusions in the Austrian part of the Moldanubian zone. Im Druck.

KOLLER, F. & NIEDERMAYR, G. (1981): Die Petrologie der Diorite des Nördlichen Waldviertels. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 28, 285-313.

KOLLER, F., GRATZER, R. & NIEDERMAYR, G. (1987): Die Ganggesteine in den Dioriten des nördlichen Waldviertels. *Annalen Naturh.Museum Wien* 88, Serie A, 1-21.

KOSCHIER, E.R. (1989): Beiträge zur Genese der Schlierengranite und der Weinsberger-Granite in Oberösterreich und Niederösterreich auf Grund ihrer Einschlüsse. Unveröff.Diss., Univ. Salzburg, 171 S.

LIEW, T.C., FINGER, F. & HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chemical Geol.* 76, 41 - 55.

VICTOR LEOPOLD RITTER VON ZEPHAROVICH -- HIS LIFE AND WORK

KORBEL, P.

National Museum - Department of Mineralogy and Petrology, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1, Czechoslovakia

Victor L. von Zepharovich, one of the most important mineralogists of the 19th century, was born on April 13, 1830 in Vienna. After two years of law studies he left the Vienna

University and started to attend the Mining Academy in Banská Štiavnica (Schemnitz). He completed his geological education there after two years (normally it lasted for 4 years) and came back to Vienna. In 1852-1857 he worked as a geologist in the Royal Geological Survey in Vienna under the leading of W. Haidinger. In 1857 he was appointed the Professor of mineralogy at the University in Cracow (Krakau, Poland). In 1861, when the University in Cracow became quite Polish, he came back to Austria, to the University in Graz. He was here the Professor of mineralogy till 1864. Since 1864 he was the Professor of mineralogy at the University in Prague, Czechoslovakia, till 1882 when the University in Prague was divided into two parts, Czech one and German one. Zepharovich stayed in the German part of the University till his death on February 24, 1890.

His scientific work is exceptionally large. He was an author of more than 100 scientific papers. In addition to his smaller articles he wrote an excellent book, "Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich", which is used up to now as a very useful source of information. He wrote two volumes, published in 1859 und 1873; the third one was completed after his death by F. Becke in 1891. His other works dealt mostly with the crystallography and physical properties of many minerals. He described 7 new mineral species at that time (barrandite, diaphorite, jaulingite, korynite, sphaerite, strakonitzite and syngenite); two of them remain valid species up to now (diaphorite and syngenite).

Besides crystallography, he was an expert in the mineralogy of Bohemia and the Alps. Very important part of his works are papers on epidote. He studied a lot of epidotes from various localities [Zermatt, Zillertal, Stubachtal, Knappenwand and Sobotín (Zöptau)]. He reported in his works about 60 crystal faces on epidote crystals together with their precise angle measurements. He was the first scientist who described the famous epidote occurrence of the Knappenwand in 1869.

He was an excellent teacher as well; K. Vrba, E. Bořický and F. Becke belonged to his most important followers. Zepharovich was the founder of a modern mineral collection at the Prague University (part of his original collection is to be seen in the mineral collection of the Charles University in Prague).

PALÄOZOISCHE ENTWICKLUNG DES MAFISCHEN VULKANISMUS IM NORD-ÖSTLICHEN ZENTRALEUROPA

KRAMER, W.

Zentralinstitut für Physik der Erde, Telegrafenberg, Potsdam, DDR-1561

Mittels Normmineral-Diagrammen und der Variabilität hydromagmatophiler Elemente wird die paläozoische Entwicklung des geochemischen Charakters mafischer Magmen für Basitformationen bzw. Magmatitformationen mit basischen Gliedern, insbesondere des Saxothuringikums dargestellt. Eine Auswahl zeigt Tab. 1. Mittels eines Basalt-Vergleichsmodells werden Diskriminanzuntersuchungen anhand von Haupt- und

Spurenelementen als ein wesentlicher Aspekt des "tectonic setting" für die Interpretation genutzt.

Tabelle 1: Referenzformationen des paläozoischen mafischen Vulkanismus im nordöstlichen Zentraleuropa (vgl. KRAMER, 1988, und KRAMER & WERNER, 1990).

	Magmatische Serie/ Sequenz/Assoziation	Position/Alter	Petrochemie der basaltoiden (gabbroiden) Glieder
1	Trachyandesit (Shoshonit, Lamprophyr) Basalt-Rhyolith-Assoziation	Zwickauer Becken, Erzgeb. Antiklinalzone; Tektogen; "subsequent"; Westfal bis Autun	Kalkkalibasaltisch bis andesitisch, shoshonitisch, Kreich, Q- bis OL-normativ
2	Tholeiitbasalt-Serie	Nordrand der mitteleuropäischen Unterpermensenke; Extraorogen, Visé Autun	Tholeiitisch (n-MORB), verarmt, OL-normativ
3	Serie subalkalischer Gangbasalte	Westliche Lausitzer Antiklinalzone; Kratogen; Oberkarbon	Schwach kalkalkalisch bis schwach alkalisch, OL-normativ
4	Gabbronorit - Gabbro - Diorit-Sequenz	Westliche Lausitzer Antiklinalzone; Kratogen;? Devon bis Unterkarbon	Kalkalkalisch bis tholeiitisch, OL- bis Q-normativ
5	Basalt-Diabas-Pikrit-Keratophyr-Assoziation	Zentralsächsische Zone, Ostthüringen; Tektogen, "initial" Oberdevon (Adorf)	Tholeiitisch (bis kalkalkalisch), Na-reich, OL- bis NE-normativ
6	Basalt-Gabbro-Trachyandesit-Rhyolith Assoziation	Thüringer Wald, Gebiet Vesser, Südflanke Mitteldeutsche Kristallzone Kambro-ordoviz	Tholeiitisch (n-MORB), untergeordnet Ti-reich und subalkalisch

Aus der Verteilung und Veränderung geochemischer Parameter dieser Gesteine lassen sich unterschiedliche Entwicklungswege östlich bzw. westlich der Elbezzone, zumindest

für die variszische Tektogenese ableiten. Im Bereich der westlichen Lausitzer Antiklinalzone ergibt sich bei zunehmender Kratonisierung -- mit synchron dazu erfolgendem Abbau (?) diapirartiger Wärmeanomalien -- die Verlagerung der Magmenquellen in immer größere Teufen des oberen Erdmantels. Eine wesentlich stärkere Variabilität bezüglich der Ausschmelzbedingungen zeigt sich im Saxothuringikum westlich der Lausitzer Überschiebung.

Für bisher untersuchte Gebiete mit kambroordovizischem basischem Magmatismus (Südostflanke der Mitteldeutschen Kristallinzone) lassen sich Schmelzbedingungen nachweisen, wie sie z.T. in ozeanischen Krustenbereichen vorliegen (Niederdruckfraktionierung, "ozeanischer Charakter"). Das Auftreten tholeiitischer Basite ist ein Hinweis auf Dehnungstektonik während des Altpaläozoikums und für das Devon, zumindest während des relativ kurzzeitigen Vulkanismus im unteren Oberdevon in Gebieten mit ausgedünnter Kruste wie in der Zentralsächsischen Zone zwischen rigiden Altbauteilen.

Der Wechsel zu einem simatischen permosilesischen Magmatismus mit K-Betonung, der im westlichen Suberzgebirgischen Becken eine dominierende Rolle spielt, läßt sich mit Krustenverdickung durch Stapelung (vgl. BANKWITZ et al., 1979) in Zusammenhang bringen.

Dieser Magmatismus trägt die Merkmale destruktiver Plattenränder. In Verbindung mit kompressiver Tektonik und erhöhter Aktivität volatiler Komponenten erfolgte z.B. in lamprophyrischen und shoshonitischen Schmelzen auch bei geringer Schwankungsbreite des Fraktionierungsindex eine deutliche Anreicherung von Alkalien und LILE, eine typisches Merkmal des Vulkanismus aktiver kontinentaler Riftstrukturen. Zeitgleich mit diesem frühkratonalen Vulkanismus im variszischen Tektogen ist der basaltische Vulkanismus (n-MORB Typ) am Nordostrand der Mitteleuropäischen Unterpermienke (extraorogen), ein wesentliches Merkmal des Magmatismus in Verbindung mit passivem Rifting bei depressiver Tektonik.

BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., FRISCHBUTTER, A. & WETZEL, M.-U. (1979): Zu einigen Fragen der Krustenentwicklung in Mitteleuropa. *Z.geol.Wiss. Z.*, 1081-1089.

KRAMER, W. (1988): Magmatische Aspekte der Lithosphärenentwicklung. Geochemisch-petrologische Untersuchung basaltoider variszischer Gesteinsformationen und mafischer bis ultramafischer Xenolithe im nordöstlichen Zentraleuropa. *Schriftenr.geol.Wiss.* 26, 136 S.

KRAMER, W. & WERNER, C.D. (1990): Evolution of the mafic magmatism. In: *Evolution of the Lithosphere in Central Europe*. Veröff.ZI Physik der Erde, Potsdam.

DIE ALPINE P-T-D-ENTWICKLUNG AN DER GRENZE METASEDIMENT/ ZENTRALGNEIS IM ÖSTLICHEN TAUERNFENSTER (OSTALPEN, ÖSTERREICH)

KRUHL, J.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Technische Universität Berlin, Ernst-Reuter-Platz 1, D-1000 Berlin 12

Makro- und Mikrostrukturen und Strain-Art und Orientierung während unterschiedlicher Deformationsstadien in Metasedimenten und angrenzendem Zentralgneis im östlichen Tauernfenster spiegeln alpine Bewegungen der Adriatischen Mikroplatte gegenüber der Europäischen Platte wieder. Durch kombinierte petrologische und strukturelle Untersuchungen läßt sich die alpine P-T-D-Entwicklung an dieser Grenze erhellen.

Während prograder Metamorphose bei Bedingungen der unteren bis mittleren Grünschieferfazies entstanden monokline Falten im cm-km-Bereich (Silbereckmulde!), asymmetrische Mikrostrukturen und kristallographische Vorzugsregelungen der gesteinsbildenden Minerale, die alle einen Transport des Hangenden nach E-NE anzeigen. Aufgrund gesteigener Temperaturen bildeten sich in tieferen Krustenbereichen am Ende dieser Deformationsphase Kompressionsstrukturen. Zum P-T-Maximum, das in tieferen Krustenbereichen bei ca. 550 °C und 8-9 kbar lag, entwickelten sich monokline Falten und horizontale Scherzonen, die einen Transport des Hangenden nach S-SE anzeigen. Während und nach dem Metamorphose-Höhepunkt wurden sowohl die Metasedimente als auch die angrenzenden Zentralgneise nicht mehr durchbewegt.

Nach bisherigen Vorstellungen sollte das erste Deformationsstadium der Subduktion der Europäischen unter die Adriatische Platte zuzuordnen sein. Der "Dom" des Tauernfensters hat sich dann bereits im wesentlichen am Ende dieses Stadiums herausgebildet. Das spätere Deformationsereignis wäre mit der Kollision der beiden Platten und einer daran anschließenden Rücküberschiebung in Beziehung zu bringen. Allerdings gibt es mit diesem Modell Probleme. Der prograde P-T-Weg ist "gerade" und damit kein "Subduktionsweg", und die Transportrichtung liegt annähernd parallel zur ostalpinen Orogenachse. Es entstehen damit Fragen nach der großräumigen alpinen geodynamischen Entwicklung im Tauernfenster, denen nur mit Hilfe lokaler detaillierter struktureller und petrologischer Studien und einer nachfolgenden Korrelation über das Gesamtareal nachgegangen werden kann.

COMPARATIVE PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF SOME ULTRAMAFICS FROM THE WESTERN ALPS OPHIOLITES

KUBOVICS, I., ABDEL-KARIM, A.M.

Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös Loránd University, Múzeum krt. 4/A, H-1088, Budapest, Hungary

Data on petrology and geochemistry of rocks from seven ultramafic suites from Piedmont Zone in the Western Alps have been presented and compared, together with basic field data.

They suffered the eo-Alpine HP metamorphism and greenschist facies conditions and appear to be represented by fragments of Tethyan oceanic lithosphere. They have extensively serpentinized and scarcely chloritized and obliterated the original textures and mineral association. In a few cases, these rocks were probably derived from lherzolite and pyroxenite in the Arc valley and spinel lherzolite in Monviso and are depleted in fusible elements and may follow a very high temperature. The ultramafic rocks of Roche Noire and Chenaillet are probably less depleted in fusible elements and followed slightly lower temperature.

The serpentinization of these ultramafics is mostly characterized by enrichment of MgO and La and depletion of Al_2O_3 , CaO, Sc and Y, while the chloritization shows decrease in MgO and Nb, increase in Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , Zr and Sc content. The P_2O_5 , $FeO_{(total)}$ and Al_2O_3 contents obviously increase, while MgO content decrease with increasing M.I. They fall into the ophiolitic ultramafic, ultramafic cumulate and scarce metamorphic peridotite fields on the diagrams.

FLUIDE EINSCHLÜSSE MIT TOCHTERMINERALEN IM TAUERNFENSTER

KUPFERSCHMIED, M.P.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2

Im Tauernfenster waren hauptsächlich die schwach salinaren, H_2O -reichen sowie CO_2 -reichen fluiden Einschlüsse der alpinen Kluftminerale Gegenstand ausführlicher Untersuchungen (z.B. LUCKSCHEITER & MORTEANI 1980, HOEFS & MORTEANI, 1979). Diese Einschlüsse werden als retrograde alpidische Bildungen betrachtet.

Fluide Einschlüsse mit bis zu 2 Tochtermineralen (mit/ohne CO_2 -Führung) wurden bisher nur kurz beschrieben. Derartige Einschlüsse wurden im westlichen Tauernfenster in verschiedenen Gesteinen nachgewiesen, und zwar in den Gesteinen der Habachgruppe, des Zwölferzuges sowie im Zentralgneis der Habachzunge und des Zillertaler Kerns. Die fluiden Einschlüsse mit Tochtermineralen sind überwiegend in grobkörnigen Quarzrelikten zu finden. Bisher konnten 3 verschiedene Tochterminerale

unterschieden werden.

Von GEBAUER & STÖCKHERT (1988) wurden ähnliche hochsalinare Einschlüsse mit bis zu 7 Tochtermineralen sowie N_2 -reiche Einschlüsse im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters beschrieben. Beide Autoren sehen diese Einschlüsse als voralpidische Bildungen an.

GEBAUER, Th. & STÖCKHERT, B. (1988): Stickstoff-reiche und hochsalinare Fluid-Einschlüsse in migmatischen Gneisen aus dem ostalpinen Altkristallin. 2. Symp. Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie im deutschsprachigen Raum, Erlangen. Kurzfassungen der Vorträge und Poster, p. 35.

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.Min.Mh., 123-134.

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.

MINERALE DER EPIDOT-GRUPPE. SPEKTROSKOPISCH UNTERSUCHT

LANGER, K.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Technische Universität Berlin, Ernst Reuter-Platz 1, D-1000 Berlin

Mineralogisch-kristallographische Untersuchungen zielen in erster Linie auf die Klärung folgender Fragen:

- (I) Aufklärung der Kristallstrukturen (Idealstruktur)
- (II) Aufklärung von Kristallbaufehlern (Realstruktur)
- (III) Aufklärung des strukturellen Verteilungsverhaltens der am Aufbau des Minerals beteiligten Elemente bzw. Ionen
- (IV) Aufdeckung von Beziehungen zwischen physikalisch-chemischen Zustandsparametern und Kristallstrukturen
- (V) Aufdeckung von Struktur - Eigenschaftsbeziehungen.

Während die klassische Fragestellung (I) von der Methodik der Beugungsverfahren beherrscht wird, ist die mehr auf lokale strukturelle Probleme gerichtete Frage (II) oft besonders erfolgreich mit spektroskopischen Methoden zu bearbeiten. Ähnliches gilt auch für den Problembereich (III), was deutlich wird, wenn man die Klärung der Fe^{2+} - und/oder Fe^{3+} -Verteilung in Silikatstrukturen oder an die IR-spektroskopische Ermittlung von Protonenlagen denkt. In den Fragenkomplexen (IV) und (V) können und müssen beide Methodenbereiche, die über größere Volumenelemente mittelnde Beugung und die mehr die lokalen Verhältnisse sehende Spektroskopie, einander ergänzend die Lösungen bringen.

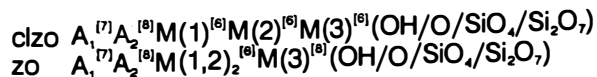
Hier sollen Beiträge Resonanz-spektroskopischer Untersuchungen, im wesentlichen mit den Methoden der

- (a) IR-Spektroskopie im Bereich 4000 - 2000 cm^{-1} (2,5 - 5 μm)
- (b) γ -Strahlen- (Mössbauer-) Spektroskopie von ^{57}Fe -Kernen
- (c) elektronischen Absorptionsspektroskopie im Bereich 40000 - 4000 cm^{-1} (250 - 2500 nm),

zu dem skizzierten Fragenbereich für Epidotgruppen-Mineralen diskutiert werden. Der Terminus "Epidot" sei hier weit gefaßt verstanden, so daß er sowohl orthorhombische Zoisite, Thulite, Tansanite (Raumgruppentyp Pnma), als auch monokline Klinozoisite, Epidote im engeren Sinne, Piemontite und weitere, z.B. Seltenerdion-führende Glieder der monoklinen Serie (Raumgruppentyp P2₁/m) abdeckt. Der Schwerpunkt liegt auf den weit verbreiteten, gesteinsbildenden Mineralen, die sich als komplexe Mischkristalle der - ggf. theoretischen - Endglieder

zo	Zoisit	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$
clzo	Klinozoisit	
ps	Pistazit	" $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$ "
pi	Piemontit	" $\text{Ca}_2\text{Mn}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$ "

auffassen lassen. Die kristallchemische Formel der Epidotgruppenminerale läßt sich nach DOLLASE (1968) angeben als



Die IR-Spektroskopie (a) hat die Aufklärung der Protonenpositionen gebracht (HANISCH & ZEMANN, 1966; LINKE, 1970) und Veränderungen der Wasserstoffbrücken mit dem substituierenden Fe^{3+} -Gehalt und mit dem Druck gezeigt (LANGER & RAITH, 1974; WINKLER et al. 1989). Die Mössbauer-Spektroskopie (b) hat die Verteilung und Wertigkeit des Eisens in den Strukturen aufgeklärt (DOLLASE, 1973) und die elektronische Spektroskopie mit polarisierter Strahlung (c) hat die Wertigkeiten von Eisen, Mangan, und anderen substituierenden $3d^N$ -Ionen, sowie ihre strukturellen Einbaumechanismen geklärt (BURNS & STRENS, 1967; SMITH et al., 1982; KERSTEN et al., 1988).

Ergebnisse in diesen Bereichen und ihre Bedeutung für Kristallchemie und -physik der Epidotgruppenminerale sowie für generelle Aspekte werden vorgestellt und diskutiert.

BURNS, R.G. & STRENS, R.G.J. (1967): Structural interpretation of polarized absorption spectra of the Al-Fe-Mn-Cr epidotes. *Min.Mag.* **36**, 204-226.
 DOLLASE, W.A. (1968): High pressure minerals. *Amer.Mineral.* **53**, 1882-1898.
 DOLLASE, W.A. (1973): Mössbauer spectra and iron distribution in the epidote-group minerals. *Z.Kristallogr.* **138**, 41-63.
 HANISCH, K. & ZEMANN, J. (1966): Messung des Ultrarot-Pleochroismus von Mineralen. IV. Der Pleochroismus der OH-Streckfrequenz im Epidot. *N.Jb. Miner.Mh.*, 19-23.
 KERSTEN, M., LANGER, K., ALMEN, H. & TILLMANN, E. (1988): The polarized single crystal spectra and structures of synthetic thulite and piemontites $\text{Ca}_2\text{Al}_{3-p}\text{Mn}_p^{3+}[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$, with $0.5 \leq p \leq 1.6$. *Z.Kristallogr.* **185**, 111.
 LANGER, K. & RAITH, M. (1974): Infrared spectra of $\text{Ca}_2\text{Fe(III)Al}_2\text{O}(\text{OH})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$.

- Amer.Mineral. 59, 1249-1258.
- LINKE, W. (1970): Messung des Ultrarot-Pleochroismus von Mineralen. X. Der Pleochroismus der OH-Streckfrequenz in Zoisit. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 14, 61-63.
- SMITH, G., HALENIUS, U. & LANGER, K. (1982): Low temperature spectral studies of Mn³⁺-bearing andalusite and epidote type minerals in the range 30000-5000cm⁻¹. *Phys.Chem.Min.* 8, 136-142.
- WINKLER, B., LANGER, K. & JOHANNSEN, P.G. (1989): The influence of pressure on the OH valence vibration of zoisite, an infrared spectroscopic study. *Phys. Chem.Min.* 16, 668-671.

STRONTIUM-HÄLTIGE ARAGONITE UND CALCIUM-HÄLTIGE STRONTIANITE: CHEMISMUS UND KRISTALLOGRAPHISCHE DATEN

LENGAUER*, Ch., KIRCHNER*, E., BRANDSTÄTTER, F.**

- * Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg
- ** Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Einige Strontium-führende Karbonate aus Leogang und aus dem Zillertal wurden kristallographisch untersucht sowie mit der Elektronenmikrosonde analysiert. Bei den aus der Lagerstätte Leogang stammenden Sr-hältigen Aragoniten findet sich eine zonare Verteilung des Sr, wobei der Gehalt von Kern zum Rand des Kristalls abnimmt. Die Sr-Werte variieren von 0,01 - 0,80 Gew.% SrO. Eine zweite Probe aus dieser Lagerstätte, in spießigen Kristallen ausgebildet, wurde als Strontianit bestimmt, der 11,3 Gew.% CaO und 0,27 Gew.% BaO enthält.

Jene von Hr. Novak als Sr-hältige Aragonite übersandte Probe aus dem Zillertal ist ebenfalls ein Strontianit mit einem CaO-Gehalt von 7,6 Gew.%. Es wird die in der Natur vorkommende Mischbarkeit von Ca-Sr-Karbonaten in Bezug auf ihre Genese (Paragenese) untersucht und diskutiert.

STABILITIES AND COMPOSITIONAL VARIATIONS OF NATURAL EPIDOTES

LIU, J.G.

Department of Geology, Stanford University, Stanford, CA 94305, USA

Epidote occurs in a wide range of geologic environments; it has been recorded as a primary magmatic phase in deep-seated granitic plutons and as an index mineral in low- to medium-grade regional and contact metamorphosed rocks. It is also common in skarns and as hydrothermal alteration products in veins, vugs, and as a deuteric

phase in some igneous rocks. Epidote is the most common calc-silicate mineral in active geothermal systems and occurs together with quartz as epidotes in ophiolite sequences. Its parageneses in magmatic, metamorphic and hydrothermal systems and compositional variations are controlled by P, T, and rock and fluid compositions.

The stability of magmatic epidote is known primarily from the experiment of NANEY (1983) who crystallized epidote (together with plagioclase + biotite + melt) at temperatures above the solidus for a synthetic "granodiorite" (with > 4 wt% H₂O) at 8 kb. The minimum pressure for its crystallization from melt is defined by the intersection of the maximum stability P-T curve of epidote (LIOU, 1973) and the solidus curve of a granitic magma (e.g., about 6 kb for tonalite at fO₂ of the QFM buffer). At higher fO₂ conditions, the minimum P may be as low as 3 kb; magmatic epidotes may have up to 33 mole % of the pistacite component [$Ps = 100 \times Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$]. Plutonic rocks bearing magmatic epidotes of Ps 23-27 described by ZEN & HAMMARSTROM (1984) must have crystallized under fairly oxidizing conditions and moderately high pressures, corresponding to middle to lower crustal depths.

In regional metamorphic terranes, epidote first appears in the higher grade part of the zeolite facies and is stable together with laumontite. The minimum temperature for its appearance was estimated from its association with laumontite in active geothermal systems, with laumontite ± prehnite ± pumpellyite in zeolite facies metabasites, and with lawsonite ± pumpellyite in Franciscan blueschists of California. Epidote may occur at temperatures as low as 170-200 °C in active geothermal systems. The epidote + laumontite + pumpellyite assemblage of zeolite facies metabasites from Karmutsen, Vancouver Island, occurs at 170 to 190 °C and 1.1 ± 0.5 kb (CHO et al., 1986). Epidote has not been recognized in *in situ* metagraywackes of the Franciscan Complex but first appears at about 290 °C in metabasites at about 7 kb (MARUYAMA & LIOU, 1988); epidote is common in high-grade blueschists, epidote amphibolites and, more rarely, eclogites. Its low-T stability limit is highly dependent on the fO₂; under oxidizing conditions, epidote appears at lower temperatures. Thus, the assemblage epidote + hematite + aegirine + riebeckitic amphibole + quartz in metacherts may be interlayered with lawsonite-bearing mafic blueschist; such occurrence has been recorded in the Franciscan Complex (e.g., MARUYAMA & LIOU, 1988).

Available compositions of epidotes from metabasites and active geothermal systems indicate that epidote solid solution is continuous at least in the range of Ps 10 to 40 and does not show a miscibility gap. The Ps value of epidote depends on metamorphic grade, mineral assemblages, fO₂, and pH. Domain equilibrium prevails in very low-grade metamorphism, hence, compositions of epidote in a single thin section may vary according to occurrence as replacement after plagioclase or mafic minerals, or as fillings in vesicles or fractures. However, the Ps value of epidote from a low-variance assemblage varies systematically either with temperature or pressure (LIOU et al., 1987). For example, composition of epidote in the buffered assemblage Ep + pumpellyite + actinolite + (Chl + Ab + Qz) systematically changes from Ps 33 at 260 °C to nearly pure clinozoisite at about 370 °C at 5 kb. Similarly, epidote in another buffered assemblage Ep + sodic amphibole + Act (+ Chl + Qz + Ab) in the transition from the blueschist to greenschist facies decreases in Ps content with increasing pressure.

Three types of zoned epidote occur in geothermal systems: (1) complex oscillatory zoning; (2) Fe-rich cores with Al-rich rims; and (3) Al-rich cores with Fe-rich rims. Such zoning patterns could be due to variation in temperature, pressure, fO₂ or fluid composition. Recent study of epidotes from depths of 900-2400 meters (measured temperatures at 200 to 300 °C) in the State 2-14 well of the Salton Sea geothermal

system, California, demonstrated that the pH of the geothermal fluid may be the most important control (ARNASON et al., 1989).

Epidotes are stable with hematite, K-spar, albite, muscovite, quartz, calcite, and pyrite in metasediments and range from $P_s=34$ to 42 across a thin section and from 37 to 43 within an individual zoned crystal. Thermodynamic calculation using the computer program EQ3NR (WOLERY, 1983) at $T=300$ °C, $P=86$ bars, and a hypothetical 1.0 molar aqueous chloride solution in equilibrium with the above assemblage delineates a series of epidote isopleths in an fO_2 -pH plot. At a constant fO_2 defined by the HM pairs, P_s values of epidote increase with increasing pH, and a small change in pH results in a large change in epidote composition. At constant pH, the P_s value of epidote increases with increasing fO_2 , but epidote composition is less sensitive to a small change in fO_2 than to a small change in pH. Thus, for hydrothermal epidotes which crystallized in active geothermal systems, in fractures, or in epidosites, fluctuation in pH of the hydrothermal fluid could significantly affect the zoning pattern of epidote even at constant P, T, and fO_2 conditions.

- ARNASON, J., BIRD, D. & LIOU, J.G. (1989): Calculation of fluid composition from mineral equilibria and implications for compositional zonation in epidote, State 2-14 well, Salton Sea geothermal system, California. *Geol.Soc.Amer. Abstract with Program.* 21, A 237.
- CHO, M., LIOU, J.G. & MARUYAMA, S. (1986): Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver island, British Columbia. *Journ.Petrol.* 27, 467-494.
- LIU, J.G. (1983): Synthesis and stability relations of epidote, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$. *Journ.Petrol.* 14, 381-413.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In: Frey, M. (ed) *Low-T Metamorphism*, Glasgow: Blackie, 288pp.
- MARUYAMA, S. & LIOU, J.G. (1988): Petrology of Franciscan metabasites along the jadeite-glaucophane type facies series, Cazadero, California. *Journ.Petrol.* 29, 1-37.
- NANEY, M. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer.Journ.Sci.* 283, 993-1033.
- ZEN, E. & HAMMARSTROM, J. (1984): Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12, 515-518.
- WOLERY, T. (1983): EQ3NR, a computer program for geochemical aqueous speciation-solubility calculations: User's guide and documentation. UCRL-53414, Lawrence Livermore Laboratory.

EDV-GESTÜTZTE KARTIERUNG UND MODELLIERUNG VON INTRUSIONS- BEZIEHUNGEN IM ÖSTLICHEN TAUERNFENSTER

MARSCHALLINGER, R.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Die Ergebnisse detaillierter Kartierung des präpermischen, penninischen Basements im östlichen Tauernfenster (MARSCHALLINGER, 1987; HOLUB 1988; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1990) wurden in ein Geo-Informationssystem (MARSCHALLINGER, 1989) eingebracht und anschließend einem digitalen Geländemodell überlagert. Damit ist es möglich, die Intrusionsbeziehungen der Zentralgneise untereinander und gegen das alte Dach sowie die Körperformen der Zentralgneisintrusionen nicht nur dreidimensional zu visualisieren, sondern - zusammen mit Untertagedaten aus dem Maltastollen - auch Modellierungen der Körperformen vorzunehmen.

Die ältesten Zentralgneisvarietäten - Syenite und Flasergranite - sind lediglich als kleinere Körper erhalten. Deutlich zeigt sich, daß die synkinematische Intrusion des Maltatonalits geringe Mächtigkeit und flache Lagerung aufweist und beim Eindringen das alte Dach im Bereich des Maltatales aufspaltete. Die nachfolgenden Intrusionen des Hochalporphygranits und des Kölnbreinleukogranits mit ihren steilstehenden Intrusionsgrenzen stellen dagegen typische Batholiten dar; eine jüngere Generation von Flasergraniten tritt in Form kleinerer Körper im Gösskar auf. Die zu den letzten variszischen Intrusionen gehörenden zweiglimmerigen Granitoide, welche die älteren Zentralgneistypen vollkommen diskordant durchschlagen, lassen den geringen Einfluß der alpidischen Deformationen auf den Basementkomplex erkennen.

HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (östliches Tauernfenster, Kärnten). Diss. Univ. Salzburg.

HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1990): Kartierungsbericht Blätter 181,182. Geol.B.-A Wien.

MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). Diss. Univ. Salzburg.

MARSCHALLINGER, R. (1989): Ein einfaches Informationssystem auf PC-Basis. Salzburger Geographische Materialien 13, p.199.

ZENTRALGNEISE IM BEREICH DES ÖSTLICHEN TAUERNFENSTERS

MARSCHALLINGER, R., HOLUB, B.

* Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

** Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben

Im Bereich des Maltatales und des Gössgrabens (östliches Tauernfenster, Kärnten) wurde das penninische, präpermische Basement untersucht (MARSCHALLINGER,

1987; HOLUB, 1988; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1988, 1990; MARSCHALLINGER & HOLUB, 1989). In diesem Gebiet blieb der Intrusionsverband der Zentralgneise mit ihrem Alten Dach von alpidischen Deformationseinflüssen weitestgehend verschont; innerhalb der Zentralgneise kann eine Intrusionsfolge erstellt werden (Abb.1).

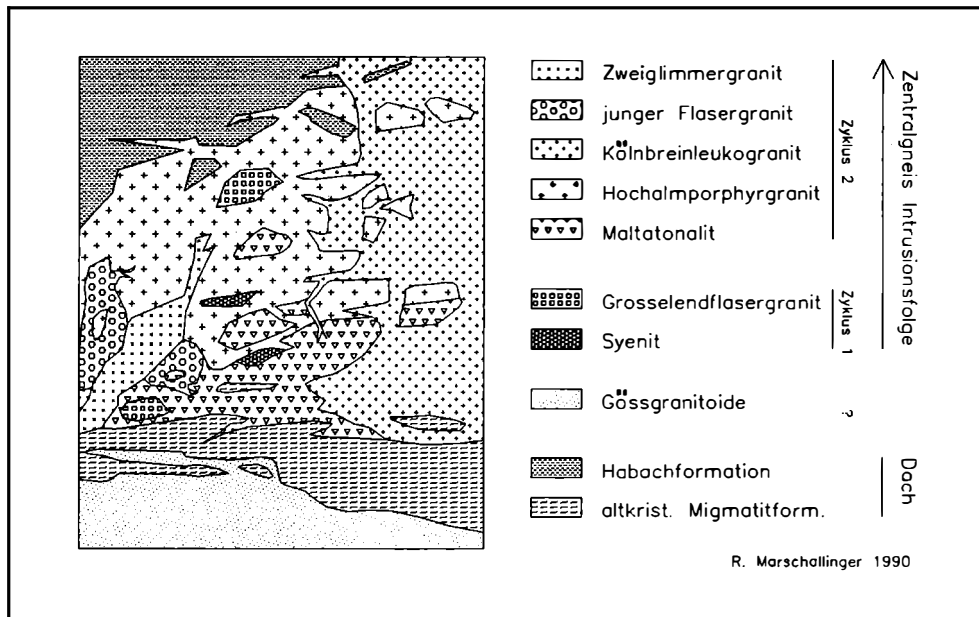


Abb.1: Schematischer Schnitt durch das präalpidische Basement im Bereich des östlichen Tauernfensters.

Geochemie und Zirkonuntersuchungen ergeben folgendes, mit Petrographie und Geländebeobachtungen konsistentes Bild:

Die Gesteine des Alten Daches entstanden aus Grauwacken bzw. Tonschiefern (heute alkristalline Migmatite) und basischen bis intermediären Vulkaniten (heute Äquivalente der Habachformation). In dieses Alte Dach intrudierte variszisch in zwei Großzyklen eine Abfolge von high K-kalkalkalischen, stark an LIL-Elementen angereicherten I-Typ Granitoiden. Vom älteren Zyklus blieben kleinere Monzonit/Syenitkörper (petrographisch und geochemisch mit den Syeniten des Gasteiner Raumes korrelierbar) und der Großelendflasergranit erhalten.

Der jüngere Zyklus beginnt mit dem Maltatonalit, setzt sich über den Hochalmporphyrgranit und den Kölnbreinleukogranit fort und endet mit Flasergraniten sowie zweiglimmerigen, feinkörnigen Graniten. Die Gössgranitoide intrudieren dasselbe Alte Dach, lassen sich jedoch noch nicht genau in die beschriebene Intrusionsfolge einordnen. Der Großteil dieser Zentralgneisvarietäten wurde bei der Intrusion durch Assimilation von Paragneismaterial des Alten Daches kontaminiert; in Extremfällen wurde dabei die primäre I-Typ Charakteristik bis zur S-Typ Charakteristik verfälscht.

Insgesamt wird das präpermische Basement des östlichen Tauernfensters als Abschnitt

eines bereits sehr reifen, variszischen, aktiven Kontinentalrandes interpretiert.

- HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (östliches Tauernfenster, Kärnten). Diss. Univ. Salzburg.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1988): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: Petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. Mitt.Österr.Geol.Ges. 81, 5-31.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1990): Kartierungsbericht Blätter 181,182. Geol.B.-A., Wien im Druck.
- MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). Diss. Univ. Salzburg.
- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: Zirkontypologische und geochemische Charakteristik. Mitt.Österr.Geol.Ges. 82, im Druck.

DIE SÄCHSISCHEN PRASINITE UND IHRE STELLUNG INNERHALB DER GRÜNSCHIEFER

MATHÉ, G.

Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie Dresden

Schwach metamorphe Gesteine mit schiefrigem Gefüge, die sich durch geringe oder fehlende Quarz- und Hellglimmer-Gehalte und hohe Anteile an Mafiten von den sauren metamorphen Schieferen, wie Phyllit und Glimmerschiefer, unterscheiden, werden mit dem Sammelnamen Grünschiefer belegt (MATHE, 1981). Die Nomenklatur erfolgt nach dem vorherrschenden mafischen Mineral. Die wichtigsten Grünschiefer-Varietäten sind Chlorit-, Epidot- und Amphibolschiefer, wobei letztere nach der Amphibolzusammensetzung noch näher benannt werden können.

KALKOWSKY (1886) bezeichnete alle diejenigen Grünschiefer, die sowohl Chlorit als auch Epidot und Amphibol in ungefähr gleicher Menge enthalten, als Prasinit (n.d. griechischen Wort für grün). Während der Prasinit-Begriff bis zum Anfang unseres Jahrhunderts synonym mit dem Namen Grünschiefer gebraucht wurde, erfuhr er mit Einführung der Fazieslehre später eine Bedeutungswandlung im Sinne von Na-betonten Grünschiefern mit barroisitischen bis glaukophanitischen Amphibolen (ANGEL, 1929; WEG, 1931; ESKOLA, 1939).

Im Frankenberg-Hainichener Zwischengebirge in Sachsen treten verschiedene grünliche Gesteine auf, die C.F. NAUMANN unter dem Begriff Grünschiefer zusammenfaßte. In den geologischen Spezialkarten von Sachsen werden diese Gesteine unter der Bezeichnung Amphibol-Epidotschiefer ausgehalten, die sich längs des SE-Randes des Granulitgebirges vom Zschopautal bei Sachsenburg bis zum Zellwald nördlich von Freiberg erstrecken (PIETZSCH, 1963). Diese feinkörnig bis dichten, grau, grün bis blaugrün gefärbten Gesteine müssen nach dem Mineralbestand als Prasinite bezeichnet werden (WEG, 1931). Wesentliche Gemengteile sind Hornblenden, saurer Plagioklas,

ferner Epidot, Chlorit und Titanit. Der Amphibol ist im allgemeinen feinnadlig oder fasrig ausgebildet. Er steht zwischen der gemeinen und aktinolithischen Hornblende und enthält einen Glaukophananteil. Epidot tritt in kleinen Kristallen auf. Der Chlorit bildet meist winzige rundliche Schüppchen und ist vielfach mit der Hornblende verwachsen. Nach dem Grad der Schieferung kann man Prasinitischeiefer und massige Prasinite unterscheiden. Die schiefrigen Gesteine haben zum Teil phyllitischen Habitus und zerfallen in papierdünne Platten. In den Prasiniten konnten einerseits magmatogene Relikte von Diabasen, andererseits metamorphogene Relikte einer amphibolitfaziellen Überprägung nachgewiesen werden (WEG, 1931).

Eine mit den mächtigen Prasiniten des Zwischengebirges vergleichbare Gesteinsentwicklung ist weder im benachbarten Granulitgebirge noch im Erzgebirge vorhanden (PIETZSCH, 1963).

ANGEL, F. (1962): Gesteine vom südlichen Großvenediger. N.Jb.Mineral.Beil.Bd. 59, Abt. A, 223-272.

ESKOLA, P. (1939): Die metamorphen Gesteine. In: BARTH, CORRENS & ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine, Springer-Verlag, Stuttgart.

KALKOWSKY, E. (1886): Elemente der Lithologie. Carl Winter's Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

MATHE, G. (1981): Metamorphite. In: PFEIFFER, KURZE & MATHE: Einführung in die Petrologie, Akademie-Verlag, Berlin.

PIETZSCH, K. (1963): Geologie von Sachsen. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.

WEG, O. (1931): Die zwischengebirgische Prasinitischeolle bei Hainichen-Berbersdorf. Abh.Sächs.Geol.Landesamt, H. 11, Leipzig.

TECTONIC EVOLUTION OF THE VARISCAN BELT IN CENTRAL EUROPE

MATTE, Ph.

Lab. assoc. CNRS Tecton., Univ. des Sciences, Place E.Bataillon, F-34060 Montpellier

GEOCHEMISCHER VERGLEICH VON GANGGESTEINEN UND PLUTONEN SÜDLICH DES TAUERNFENSTERS

NEUMAIR, A., TROLL, G.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität München, Theresienstraße 41, D-8000 München 2

Im Bereich des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Deferegggen-Schober-kristallin)

intrudierten Ganggesteine von basaltischer (Spessartite) bis tonalitischer (Tonalitporphyrite) Zusammensetzung ohne metamorphe Überprägung. Plutone vorwiegend granodioritischen Charakters sind in diesem Gebiet verbreitet. Nur ein einzelner Gang im Iseltal kann einem Pluton (Rieserferner-Intrusion) durch Rb-Sr-Isotopenuntersuchungen zugeordnet werden (BORSI et al. 1978). Eine Zuordnung ist auch über die Hauptelementverteilung möglich.

Im Vergleich zum Brixener Granit und anderen variszischen Plutonen enthalten die alpidischen (Rensen-, Rieserferner- und Zinsnock-Intrusion) im Mittel weniger TiO_2 , ebenso die Ganggesteine (Abb. 1).

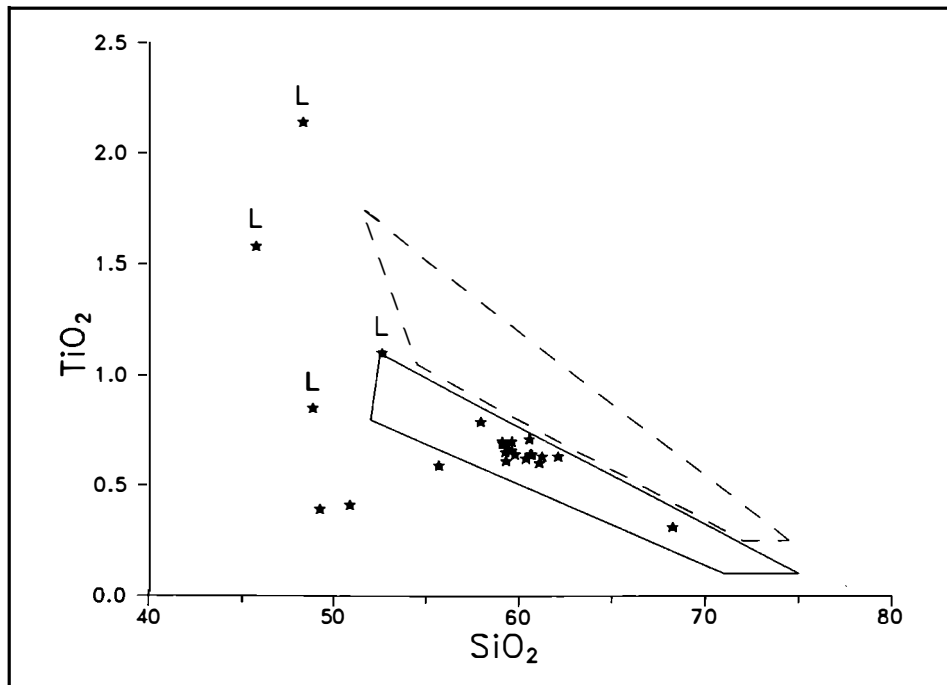


Abb.1: TiO_2 - SiO_2 -Variationsdiagramm.

Gestrichelt = variszische Plutone; durchgezogen = alpidische Plutone; * = Ganggesteine; L = Lamprophyre.

Die TiO_2 -Gehalte stützen die Annahme eines alpidischen Alters für die Ganggesteine im Altkristallin südlich des Tauernfensters. Die Defereggan-Antholz-Vals-Linie, die nach SCHULZ (1989) vor 28 bis 21 Ma aktiv war, hat einige Gänge mylonitisiert.

Die kalkalkalische Zusammensetzung der Ganggesteine spricht für ein Edukt dieser Gänge aus fraktioniertem Mantelmaterial mit assimilierter Kruste. Zirkonuntersuchungen belegen dies für den Rensenpluton (BARTH et al., 1989) und einen Tonalitporphyritgang aus dem Iseltal (TONDAR et al., 1990). Zwischen den Lamprophyren und den Tonalitporphyriten ist kein genetischer Zusammenhang zu erkennen.

- BARTH, S., OBERLI, F. & MEIER, M. (1989): U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite: a high-resolution isotopic study of the Alpine Rensen pluton (northern Italy). *Earth Plan.Sci.Lett.* **95**, 235-254
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1978): On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. *Geol. Rundschau* **68**, 41-60
- SCHULZ, B. (1989): Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Defereggeng-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). *Jb.Geol.B.-A. Wien* **132**, 775-789.
- TONDAR, P., NEUMAIR, A. & TROLL, G. (1990): Die petrogenetische Deutung der Zirkonmorphologie einiger porphyritischer Ganggesteine der östlichen Zentralalpen. *Jb.Geol.B.-A. Wien* **133** (im Druck).

MINERALABFOLGEN IN ALPINEN KLÜFTEN DER OSTALPEN UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DEN BAU DER ALPEN

NIEDERMAYR, G.

Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1010 Wien

Ausgehend von den nicht bis kaum metamorph geprägten Sedimenten der Ostalpen wird an Hand ausgewählter Beispiele die Bildung alpiner Kluffmineralisationen und deren Aussagefähigkeit für die Entwicklungsgeschichte dieses Gebirges diskutiert. Dabei sind drei Problemkreise zu berücksichtigen:

1. gebirgsmechanische Bildung der Klüfte in Zeit und Raum,
2. Herkunft der Klufflösungen und
3. Mineralisierung der Klüfte und Mineralsequenzen.

Während einer progressiven metamorphen Prägung eines Gesteinsstapels ist eine Kluffbildung kaum vorstellbar und scheint auch die Konservierung eines eventuell prämetamorph angelegten Kluffbestandes nicht möglich. Kluffbildung und Mineralisierung der Klüfte erfolgt erst im Anschluß an den thermischen Höhepunkt der letzten wirksamen Metamorphose. Da die großtektonischen Einheiten der Ostalpen ausnahmslos alpidisch (alt- und/oder jungalpidisch) geprägt worden sind, sind präalpidisch angelegte Kluffmineralisationen somit hier nicht zu erwarten.

Die seit langem bekannte und in neuerer Zeit durch entsprechendes Datenmaterial belegte deutliche Abhängigkeit der Mineralvergesellschaftungen vom Chemismus der Nebengesteine der Klüfte belegt, daß es sich bei den alpinen Klüften und dem sie unmittelbar umgebenden Gesteinsverband um weitgehend geschlossene Systeme handeln muß. Somit sind die Klufflösungen dem Temperatur- und Druckgefälle der, auch die umgebenden Gesteine prägenden, retrograden Metamorphoseereignisse unterworfen. Die beobachtbaren Mineralsequenzen in den alpinen Klüften stehen mit einer derartigen Annahme nicht im Widerspruch.

Die Kluffmineralisationen im Pennin und im Ostalpin sind sowohl hinsichtlich ihres

Mineralbestandes als auch hinsichtlich ihrer Mineralabfolgen ident. Da nach dem vorhandenen radiometrischen Datenmaterial das ostalpine Deckensystem einerseits und das Pennin andererseits zu unterschiedlicher Zeit ihre wesentliche metamorphe Prägung erfahren haben, müssen die Klüftbildung und die Mineralisierung in diesen großtektonischen Einheiten auch zu verschiedenen Zeiten erfolgt sein. Für beide Einheiten ist aber auch eine sehr ähnliche Hebungsgeschichte abzuleiten.

Beginn und Dauer der Mineralisierung der Klüfte der Ostalpen ist aus den Klüftmineralvergesellschaftungen selbst nicht abzulesen. Aufgrund des kürzlich von BLANCKENBURG et al. (1989) mitgeteilten Datenmaterials aus dem westlichen Tauernfenster kann aber für die Klüftmineralbildung in diesem Bereich eine Zeitspanne von etwa 15-20 Ma abgeleitet werden; sie endet hier vermutlich vor etwa 5 Ma, wenn 100 °C bereits deutlich unterschritten worden sind (100 °C Isotherme der Apatit-Spaltspurenalter bei 7 ± 1 Ma; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985). Dies steht im Einklang mit den bisher beobachteten Mineralsequenzen in den Klüften, die - grob schematisiert - mit aktinolithischer Hornblende, Zoisit, Epidot/Klinozoisit, Karbonaten und Quarz beginnen, mit Albit (Periklin), Adular, Glimmer, Apatit, Ti-Oxiden, Chlorit etc. fortsetzen und mit Prehnit, Zeolithen und Tonmineralien ihren Abschluß finden (NIEDERMAYR, 1980). Die beobachtbaren Klüftmineralisationen des Ostalpins und des Pennins, deren stofflicher Bestand und deren Mineralabfolgen, belegen dabei jeweils einen P-T-Verlauf, der den Gesetzmäßigkeiten eines retrograden "medium-pressure-type metamorphism" (nach MIYASHIRO, 1973) entspricht; dies ist als Hinweis auf eine entsprechende Hebungsgeschichte des Ostalpins einerseits und des Pennins andererseits zu interpretieren.

- 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.Min.Petr.* 101, 1-11.
- 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, 197-216.
- MIYASHIRO, A.(1973): Metamorphism and metamorphic belts. *Allen & Unwin*, 492 S.
- NIEDERMAYR, G.(1980): Ostalpine Klüftmineralisationen und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. *Ann.Naturhist.Mus.Wien* 83, 399-416.

DIE STELLUNG DER ERDWISSENSCHAFTEN IN UNSERER HEUTIGEN GESELLSCHAFT

NIEDERMAYR, G.

Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Mineralien bilden die Grundlage auf dem Pflanzen, Tiere und der Mensch existieren können. Für den Menschen sind weiters sie eine wesentliche Grundlage der Entwicklung von Kultur und Technik. Ohne Mineralien und Gesteine gäbe es zum Beispiel

keine Steinwerkzeuge und keine ersten Töpferscherben, ohne Marmor gäbe es keine Venus von Milo, ohne Quarz kein Fensterglas und ohne Erze gäbe es weder Bronze noch Stahl. So gesehen ist es eigentlich verwunderlich, daß den erdwissenschaftlichen Disziplinen heute so wenig Beachtung geschenkt wird. Geologie, Mineralogie, Petrologie, Geochemie, Geophysik und Paläontologie sind zwar Wissenszweige, die für den Laien bis zu einem gewissen Grad undurchschaubare und meist auch nicht nachvollziehbare, oft systematischen Schemata folgende Erkenntnisse produzieren, mit den auf diesen Ergebnissen aufbauenden Gebieten der Lagerstätten- und Rohstoffkunde, Bodenkunde, Ingenieurgeologie und Hydrogeologie aber alle möglichen Facetten des heute so wichtigen und viel zitierten Umweltschutzes ganz entscheidend beeinflussen.

Es muß daher eine der vordringlichsten Aufgaben der heutigen Erdwissenschaftler sein, die Bedeutung der angesprochenen Disziplinen für die Rohstoffsuche, für die Materialwissenschaften, für die Landwirtschaft, für den Straßen- und Objektbau, für die Stadt- und Landschaftsplanung aber auch für die Wasserversorgung und die Energiewirtschaft breitesten Bevölkerungsgruppen mehr als bisher möglichst transparent zu machen.

Dies gilt insbesondere auch für den Schulunterricht, wo wir uns seit Jahren nicht nur in Österreich einer Kürzung der Stundenzahlen der erdwissenschaftlich besonders relevanten Fächer Chemie und Biologie und zusätzlich einer Änderung der Stoffthematik unter beinahe Eliminierung der Erdwissenschaften gegenübersehen. Gerade für die Umweltkunde ist aber eine Allgemeinbildung ohne die Berücksichtigung der Erdwissenschaften undenkbar. Der naturwissenschaftliche und damit auch der erdwissenschaftliche Unterricht in unseren Schulen ist ja für unsere Schulabgänger und somit auch für viele Akademiker, die dann später oft erdwissenschaftlich relevante Probleme zu exekutieren haben, die letzte Möglichkeit, einigermaßen objektiv über ökologische, technische und eben auch geowissenschaftliche Fakten und Zusammenhänge informiert zu werden.

EDEL- UND SCHMUCKSTEINE IM SAKRALEN SCHMUCK

NIEDERMAYR, G.

Naturhistorisches Museum Wien, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1010 Wien

Vor einigen Jahren wurde dem Erzbischof von Salzburg Dr. Karl Berg vom Verein Tauriska, Verein der Freunde des Nationalparks Hohe Tauern, eine Mitra mit Steinbesatz aus den Salzburger Hohen Tauern übergeben. Dieses Geschenk, spektakuläres Objekt der Sonderausstellung in Neukirchen, ist Anlaß, über die Verwendung von Edel- und Schmucksteinen im sakralen Schmuck zu referieren.

Farben, Farbenspiel, Glanz und optische Besonderheiten, wie etwa der Stern- und Katzenaugeneffekt, sind seit jeher ausschlaggebend für die Verwendung von Mineralien (und Gesteinen) für Schmuckzwecke. Schon in sehr früher Zeit war es dabei natur-

gemäß den Reichen und Mächtigen auf weltlicher und kirchlicher Ebene vorbehalten, ihren besonderen Status durch die Verwendung wertvollster Stoffe bei der Herstellung von Kronen, Buchdeckeln, Behältnissen jeder Art, Schreinen, Kreuzen und Reliquiaren auch für die Nachwelt zu dokumentieren. Derlei Objekte sind uns heute in den geistlichen und weltlichen Schatzkammern in reichem Maße überliefert.

Lange Zeit waren dabei die Kenntnisse über die wahre Natur der dabei verwendeten Mineralarten eher dürftig und von Mystik und von allegorischen Betrachtungen geprägt. Auffallend ist, daß edle Steinmaterialien, Gold, Silber, Perlen und Elfenbein, nicht nur im sakralen Schmuck verwendet worden sind, sondern es vor allem auch Angehörige des Klerus waren, die uns die mineralogischen Kenntnisse und Vorstellungen des Altertums in die Neuzeit vermittelt haben, wobei eigenartigerweise auch den Ansichten über die heilkräftige Wirkung der edlen Steinmaterialien, wie sie gerade heute wieder eine Renaissance erleben, gerade von diesem Personenkreis breiter Raum gewidmet wurde (z.B. Marbod von Rennes, Albertus Magnus, Hildegard von Bingen).

Mehr noch wie im profanen Schmuck scheint bei sakralen Objekten nicht nur die allegorische Betrachtung der Steinmaterialien ausschlaggebend für deren Verwendung gewesen zu sein, sondern auch eine gewisse Wertsicherung der Objekte. Viele der wertvollen Originalmaterialien wurden in späterer Zeit durch billigere Glasimitationen ersetzt. Trotzdem vermitteln uns auch heute noch die reichgeschmückten sakralen Gegenstände, losgelöst von ihrer ursprünglichen Funktion, in Museen und Schatzkammern, eine ungefähre Vorstellung über die Faszination, die derartige Objekte auf die Menschen früherer Zeiten ausgeübt haben mögen.

FORMATION OF EPIDOTE AND ASSOCIATED MINERALS IN FISSURES FROM PFARRERB NEAR SOBOTÍN, NORTHERN MORAVIA, CZECHOSLOVAKIA

NOVÁK, M.

Department of Mineralogy and Petrography, Moravian Museum, Zelný trh 6, 65937 Brno, Czechoslovakia

Six main fissures characterized by an extensive epidote mineralization and marked from A to F were described by KRETSCHMER (1985) from Pfarrerb near Sobotín. They are up to 30 cm thick and several meters long. Two contrasting paragenetic types were distinguished. Type A (fissures A, C, E) is characterized by common albite and epidote; diopside, apatite, actinolite, quartz, K-feldspar, prehnite, titanite, laumontite and stilbite occur in subordinate amounts. Type P (fissures B, D, F) is characterized by common epidote and prehnite while diopside, apatite, actinolite, K-feldspar and titanite occur in subordinate amounts.

A detailed study of the relation between individual minerals shows that older minerals have nearly always apparent euhedral development compared with overgrowing ones. It seems that all minerals formed successively and no indications for simultaneous growth of two or more minerals have yet been observed. P-T diagram (Fig. 2) have been used to estimate formation conditions of mineralized fissures.

Type A		Type P	
diopside (76)	--	diopside (82)	--
actinolite (75-68)	--	apatite	--
epidote (18-28)	--	epidote (13-31)	--
albite	--	prehnite (12-15)	--
laumontite	--	K-feldspar	--
stilbite	--		

Fig. 1: Paragenetic diagram of selected fissure minerals. Numbers in parentheses correspond to the ratio $Mg/Mg+Fe^{2+}$ in diopside and actinolite and to the ratio $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$ in epidote and prehnite which values increased during the fissure formation.

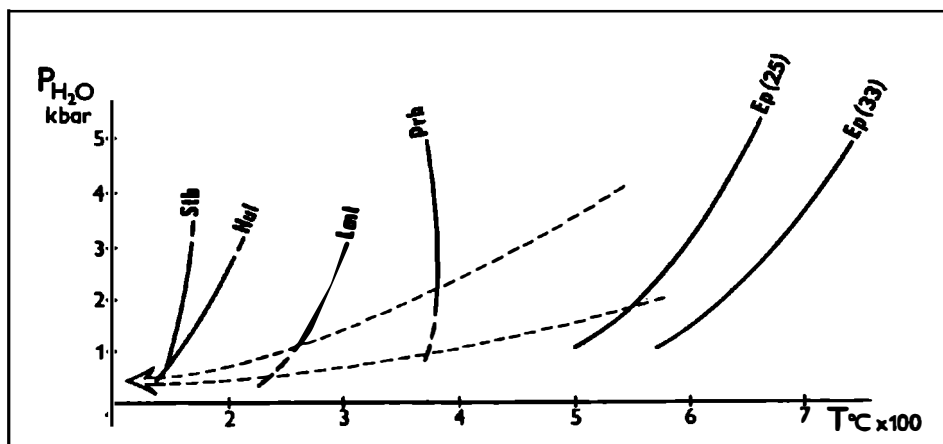


Fig. 2: P-T diagram depicting equilibrium reactions for selected minerals. Experimental data from LIOU (1971 a, b, 1973) and from CHO, MARUYAMA & LIOU (1987) were used. Abbreviations: Stb = stilbite, Hul = heulandite, Lmt = laumontite, Prh = prehnite, Ep = epidote, numbers in parentheses = pisticite component in epidote.

The upper temperature limit is complicated to estimate, owing to a wide stability field of the early minerals, diopside and epidote. It may correspond to temperature below 500 °C. Temperature gradually decreased and assumed changes in P-T conditions are shown by the dashed arrow (Fig. 2). Fluid composition was water-rich with $P_{tot} \approx P_{H_2O}$, the absence of calcite may indicate very low activity of CO_2 . Paragenetic Type A is characterized by high activity of Na while Type P by higher fO_2 .

CHO, M., MARUYAMA, S. & LIOU, J.G. (1987): An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P_{fluid} . *Contrib.Min. Petr.* **97**, 43-50.

KRETSCHMER, F. (1985): Die Mineralfundstätten von Zöptau und Umgebung. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 156-187.

LIOU, J.G. (1971a): Synthesis and stability relations of prehnite, $Ca_3Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$. *Amer.Mineral.* **56**, 507-531.

LIOU, J.G. (1971b): Stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals

in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Journ.Petrol. 12, 379-411.
LIU, J.G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$.
Journ.Petrol. 14, 381-413.

ALLANIT ALS INDIKATOR ZUR UNTERSCHIEDUNG DER ORTHO- ODER PARANATUR VON GNEISEN BEI DER SERIENGLIEDERUNG IM TAUERN- FENSTER

OEHLKE, M., LAMMERER, B.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000
München 2

Allanit (Orthit) heißt der monokline Epidot, der vornehmlich Seltene Erden und hiervon bevorzugt Cer eingebaut hat. Vom Epidot unterscheidet er sich chemisch durch den Ersatz von $\text{Ca}^{2+}\text{Fe}^{3+}$ durch $\text{SEE}^{3+}\text{Fe}^{2+}$. Dazu können neben Th und Sr noch Mn^{3+2+} , Mg und Ti kommen. Durch radioaktive Gitterzerstörung kommt es zur Metamiktisierung, wodurch er optisch isotrop wird. Genetisch ist Allanit an sauren bis intermediären Plutonismus gebunden, und hierbei besonders an die niedrigertemperierte pegmatitische Phase.

In Sedimentgesteinen ist sein Vorkommen äußerst selten, was wohl an seiner Verwitterungsanfälligkeit nach der Metamiktisierung liegt. Und auch im Bereich der Metamorphite handelt es sich meist um sichere Orthogneise oder ihre stärker deformierten Abkömmlinge, auf die der Allanit beschränkt ist.

EXNER (1967) beschreibt ihn aus Gneislamellen des östliche Tauernfensters, die er als Zentralgneis-Späne ansieht (hier auch ältere Literatur). Eine metamorphe Rekristallisation ist also zu bejahen, echte Hinweise auf eine Neokristallisation stehen hingegen noch aus.

An einem Beispiel aus dem südwestlichen Tauernfenster soll auf seine Bedeutung für eine Seriengliederung (immer verbunden mit anderen Indizien) hingewiesen werden: W' des Hochfeilers (Zillertaler Alpen) liegt dem hier granitisch-granodioritisch ausgebildeten Zentralgneis ein 60-70 m mächtiger Hochstegenmarmor mit tektonischem Kontakt direkt auf. Auf diesem wiederum folgt eine 40-50 m mächtige Gneislage, die vom Hochfeilergipfel bis um das Westende der Zillertaler Zentralgneisastes herum konstant auszuhalten ist.

Da die dem hier normal gelagerten Hochstegenmarmor aufliegende bunte Wechselfolge, wenn mit sedimentärem Übergang vorliegend, allgemein als Kaserer-Serie angesprochen wird, müßte diese Lage als Paragneis, möglicherweise als Metaarkose, interpretiert werden.

Der Hauptanteil besteht aus hellem, feinkörnigen, straff parallelfoliiertem Hellglimmergneis, dem schlierig dunkle Biotitgneisareale eingelagert sind. Der helle Gneis besteht aus einer feinen Grundmasse aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat (50-150 m), aus

der vereinzelt große Plagioklaskörner mit Zwillingslamellierung und einer durch Mikrolithenfülle nachgezeichneten Zonierung porphyrisch hervortreten (1-2 mm). Dünne Hellglimmerleisten sind den Qz-Fsp-Bereichen zwischengelagert. In geringen Mengen (1-2 Vol.%) kommen noch Biotit, Chlorit, Epidot und Calcit vor.

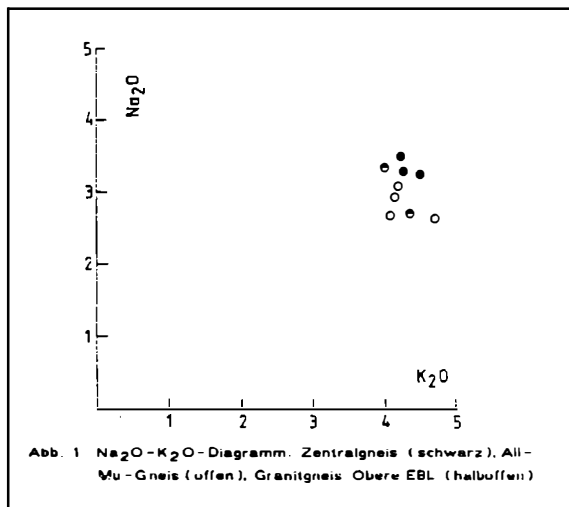
An der Basis sind dünne quarzreiche Lagen ausgebildet und es tritt eine syn- bis postkinematische Albitsprossung auf. Um einen Kern mit rotiertem Interngefüge aus submikroskopischen, stengeligen Mineralen wächst eine mikrolithenfreier Rand. Zum Top der Lage hin setzt eine zunehmend stärkere Granat-Sprossung ein. Trägt man die Modalanalysen im QAP-Dreieck für Plutonit ein, kommen alle Proben im Granitfeld nahe des Übergangs zum Granodiorit zu liegen. Sie fallen dort mit Analysen aus dem granitischen Zentralgneis zusammen.

Chemische Analysen unterstützen diese Beobachtung: Die Hauptelementzusammensetzung ist granitisch und z.B. im $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Diagramm (Abb. 1) bilden die Analysenpunkte beider Gesteinstypen eine Punktwolke aus. Zusammenfassend betrachtet ließe sich der Hellglimmergneiskomplex also auch als Mylonitlamelle interpretieren, die vom eigentlichen Zentralgneis abgesichert und extrem ausgewalzt worden ist. Versuche, Strainanalysen an Qz-Fsp-Aggregaten durchzuführen (WEGER, 1988), ließen sich nicht quantifizieren, weisen jedoch auf ein deutlich oblates Strainellipsoid hin.

Neben Apatit und Zirkon ist Allanit ein auffallender akzessorischer Bestandteil. In den biotitreichen Arealen tritt er nicht auf. Die Körner besitzen scharfe Umriss ohne randliche Umwandlungserscheinungen und sind etwa 300 - 500 μm groß, nur selten größer. Es ist also kein Epidot/Klinozoisitsaum festzustellen. Der deutliche Pleochroismus ist dunkelbraun bis rotbraun und meist sind einfache Zwillinge ausgebildet. Die Körner sind vereinzelt in 2 bis 3 Bruchstücke in der Foliation zerrieben. Oft ist eine randliche Korrosion zu beobachten, die buchtig in das Korn hineingreift. Isotropisierung tritt nicht auf, was wohl auf die alpidische Rekristallisierung zurückzuführen ist.

Aufgrund der o.a. Aussagen kann man den Allanit als weiteres Indiz für die orthogene Natur dieser Gneislamelle werten, woraus Konsequenzen für die Seriengliederung am Hochfeiler folgen:

Neben der in höherer tektonischer Position auftretenden Oberen Eisbrugglamelle wird erstere als Untere Eisbrugglamelle (= Liegendschenkel einer mächtigen Zentralgneisabscherungsfalte ?) eingeführt.



EXNER, CH. (1967): Orthit in den Gesteinen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern). *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* **11**, 358-372.

WEGER, M. (1988): Geologische Kartierung im Oberen Unterbergtal, Zillertaler Alpen, Südtirol, Italien. Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, 1. Teil.

THE URAL EPIDOTIC TERRIGENO-MINERALOGICAL MACROPROVINCE

OSOVETSKY, B.M.

Perm State University, Bukireva 15, 614600 Perm, USSR

1. The Ural terrigeno-mineralogical macroprovince is one of the largest in the world. Minerals of epidote group are the main components of an Upper Paleozoic, Mesozoic, Cenozoic terrigenous rock heavy fraction in the Ural. In the west the Ural macroprovince borders on the Scandinavian (garnet-amphibolitic) and the Ukrainian (ilmenite-staurolite-tourmaline-hydrogoethitic) macroprovinces. Its eastern boundary transects the West Siberia territory. On the whole, the Ural macroprovince is a meridionally elongated zone about 3000 kilometres in length and more than 1500 kilometres in width.

2. Rocks of the Ural greenstone belt are the reservoir of fragmental rocks for minerals of the epidote group. They were revealed by erosion in the Upper Permian, in the final stage of Hercynic cycle tectogenesis. It predetermined forming of "a mineralogical line" which separated terrigenous deposits containing heavy mineral epidote bearing associations from older rocks mainly containing ore associations. By large scale development of various epidote bearing rocks also well-formed epidote crystals (Shishimsky, Nazyamsky Mountains), associated with Alpine type veins, are also found in the Ural.

3. Epidote, clinozoisite and zoisite prevail over epidote group mineral grains in a terrigenous rock heavy fraction. Opaque and semi-transparent mineral grain aggregates, epidote bearing rock debris, aggregates of epidote and zocrite with quartz, pyroxenes. Ore minerals are typical. Density of aggregates and monomineral grains varies from 3.06 to 3.48 g/cm³. The Ural epidote differs from epidote of other regions of the USSR in high contents of some minor elements (vanadium, manganese, yttrium, copper).

4. Hypergenesis, sedimentogenesis and lithogenesis resulted in different transformations of epidote group mineral grains contained in the Ural terrigenous rocks. Hypergenesis, provided hot humid climate, results in nearly complete decay of epidote grains. That's why there are very few epidote grains in Paleogene and Neogene crusts of weathering and deposits formed as a result of scouring. By sedimentogenesis differentiation of epidote group mineral grains according to their hydraulic bigness takes place. Migrationability of grains of epidote and mainly zoisite is rather high. It promoted forming of a macroprovince large in territory. Lithogenesis nearly did not affect epidote grains.

5. The great variety of epidote group minerals provides their wide use: as semi-precious stones, as mineralogical indicators, by dissection and correlation of sections, by studying of mineral association evolution and so on.

VOLCANIC ARCS AND MARGINAL BASINS

PEARCE, J.

Department of Geological Sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, England

Volcanic arcs are often-arcuate chains of volcanic edifices constructed above subducting oceanic lithosphere. They can develop on oceanic or continental lithosphere and commonly have small oceanic, or marginal, basins on their concave sides.

Petrologically, most lavas from volcanic arcs belong to the BADR (basalt, andesite, dacite, rhyolite) series and contain sub-alkaline mineralogies based mainly on plagioclase feldspar and ortho- and clinopyroxene, with olivine hornblende, biotite, potassium feldspar and quartz also present in some samples. A second subdivision can be made according to potassium content in which the least potassic belong to the island arc tholeiite series, the intermediate belong to the calc-alkaline series and the most potassic belong to the shoshonitic series. There is a good correlation between potassium content and tectonic setting, intraoceanic arcs with little sediment subduction being most tholeiitic, and arcs undergoing rifting or experiencing extensive sediment subduction being most shoshonitic. The oft-cited correlation between potassium content and depth to Benioff Zone is less obvious. Lavas from marginal basins show a transition from these compositions to the compositions of mid-oceanic ridge basalts according to their distance from the subduction zone and the degree of extension of the basin.

Tectonically, volcanic arcs appear to develop in an episodic way, with periods of arc construction interspersed with periods of quiescence and extension, to produce the complex sequences of active and extinct arcs and basins that are best seen in the Western Pacific. Arcs can also experience compression, as in the Central Andes where the arc has developed on crust of double-normal thickness. Other processes such as ridge subduction and rates of subduction can also have an effect on arc activity.

Volcanic arcs can best be distinguished chemically from other magma types by the selective enrichment of those elements that are introduced into the sub-arc mantle as a result of dehydration and melting in the subducted oceanic lithosphere and its sedimentary cover, notably those forming volatile species (such as hydrogen, carbon and sulphur) and those soluble in water-rich fluids (such as the alkali and alkali earth elements). The high volatile content of the resulting magmas, coupled with enhanced abundances of economically-important metals such as gold and copper, mean that volcanic arcs host many types of ore, porphyry copper and epithermal gold deposits being amongst the most important.

MAGNETISCHE ANOMALIEN IM TAUERNFENSTER UND IHRE INTERPRETATION

PESTAL, G., HEINZ, H.

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Das charakteristische magnetische Muster des Tauernfensters konnte mit Hilfe der Kenntnis einiger magnetischer Parameter, unter Berücksichtigung von Feldbeobachtungen und Information über die Zusammensetzung der ferrimagnetischen Phasen zum Großteil geologisch interpretiert werden. Als Grundlage dienten die Ergebnisse der 1977-1982 vorgenommenen aeromagnetischen Befliegung des Bundesgebietes, die in der Isoanomalienkarte der Totalintensität dargestellt sind (Abb. 1).

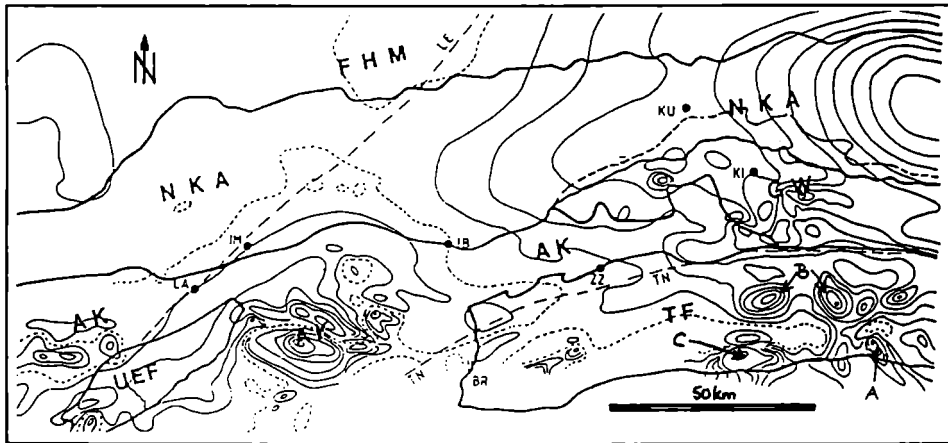


Abb. 1: Vergleich der geologischen Groseinheiten mit dem magnetischen Muster; Abkürzungen: BR = Brenner, IM = Imst, IB = Innsbruck, KI = Kitzbühel, KU = Kufstein, LA = Landeck, ZZ = Zell/Ziller; FHM = Flysch, Molasse, Helvetikum, NKA = Nördl. Kalkalpen mit sedimentärer Basis (strichliert), GW = Grauwackenzone, AK = Austroalpines Kristallin, TF = Tauernfenster, UEF = Unterengadiner Fenster, TN = Tauernnordrandstörung und ihre Fortsetzung nach SW, LE = Loisach/Engadin-Linie.

Die Form einer magnetischen Anomalie ist von folgenden Faktoren abhängig:

- von der Tiefe und der Magnetisierung des sie verursachenden Störkörpers
- von der Pauschalsuszeptibilität dieses Körpers (Suszeptibilität und Magnetisierung hängen eng zusammen)
- von allfälligen remanenten Magnetisierungen
- von der Lage des Störkörpers (Streichen und vor allem Fallrichtung)
- und von seiner tektonischen Geschichte, die seine Form und unter Umständen auch seine für die magnetischen Eigenschaften wesentlichen Mineralphasen beeinflusst.

Zusätzlich zu den aerogeophysikalischen Daten standen auch bodengeophysikalisch gewonnene Meßergebnisse (Suszeptibilitätsmessungen in situ und δZ -Messungen zur Erfassung remanenter Anteile der Gesamtmagnetisierung zur Verfügung).

Das Tauernfenster wird - zumindest in seinem zentralen Teil - von ausgeprägten, durch hohe Gradienten und Amplituden, sowie kurzen Wellenlängen gekennzeichneten magnetischen Strukturen dominiert (Abb. 1).

Die Anomalie "A" in der Abb. 1 (aus HEINZ & SEIBERL, 1990, verändert) wird durch die Serpentinittkörper der Glocknerdecke verursacht. Dafür sprechen geologische Befunde als auch die gemessenen Suszeptibilitäten (HEINZ & PESTAL, 1988). Die unter "B" zusammengefaßten Strukturen liegen östlich und westlich des Granatspitzkernes (Abb. 2).

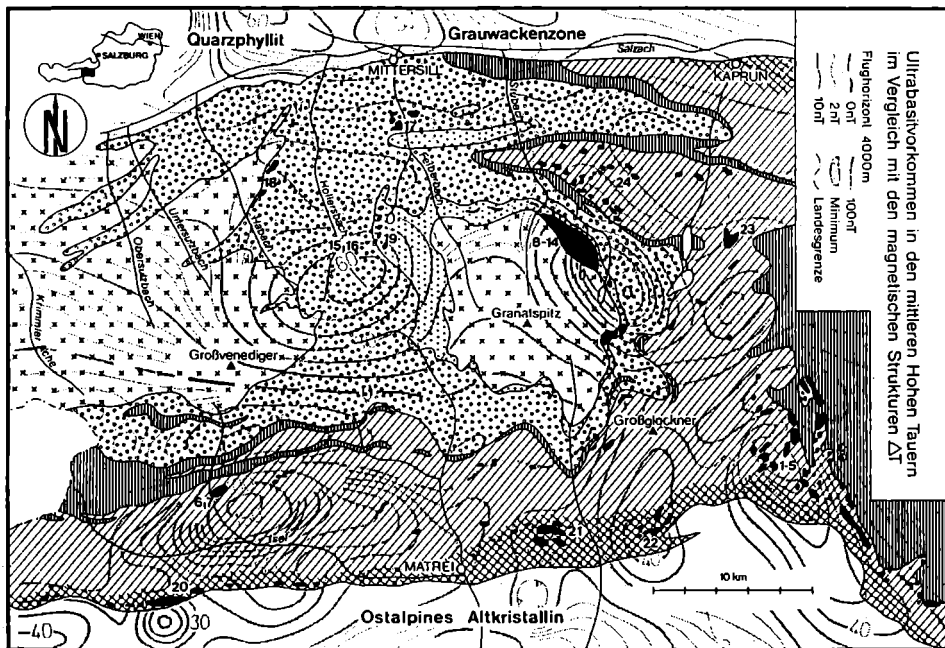


Abb. 2: Ultrabasite (schwarz) in den zentralen Hohen Tauern und das magnetische Muster. Kreuze = Zentralgneise, Punkte = Granatspitzhülle, Kreise = Hülle des Venedigerlappens u. der Habachzunge, senkrechte Schraffur = Bündnerschiefer s.l., schräge Schraffur = Bündnerschiefer der Glocknerdecke, Kreuzschraffur = Matreier Zone und Äquivalente (aus HEINZ & PESTAL, 1988).

Während die östliche dieser Strukturen mit den Hüllserien des Granatspitzkernes direkt korrelierbar ist, läßt die westliche keine direkten Parallelisierungen zu geologischen Komplexen zu. Die Basisamphibolite am Hintersee (Punkt 19 in Abb. 2), die mit etwa 35 bis 40° nach Westen einfallen und auch die entsprechenden Parameter aufweisen, können als Verursacher dieser Anomalie angesehen werden.

Die Anomalie "C" - bei Prägraten - ist gleichfalls Ultrabasiten der Glocknerdecke zuzuordnen. Die Unterschiede in der Lage der Zentren der Anomalien und der aufgeschlossenen Gesteinskomplexe ist auf die Einflüsse remanenter Anteile der Magnetisierung rückführbar (Abb. 2).

Schließlich wird im Rahmen dieser Studie die Bedeutung der Tauernnordrandstörung

und ihrer Fortsetzung nach SW diskutiert.

HEINZ, H. & PESTAL, G. (1988): Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern. Jb.Geol.B.-A. Wien 131, 285-289.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. Mem.Soc.geol.Fr. Jg. 1990, 156, im Druck.

EPIDOTE AND ORE DEPOSITS - A WORLD VIEW

PLIMER, I.R.

Geology Department, University of New England, Armindale, N.S.W. 2351, Australien

DESCRIPTION OF HYDROCHEMICAL FEATURES OF THE WATER SURROUNDING THE TOWN RIJEKA

RAICA, D.

Institut für Geochemie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger - Ring 1, A - 1010 Wien

The goal of this work is to determine the chemical character of water, sources of metals in underground water and possible connections among them. Water samples were analysed for Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Li^+ , Zn^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} , Hg^{2+} and Mn^{2+} using AAS. The study area is in the region of Dinaric Karst in the area of the Rjecina river drainage system. Its main characteristic is the predominant presence of underground flows. In the study area are zones of collection, periodical outflow and permanent outflow. Samples were collected from: Zvir (spring), Martinscica (well in production), Klana (well not yet in production) and Rjecina (spring) at different times during the year.

The Zvir and Rjecina spring samples show increased amount of Ca^{2+} and Mg^{2+} with respect to the other locations. Their collection zones are situated in limestone and dolomite rocks. The amounts of Ca^{2+} , Na^+ and K^+ in Zvir samples depend on hydrological cycles more then those from the Rjecina river. Samples from the Martinscica and Klana locations are totally different. During the dry season water acquires characteristics of surrounding sediments. In the region of Klana the greater concentration of K^+ and Na^+ shows the influence of Quarternary and flysch sediments. In the Martinscica location Ca^{2+} cations dominate because underground water infiltrates carbonate rocks. During the rainy season samples from Klana show increased amounts of Ca^{2+} and decreased amounts of K^+ and Na^+ , which indicates water composition derived from carbonate rocks. At the Martinscica location increased amounts of K^+ and Na^+ and decreased amounts of Ca^{2+} show the effect of flysch on

the water composition. The lowest concentration of the heavy metals and constant amounts of metals in spite of different water level are from Zvir samples. An increased content of Zn^{2+} and Pb^{2+} from the Rjecina river was observed during a period of high water level. Those concentrations result from the mixing of water with different origins. Samples from Martinscica and Klana locations have the flysch water type and contain increased amounts of trace elements. The concentration of some cations is greater than that legally permitted. When the water level in that location is low pollution may result, therefore the heavy metal content of the underground water should be observed with care.

PFLANZLICHE MIKROFOSSILIEN AUS DER ÄLTEREN UND JÜNGEREN SCHIEFERHÜLLE DES TAUERNFENSTERS

REITZ, E., HÖLL, R.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2

Gut erhaltene Acritarchen und filamentöse Hüllen sind in Schwarzphylliten der Älteren Schieferhülle zwischen der Gerlosplatte und dem Farnbichl nachgewiesen. Der Fossilbefund ist identisch mit oberrhätischen/unterdevonischen Spektren der Russischen Tafel, Skandinaviens und Nordamerikas. Mikrofossilien aus den Habachphylliten im Habachtal zeigen eine gute Übereinstimmung mit obigem Befund, sind jedoch schlechter erhalten. Ferner sind die Arten- und Individuenvielfalt geringer. Einzelne Formen lassen aber dennoch artspezifische Charakteristika erkennen. Vorliegende Fossilenspektren und geologische Kriterien implizieren enge altersmäßige Beziehungen zwischen den Schwarzphylliten in Bereich Gerlosplatte-Farnbichl und den Habachphylliten. Spärliche Fossilfunde liegen auch aus den Basisschiefern der Felbertal-Ostseite vor.

Palynologische Untersuchungen erbrachten außerdem den Nachweis stratigraphisch verwertbarer Mikrofossilien in der Jüngeren Schieferhülle am Ostrand des Tauernfensters. Im Spektrum dominieren Farnsporen, wobei die Vertreter der Gattung *Cicatricosisporites* überwiegen. Diese Gattung tritt erstmals im Kimmeridgium auf, erreicht ihr Verbreitungsmaximum allerdings erst während der tiefen Unterkreide (*Berriasium/Valangium*). In der tiefen Unterkreide setzen auch Vertreter der *Plicatella*-Gruppe ein, die mit mehreren Arten in unseren Proben nachgewiesen werden konnten. Nach den Sporenspektren können die bearbeiteten Gesteine aus dem höheren Teil der Jüngeren Schieferhülle nicht älter als tiefe Unterkreide sein, allerdings auch nicht der Oberkreide zugerechnet werden.

ORDOVIZISCHE ACRITARCHEN AUS DER NÖRDLICHEN GRAUWACKENZONE UND DER INNSBRUCKER QUARZPHYLLITSERIE

REITZ, E., HÖLL, R.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Lulsenstraße 37, D-8000 München 2

Aus der Nördlichen Grauwackenzone waren bis vor kurzem nur Fossilfunde aus dem Zeitraum ab Caradoc bekannt. Gut erhaltene Acritarchen-Spektren aus den Unteren Wildschönauer Schiefen nahe Reith bei Kitzbühel verweisen auf ein tiefordovizisches Alter (Tremadoc). Sie ermöglichen erstmals eine genauere stratigraphische Einordnung eines tiefen Teils der Nördlichen Grauwackenzone im Kitzbüheler Raum. Der Nachweis weiterer ordovizischer Acritarchen in Wildschönauer Schiefen konnte ferner im Tal der Kelchsauer Ache und im Tal der Windauer Ache erbracht werden.

In der Innsbrucker Quarzphyllitserie wurden ebenfalls erstmalig Ordovizium mit Acritarchen belegt. Die Fossilfunde stammen aus dem südlichen Talbereich der Windauer Ache. Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

ASPEKTE DER PRÄALPIDISCHEN KRUSTENENTWICKLUNG IN ÖSTERREICH - EIN FORSCHUNGSSCHWERPUNKT

RICHTER, W.

Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Die komplexe und vielfältige Geschichte des präalpidischen Kristallins in Österreich ist Gegenstand eines Schwerpunktprojektes des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. An diesem Schwerpunktprojekt sind Geowissenschaftler von acht universitären und außeruniversitären Institutionen beteiligt, die mit kristallingeologischen, strukturgeologischen, petrologischen, geophysikalischen und isotopengeologischen Methoden versuchen eine Reihe von aktuellen Problemen der Metamorphose, des Magmatismus, der Tektonik und der Krustenstruktur in den drei Großbereichen präalpidisch geformter Kruste in Österreich, in der Böhmischen Masse, im Tauernfenster und im ostalpinen Altkrystallin zu lösen. Dabei sind Fragen nach dem Metamorphoseablauf und der strukturellen Entwicklung der voralpidisch geprägten Gesteinsabfolgen und ihrer Altersstellung ebenso wesentlich wie Fragen nach der Herkunft und dem Alter der Magmatite, insbesondere der Granitoide, oder der Bedeutung von Einbindung ozeanischer Lithosphäre in das Geschehen, etc.. Umfassendes Ziel dieses interdisziplinären Schwerpunktes ist eine quantifizierte Rekonstruktion der variszischen und z.T. vorvariszischen Orogenese in diesem Raum. Das Schwerpunktprojekt tritt in eine Phase, in der bereits eine Reihe von Ergebnissen aus den einzelnen Teilprojekten vorliegen. Es wird der Versuch unternommen, diese Teilergebnisse im Sinne des Gesamtprojektes zusammenfassend darzustellen.

ZUR PRÄALPIDISCHEN ENTWICKLUNG DES TAUERNFENSTERS AM OSTRAND DES VENEDIGERMASSIVS

SCHERMAIER, A.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Der äußerste Ostrand des Venedigermassivs der Hohen Tauern, welcher den Grenzbereich der Zentralgneise zum Altkristallin aufschließt, wurde geologisch petrographisch neu bearbeitet und im Maßstab 1:10.000 kartiert (SCHERMAIER, 1990). Im Randbereich des starren Zillertal-Venediger Zentralgneisblocks wurden die voralpidischen Strukturen und Baupläne von der alpidischen Tektonisierung offensichtlich ausnahmsweise gut geschont, denn es läßt sich hier aufgrund der heutigen Verbandsverhältnisse noch eine klare Altersabfolge von voralpidischen Granitgenerationen feststellen.

Dabei kann ein älteres granitbildendes Ereignis dokumentiert werden, welches in einem tieferen Krustenmilieu stattgefunden hat und das zur Bildung des anatektisch-granitischen Hochweißfeldgneises (CORNELIUS & CLAR, 1939; CORNELIUS, 1941; FUCHS, 1958) führte. Dieser Granitgneis liegt nämlich ohne scharfe Grenzen inmitten von Anatexiten.

Im gesamten Bereich des Venediger-Ostrandes werden solche ältere anatektische Gefüge und Baupläne noch von jüngeren Granitoiden in Form von Gängen und spaltenfüllenden Körpern mit scharfen Grenzen diskordant durchbrochen. Diese jüngere Gruppe von Intrusionen wird von mir aufgrund geologischer, petrographischer und geochemischer Kriterien mit der Intrusion des großen tonalitischen Venedigerplutons im Westen in Zusammenhang gebracht. So ist z.B. der Weißeneck-Dichtensee-Gneis (FUCHS, 1958) als intrusive Teilschmelze dieses großen Tonalitkörpers aufzufassen.

Die oben genannten Anatexite im Bereich des Venediger-Ostrandes müssen also zur Zeit der Tonalitintrusion schon relativ abgekühlt gewesen sein, da im Zusammenhang mit dieser Intrusion ein blockartiges Aufbrechen des alten Daches zu beobachten ist (SCHERMAIER, 1990), wie sie bei seichten Hochplutonen vorkommt. Die Intrusion des Venedigerplutons kann also keinesfalls die Ursache für die verbreitete Anatexis im Riffdeckenkristallin gewesen sein. Zwischen der in größerer Tiefe stattfindenden granitischen Bildung des Hochweißfeldgneises und seiner migmatischen Umgebung einerseits und der relativ dachnahen hochplutonischen Durchschwärmung andererseits, welche dieselben Gesteine später erfaßte, ist vielmehr ein größerer zeitlicher Abstand zu fordern, während dessen die Abkühlung und Hebung des anatektischen Baues stattgefunden haben muß. Der Venedigertonalit samt Ausläufern ist demnach am ehesten als variszisch postorogen, der ältere anatektische Bau als variszisch synorogen oder älter anzusehen (vgl. auch SCHERMAIER, VON QUADT, FRASL & FINGER, 1990).

CORNELIUS, H.P. (1941): Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. Ber.Reichsstelle f. Bodenf. Jg. 1941, H.1/2, 14-20, Wien.

CORNELIUS, H.P., & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (Teil I).

- Abh.d.Zweigstelle für Bodenf. 25, 1-305, Wien.
- FUCHS, G. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze - Großvenediger, Hohe Tauern. Jb.Geol.B.-A. Wien 101, 201-248.
- SCHERMAIER, A. (1990): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Ostende des Venedigermassivs/Hohe Tauern (Salzburg/Osttirol). Unveröff. Diplomarbeit, 111 S., Universität Salzburg.
- SCHERMAIER, A., VON QUADT, A., FRASL, G. & FINGER, F. (1990): Zur präalpidischen Entwicklung der kontinentalen Kruste im mittleren Tauernfenster. Abstracts TSK III, 199-202, Graz.

THE DEVONIAN INTRAPLATE VOLCANISM OF THE NORTHERN GRAYWACKE ZONE, EASTERN ALPS

SCHLAEGEL-BLAUT, P., HEINISCH, H.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2

The Northern Graywacke Zone belongs to the Upper Austroalpine nappe system. These Paleozoic polymetamorphic rocks include important volumina of various basic magmatites, with maximum thicknesses of 400 m. At two localities within these low-grade metamorphic rocks the age of the basic volcanites was determined by fossils: Silurian in the eastern part of Graywacke zone (Eisenerz Graywacke Zone; SCHÖNLAUB, 1982) and Lower Devonian in the western part (Kitzbühel Graywacke Zone; HEINISCH et al., 1987).

Detailed volcanological and geochemical investigations, basing on a vast data collection, lead to a new geodynamic interpretation of the basic magmatism.

By a combination of characteristics derived from different relic volcanogenic textures (pillows, hyaloclastites, pumice lapilli, scoria etc.) an island volcano-model can be reconstructed: The basis part is built up by pillow-basalts and gabbroic sills. When reaching shallow water, explosive volcanism with different pyroclastics is dominant (lapilli and ash tuffs etc.). On the slopes and within the basins reworked volcanic debris (tuffites) is deposited. Highly vesicular pumice lapilli and beach boulders prove temporary subaerial stages. Widespread and thick pyroclastic sequences show that most of the eruptions took place above the PCL (pressure compensation level; FISHER, 1984). This determines a maximum depth of water of ca. 500 m for extrusion.

Geochemically, most of the rocks are transitional basalts and alkalibasalts, subordinate some tholeiites occur. All samples are enriched in immobile incompatible elements (P, Zr, Nb), particularly in Ti and the light rare earth elements (LREE). Discrimination diagrams and typical element ratios (e.g. $Hf/Ta < 2$) point out the genesis of the rocks in a within-plate geotectonic position. There is a good accordance with the typical element patterns of ocean island basalts (e.g. strong enrichment of the elements Ti, P, Zr, Nb, Th and Ta relativ to an average MORB composition). A lherzolitic mantle material, primarily enriched in incompatible elements is suggested as source rock

(SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

In addition to these intraplate-magmatites, in a small area in the Western Graywacke Zone a thick sequence of pillow- and sheetflows exists (basalt-sill complex of Maishofen); the volcanological investigations prove an extrusion depth in deeper water, below the PCL. The geochemical characteristics of these rocks are ambiguous. They are less enriched in incompatible elements, and show affinities to MORB's and intraplate basalts as well as to island-arc tholeiites. Based on recent field results, a model is presented which relates the basalt-sill complex to an independent magmatic event, which must be younger than the Lower Devonian intraplate volcanism.

Many of the sometimes contradictory plate tectonic models for the Alpine Paleozoic were based on the basic volcanism of the Graywacke Zone. The data presented here require a revision of the various models. The basic magmatism is not connected with supposed Caledonian movements, but belongs to the Variscan history. The overwhelming majority of the examined rocks displays neither a relationship to an active plate margin, nor to a mature ocean ridge and even a subduction event can be excluded. In the new genetic model presented, the basic intraplate volcanism is correlated with volcanic buildings (e.g. seamounts, island volcanoes) in a shallow marine environment. This is in good accordance with the sedimentological data (HEINISCH, 1988) which prove a nearby passive continental margin. Very similar to the Variscan belt of Central Europe in general, also in the Alpine realm is no evidence for a completely developed ocean. The Silurian-Devonian basic intraplate magmatism of the Graywacke Zone represents a phase of extensional tectonics and is probably in connection with mantle-plume mechanisms.

FISHER, R.V. (1984): Submarine volcanoclastic rocks. In: KOKELAAR, B.P., HOWELLS, M.F. (Eds.): Marginal basin geology. Geol.Soc.Spec.Publ. 16, 5-27, Blackwell Scientific Publications, London.

HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen. Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt. 68, 470-418.

HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). Jb.Geol.B.-A. Wien 130, 2, 163-173.

SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. Abh.Geol.B.-A. Wien 43, (in press).

SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Das Paläozoikum in Österreich. Abh.Geol.B.-A. Wien 33, 124 S.

STRAINANALYSEN AN DEN POSTVARISZISCHEN METAKONGLOMERATEN DER GREINERMULDE (WESTLICHES TAUERNFENSTER, ÖSTERREICH/ITALIEN)

SCHÖN, Ch., LAMMERER, B.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2

In isoklinalem Faltenbau mit einer Amplitude von bis zu 5 km finden sich in der Greinermulde grobklastische Folgen des postvariszischen Tauern-Autochthons (LAMMERER, 1986; SCHÖN & LAMMERER, 1989). Die in ENE-WSW-Richtung auf einer Länge von über 15 km vergleichsweise gut aufgeschlossenen Metakonglomerate und Metabrekzien beinhalten mit ihrem Geröllbestand ein Füllhorn ausgezeichneter "strain-marker". Obwohl aufgrund des unter dem Einfluß von Druck, Temperatur, Matrixanteil, fluiden Phasen u.a. noch nicht näher definierten Kompetenzverhaltens der einzelnen Komponenten keine Abschätzung über den Absolutbetrag der Deformation getroffen werden kann, erlaubt die detaillierte und nach Geröllarten spezifizierte Aufnahme von (derzeit etwa 400) Strainanalysen fundierte Aussagen und eine flächenhafte, vergleichende Darstellung der innerhalb des Vorkommens zeitlich und räumlich signifikant wechselnden Beanspruchungsverhältnisse.

Generell zeigen die Gerölle dabei in den Faltenscharnieren deutlich prolata, in den Faltenschenkeln vorwiegend oblate Beanspruchung, die auf die Überlagerung zweier voneinander abtrennbarer Deformationsphasen - D_2 und D_3 - (LAMMERER, 1988) zurückzuführen ist. Zusätzliche Überprägungen dieses allgemeinen Baustils liefern Hinweise auf Art und Umfang spät- D_3 -deformativer Bewegungen, die vielfach bereits den allmählichen Übergang von rein duktiler zu duktil-spröder (D_4 -) Deformation und damit die einsetzende Tauern-Aufwölbung dokumentieren.

Am Nordrand des Vorkommens belegt eine nochmalige extreme Auslängung, die den ursprünglich oblat deformierten Geröllen stellenweise wiederum deutlich prolaten Charakter verleiht, in der Nähe zum Tuxer Zentralgneis späte transpressive Verformung mit stark dominierender horizontaler Komponente.

Ebenfalls extreme Auslängung in Verbindung mit starker Ausdünnung der Einheit und mit Ausnahme einiger Geröllrelikte in weiten Bereichen beinahe vollständiger Rekristallisation im Bereich zwischen Schlegeis- und Zemmgrund lassen, in Verbindung mit der am "Kirchl", S des Ochsner und am Schwarzsee wieder deutlich geringer beanspruchten Fortsetzung des Vorkommens, eine Boudinage zum Formschluß hin erkennen.

Die zunehmende Ausdünnung in den zum Pfitschtal hin divergierenden Faltenflanken verstärkt in diesen Bereichen die Wirkung der \pm N-S gerichteten Beanspruchung und damit des oblaten Charakters der Geröll-Deformation. Auch hier unterliegen jedoch Partien in der Nähe des Kontakts zum Tuxer Zentralgneis (z.B. im oberen Aigerbach) sehr starker prolater Deformation.

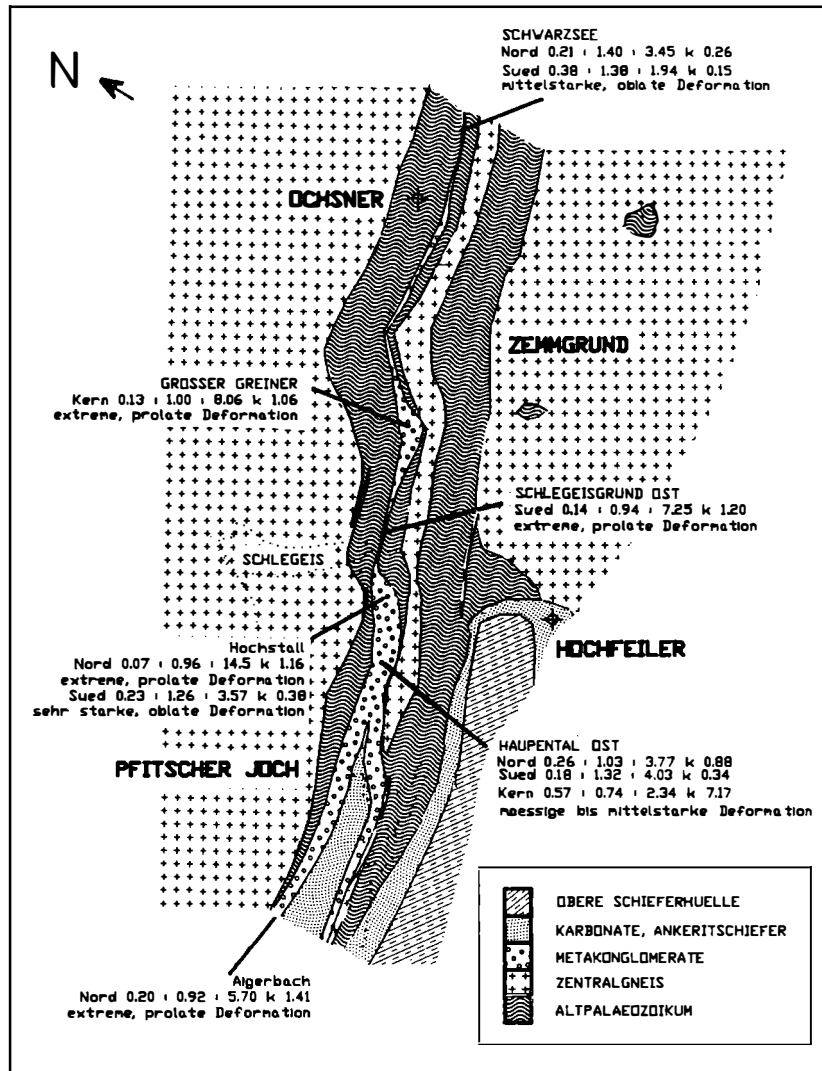


Abb. 1: Normierte Achsenverhältnisse der an Aplitgranit-Geröllen der Greinermulden-Metakonglomerate ermittelten Strainellipsoide, dargestellt in vereinfachter geologischer Übersichtskarte (als Altpaläozoikum sind alle bezüglich der Intrusion der Hauptmasse der Zentralgranitoide präexistente Gesteine zusammengefaßt).

- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. Jb.geol. B.-A. Wien 129, 51-67.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). Geol.Rundschau 77, 143-156.
- SCHÖN, C. & LAMMERER, B. (1989): Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich. Mitt.Österr.Geol.Ges. 81, (1988), 219-232.

THE BREAKDOWN OF EPIDOTE GROUP MINERALS IN THE AMPHIBOLITE FACIES OF DEVONIAN REGIONAL METAMORPHISM, CENTRAL MASSACHUSETTS, USA

SCHUMACHER, R., SCHUMACHER, J.C.

* Institut für Mineralogie der Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster

** Mineralogisch-Petrographisches Institut, Olshausenstraße 40, D-2300 Kiel

The investigated zoisites (Zo), clinozoisites (Clz), and epidotes (Ep) coexist with actinolite or hornblende (Hbl) + clinopyroxene (Cpx). The metamorphic grade ranges from about 580 °C, 6.2 kbar to 720 °C, 6.3 kbar, which corresponds to amphibolite- to lower granulite-facies conditions. Based on assemblages in pelitic schists, the region was divided into six metamorphic zones (lowest to highest): I - kyanite + staurolite (St) + muscovite (Mus); II - sillimanite (Sil) + St + Mus; III - Sil + Mus (St-out); IV - Sil + Mus + K-feldspar (Ksp); V - Sil + Ksp (Mus-out); VI - Sil + Ksp + garnet - cordierite (metamorphic zones of TRACY et al., 1976).

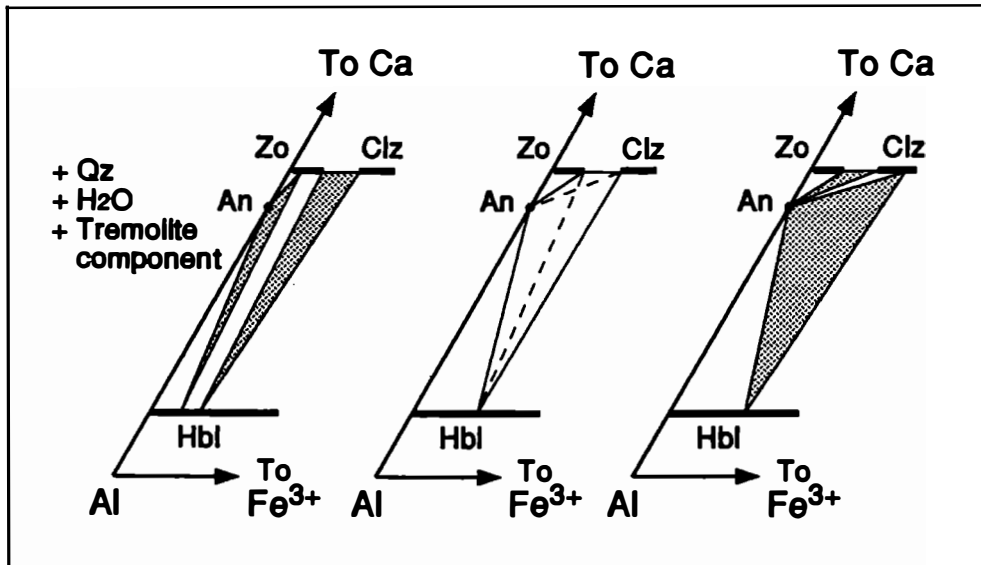


Fig. 1: Schematic reaction sequence to explain prograde (?) ferric Fe zoning in Zo and Clz.

The epidote group minerals range in composition from $X_{\text{Fe}^{3+}} \cdot [\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})] = 0.028$ (Zo) to 0.311 (Ep). Zo and Clz are abundant in metamorphic zones I and II, but in rocks of equivalent composition, they are considerably less common in metamorphic zone IV, where epidote is still stable. All three epidote group minerals are absent in zones V and VI. At these grades, assemblage Hbl + Cpx + Plag (without Qz) is stable. Due to the major effect of oxygen fugacity ($f\text{O}_2$) on epidote stability (LIOU, 1973), epidote breakdown in natural assemblages is difficult to investigate, because the $f\text{O}_2$ is not precisely known. In this study, no correlation was found between $X_{\text{Fe}^{3+}}$ -ratios of

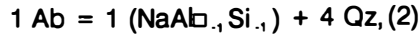
Hbl-epidote pairs and metamorphic grade. However, zoning with increasing $X_{Fe^{3+}}$ towards the rims (prograde ?) is observed in a number of samples. This may indicate the breakdown of the Al-component in Zo that breaks down to form Zo and Hbl richer in $Fe^{3+} + An$ (Fig. 1).

Natural assemblages (Fig. 2) suggest breakdown of epidote via the model continuous Fe-Mg reaction:



In the appropriate assemblages, this prograde increase of Fe^{2+} indicated in Fig. 2 is observed in Cpx and Hbl.

From lower to higher metamorphic grades, the Hbl from the epidote assemblages is also characterized by an increase in Ti-content, edenite component, and tschermakite component. The distribution of Na between the Hbl A-site and coexisting Plag is controlled by the equilibrium:



where $(\text{NaAl}_{\square}, \text{Si}_{\cdot})$ is the edenite component in Hbl, (ed)Hbl (SPEAR, 1981). The increasing (ed)Hbl may be partly dependent on the availability of free Qz during epidote breakdown. Reaction 2 can be substituted for Qz in reaction 1 giving: $\text{Fe-Mg Hbl} + \text{Clz} + \text{Ab} = \text{Fe-Mg Cpx} + \text{An} + (\text{ed})\text{Hbl} + \text{H}_2\text{O}$, which enables epidote to breakdown by the same general reaction in both quartz-bearing and quartz-absent rocks.

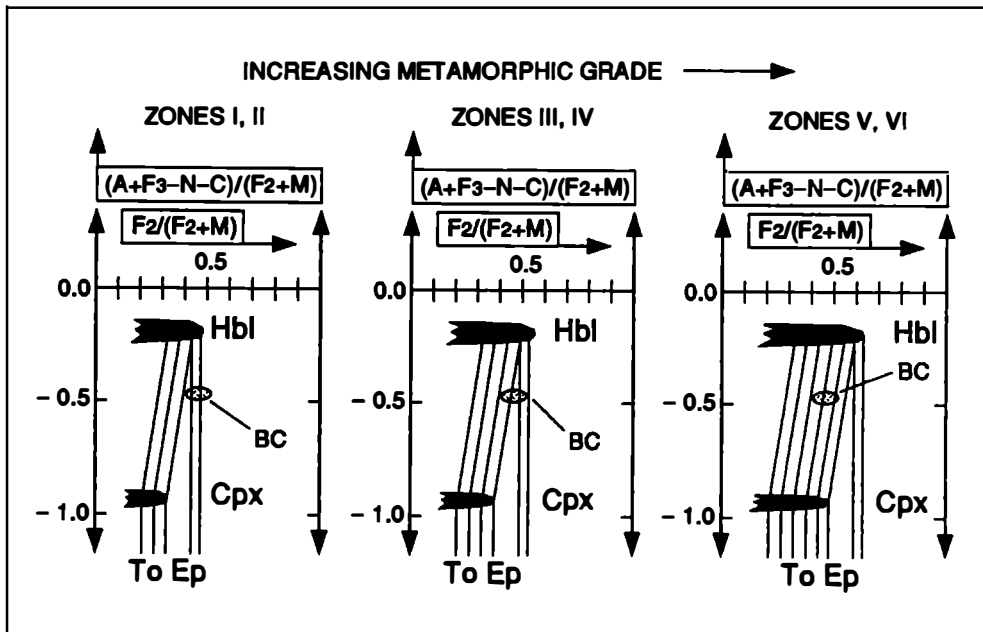


Fig. 2: Projections from Plag showing possible continuous reactions leading to the breakdown of epidote. BC = bulk composition, A = Al_2O_3 , F3 = Fe_2O_3 , N = Na_2O , C = CaO, F2 = FeO, and M = MgO.

- LIU, J.G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Journ.Petrol. 14, 381-413.
- SPEAR, F.S. (1981): Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quartz. Contrib.Min.petr. 77, 355-364.
- TRACY, R.J. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. Amer. Mineral. 61, 762-775.

DIE MINERALFUNDSTELLE KNAPPENWAND -- GESCHICHTE UND MINERALOGIE

SEEMANN, R.

Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Zu den bedeutendsten Mineralfundstellen Österreichs zählt die "Knappenwand" im Untersulzbachtal in Salzburg. Diesen Ruf erlangte sie bereits vor 125 Jahren aufgrund von Funden außergewöhnlich schöner und großer Epidote. Die Knappenwand wurde dadurch weit über die lokale Bedeutung hinaus weltbekannt und weltberühmt. Selbst heute noch besuchen jährlich viele Interessierte die Fundstelle in der Hoffnung, zumindest Reste des ehemaligen Epidotreichtums zu finden.

Der Entdecker war Alois Wurnitsch, Schustermeister aus Wald im Pinzgau, der 1865 die Kristalle durch Zufall am Fuß der Knappenwand fand. Victor Ritter von Zepharovich, Mineraloge an der Universität Prag, verfaßte bereits 1869 eine erste wissenschaftliche Abhandlung über die sensationellen Funde (ZEPHAROVICH, 1869). Im gleichen Jahr besuchte auch Aristides Brezina, Kustos am k.k.Mineralogischen Hof-Cabinet in Wien, die bereits überregional bekannte Fundstelle (BREZINA, 1871). Andreas Bergmann aus Mühlau bei Innsbruck war der erste Pächter, der die Epidotfundstelle ab 1867 als "Mineralbergbau" betrieb (LAHNSTEINER, 1980). Parallel zu den unmittelbar einsetzenden intensiven und sehr erfolgreichen Mineralabbautätigkeiten begann auch eine umfassende wissenschaftliche Bearbeitung des Epidots und seiner Begleitminerale. Die großen, zum Teil ideal geformten Kristalle waren vorzüglich geeignet zum Studium des Kristallbaues, seiner Variationsvielfalt, sowie der Kristallphysik und Kristallchemie (z.B.: H. BÜCKING, G. KLEIN, N. v. KOKSCHAROW, E. LUDWIG, C. RAMMELBERG, W. RAMSAY, A. SCHRAUF, G. TSCHERMAK, E. WEINSCHENK, F. ZAMBONINI).

Durch die Geschäftstüchtigkeit Bergmanns und dem damit verbundenen Raubbau war 1880 die erste Abbauphase bald abgeschlossen. Mit nur wenigen Unterbrechungen folgten eine Vielzahl von Pächtern wobei aber keiner mehr die Erfolge an Menge und Qualität erzielen konnte wie Bergmann. Selbst großangelegte professionelle Vortriebe im Zeitraum zwischen 1905 und 1920 haben mehr zerstört als erbracht. 1956 wurde die Verpachtung der Knappenwand von den Grundbesitzern, den Österreichischen Bundesforsten eingestellt. Ab 1977 pachtete das Naturhistorische Museum Wien diese Fundstelle. Im Rahmen des "Forschungsprojektes Knappenwand" wurde neben der

musealen Zielsetzung für Ausstellung, Dokumentation und Tausch auch die detaillierte geowissenschaftliche Bearbeitung dieser nach wie vor weltberühmten Lokalität in Angriff genommen (SEEMANN, 1987). Themenschwerpunkte sind Mineralvergesellschaftung alpiner Zerrklüfte, Bildungsbedingungen, Vergleichsfundstellen, Beziehungen zum Nebengestein, Vererzungen, Gesteinsabfolgen, Geochemie und Gebirgsbildung. Den Rahmen bildet die "Habachformation", ein sehr vielfältiger paläozoischer Anteil der Hohen Tauern (HÖCK et al., 1982, STEYRER, 1983).

- BREZINA, A., (1871): Die Sulzbacher Epidote im Wiener Museum. Min.Mitt. 1881/1, 49-52.
- HÖCK, V., STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). I.G.C.P. Nr.5, Newsletter 4, 44-46.
- LAHNSTEINER, J. (1980): Oberpinzgau von Krimml bis Kaprun. Selbstverlag A. und M. Lahnsteiner, Hollersbach, Salzburg, 3.Auflage, 723 S.
- SEEMANN, R. & KOLLER, F. (1989): Petrographic and geochemical investigations in the Knappenwand Area, Habach Formation (Tauern Window, Austria). Mitt.Österr. Geol.Ges. 81, 109-122.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg). Mitt. Österr.Geol.Ges. 76, 69-100.
- ZEPHAROVICH, V.R.v. (1869): Mineralogische Notizen: III. Neuere Mineralfundorte in Salzburg. Jb.k.k.Geol.R.-A. 19, 225-234.

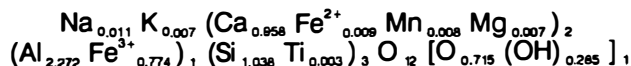
THERMODYNAMIC PROPERTIES OF EPIDOTE

SEMENOV, Y.V., SIDOROV, Y.I., GUREVICH, V.M.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, USSR Academy of Sciences, Kosygin street 19, 117975 Moscow, USSR

Epidote occurs in a wide range of geological environments. This fact is a cause of increasing attention to the estimate of the physicochemical parameters of epidote formation in nature. Accurate values of the epidote thermodynamic functions are highly desirable.

Material. For measurements the sample of epidote was taken from pegmatitic body of pluton Akzhailayu (East Kazakhstan, USSR). Chemical analysis of the epidote sample showed the following results (in mass %): SiO₂ - 38.60; TiO₂ - 0.08; Al₂O₃ - 23.90; Fe₂O₃ - 12.76; FeO - 0.26; MnO - 0.24; MgO - 0.12; CaO - 23.10; Na₂O - 0.07; K₂O - 0.07; H₂O⁺ - 0.53; total - 99.73. According to this analysis the chemical formula of the sample was calculated:



Molar mass is 483.45 g/mol.

Experiment and results: To determine the standard entropy of epidote, we measured the heat capacity in the range of 5.7 - 303.5 K in an adiabatic vacuum calorimeter (GORBUNOV et al., 1982). In the temperature interval of 5.7 - 25 K epidote was found to reveal an anomaly in C_p , that is observed up to and lower 5.7 K. Evidently, the curve of heat capacity is placed between lines 1 and 2 (Fig.1). We calculated both pairs of values limited by lines 1 and 2. The average values are $S^{\circ}_{298} = 9.1 \pm 2.3$ (J/mol·K) and $H^{\circ}_{298} - H^{\circ}_0 = 104.4 \pm 6.8$ J/mol.

Realization of Debye's law was assumed in the range of 0-25 K for normal part of epidote heat capacity. Hence we obtained the value of transition entropy and enthalpy in epidote ${}_{\nu}S^{\circ} = 6.6 \pm 2.3$ J/(mol·K) and ${}_{\nu}H^{\circ} = 56.3 \pm 6.8$ J/mol. Obtained ${}_{\nu}S^{\circ}$ value apparently refers to magnetic cooperative transition of substance [$R \cdot \ln 2 = 5.76$ J/(mol·K)] (ROSENBERG, 1963). Smoothed thermodynamic functions of epidote are presented in the Table 1. The standard entropy of stoichiometric formula of epidote $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ was obtained according to additive scheme $S^{\circ}_{298.15} = 328.9 \pm 3.2$ J/(mol·K). Using our obtained data and values from (KISELEVA et al., 1974; LIOU, 1973) we have calculated the enthalpy of formation and Gibbs free energy of epidote within the high-temperature interval (298-1000 K).

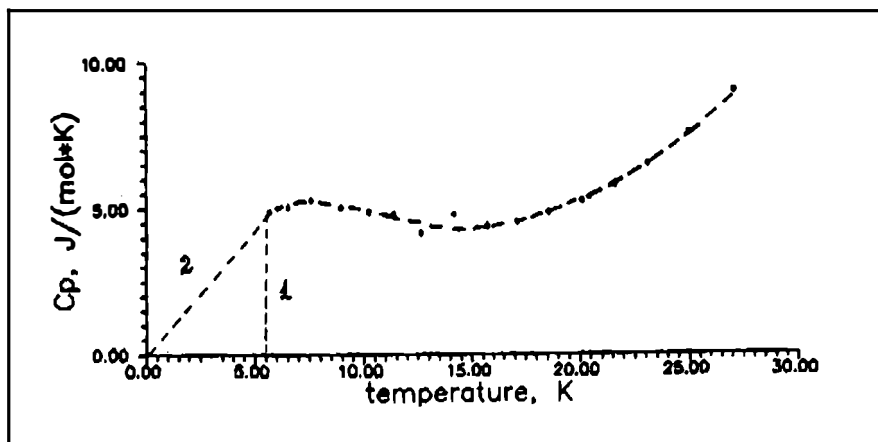


Fig. 1: Anomaly of epidote heat capacity

- GORBUNOV, V.E., GUREVICH, V.M. & GAVRICHEV, K.S. (1982): Adiabatic micro-calorimeter. *Zhur.Phiz.Khimii* 54, 235-237 (in Russian).
- KISELEVA, I.A., TOPOR, N.D. & ANDREENKO, E.D. (1974): Thermodynamic properties of minerals of the epidote group. *Geokhimiya* N 4, 543-553 (in Russian).
- LIOU, J.G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote. *J.Petrol.* 14, 381-413.
- ROSENBERG, H.M. (1963): *Low temperature solid state physics*. Oxford.

Table 1. Smoothed thermodynamic functions of epidote.

T, K	Cp°	S°	H° _T -H° ₀	T, K	Cp°	S°	H° _T -H° ₀
	J/(mol K)		J/mol		J/(mol K)		J/mol
6	4.58	2.3	6.8	80	81.35	48.0	2336
7.62	5.29	3.5	15.2	90	97.69	58.5	3231
10	4.90	4.8	27.3	100	114.18	69.7	4290
12	4.64	5.6	36.9	120	146.93	93.4	6903
14	4.45	6.3	46.0	140	178.47	118.4	10160
16	4.38	6.8	54.0	160	208.09	144.2	14028
18	4.68	7.3	63.9	180	235.38	170.3	18467
20	5.10	7.9	73.8	200	260.25	196.4	23427
30	10.79	10.6	145.5	220	282.83	223.3	28862
40	22.39	15.2	310	240	303.42	247.8	34727
50	35.60	21.6	599	260	322.51	272.9	40989
60	50.04	29.4	1026	280	340.66	297.4	47621
70	65.39	38.2	1603	300	358.57	321.6	54614

EPIDOT-HOHLFORMEN IN BERGKRISTALL

STALDER, H.A.

Naturhistorisches Museum Bern, Abteilung Mineralogie, Bernastraße 15, CH-3005 Bern

Mehrfach ist in alpinen Mineralklüften der Schweizeralpen festgestellt worden, daß Epidot nach seiner Ausscheidung wieder instabil und teilweise oder ganz aufgelöst wurde. Auf Grund von Untersuchungen an syngenetischen fluiden Einschlüssen im Wirtkristall Quarz, läßt sich belegen, daß für die Auflösung von Epidot eine CO₂-Anreicherung in der mineralbildenden Klüftlösung verantwortlich ist.

1. Beispiel: Helle Rauchquarkristalle vom Eggishorn bei Fiesch, VS (Aarmassiv)

Fluide Quarz-Einschlüsse mit ca. 8 Gewichtsprozent CO₂ können mit der Phase der Epidot-Auflösung in der entsprechenden Mineralkluft in Zusammenhang gebracht werden. (Abb. 1)

2. Beispiel: Die hydrothermale Veränderung von granitischen Gesteinen in unmittelbarer Nachbarschaft von eisenkarbonatreichen Mineralklüften im Grimselgebiet, BE (Aarmassiv).

Nicht nur früh auskristallisierte Epidote in einer alpinen Zerrklüft, sondern auch die gesteinsbildenden Epidote des Klüftnebangesteins wurden während der Phase der Ausscheidung von Ankerit und/oder Siderit in der Mineral-Zerrklüft quantitativ aufgelöst. Dies belegen sowohl Dünnschliffbeobachtungen als auch Untersuchungen von Hohlformen und fluiden Einschlüssen in Bergkristall.

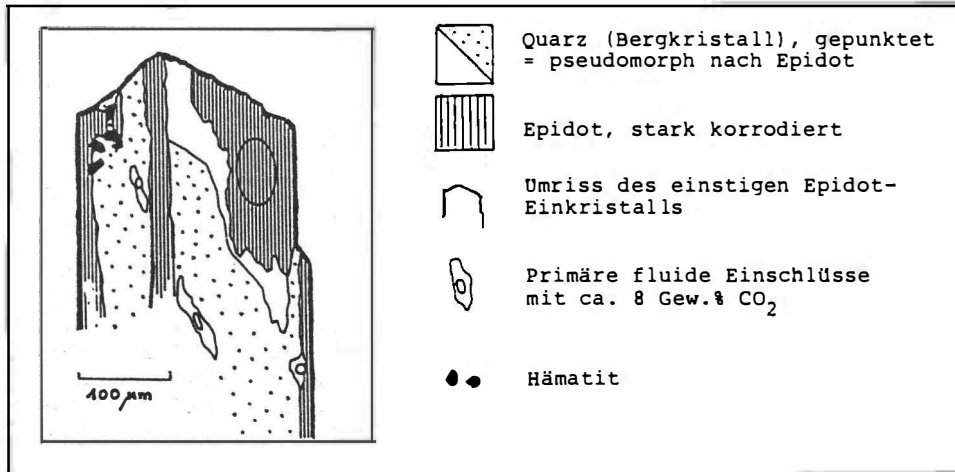


Abb. 1: Zu Beispiel 1.

EPIDOTE AS AN INDEX OF THE FLUID REGIME OF ULTRAMETAMORPHISM

SVIRIDENKO, L.P.

Institute of Geology, USSR Academy of Sciences, Karelian Research Centre, Pushkinskaya II, Petrozavodsk, USSR

Epidote is a widespread mineral which occurs in apobasic ultrametamorphic complexes of Karelia formed at the end of the Late Archaean and Early Proterozoic tectonomagmatic cycles (2.7 - 2.8 and 1.86 - 1.80 Ga). The ultrametamorphic processes were affected by reduced fluid of mantle origin which contained potassium and some rare elements. A zone of ultrametamorphism is a zone in which deep-origin fluid is oxidized. The ultrametamorphic complexes have been found to be compositionally heterogeneous laterally which is due to a difference in fluid regime. Apobasic ultrametamorphic rocks of monzodiorite and granodiorite composition with a paragenesis microcline + hornblende are formed at the high to moderate alkalinity of fluid. Magnetite is usually present, therefore the above complexes show positive anomalies in the regional magnetic field. Epidote and biotite are crystallized instead of hornblende under low fluid alkalinity. These rocks are normally magnetite-free and weakly magnetic. They show diorite, tonalite and, less often, granodiorite composition.

The conditions under which epidote is crystallized are discussed by referring to Late Archaean ultrametamorphism in the granite-greenstone terrain in Central Karelia. The ultrametamorphism occurs under isobaric conditions (7-8 kbar) at a temperature of 550-600 °C. At the early stage amphibole slates and gneisses are intensely biotitized and epidotized, and quartz appears. The veined facies of migmatites has plagiogranite

composition the formation of which is assumed to be related to acid leaching along tectonic zones under quartz-epidote-muscovite facies conditions (KORIKOVSKY, 1967). The rocks normally contain quartz-carbonate, quartz-epidote and quartz-tourmaline microveinlets.

Epidote is present as unevenly distributed fine-grained aggregate. Its colour varies from light-green to greenish-brown. Its chemical composition is presented in Table 1. Spectral analysis has shown the presence of rare-earth elements dominated by cerium which seem to be responsible for the brownish colour of the epidote.

At the late stage of ultrametamorphism the potassium potential in the fluid rises and xenomorphic microcline appears in the rock together with accessory orthite. Rock-forming minerals are intensely recrystallized and characteristic blastic structures are formed when plagioclase is more idiomorphic than dark-coloured minerals. Orthite appears instead of epidote because the redox potential of the system is changed (KHOVOSTOVA, 1962) and part of trivalent iron is reduced to divalent iron, calcium being simultaneously replaced by cerium.

KORIKOVSKY, S.P. (1967): Metamorphism, granitization and postmagmatic processes in the Precambrian of the Udokano - Stanovaya zone. M., p. 295 (in Russian).
 KHOVOSTOVA, V.A. (1962): Mineralogy of orthite, izd. AN SSSR, M. (in Russian).

Table 1: Chemical compositions of epidote from the ultrametamorphic complex (Ar2), Central Karelia

	235/4	307
SiO ₂	37.30	37.21
TiO ₂	0.49	0.44
Al ₂ O ₃	24.72	22.28
Fe ₂ O ₃	11.37	13.37
FeO	0.82	1.00
MnO	0.08	0.12
MgO	--	--
CaO	23.20	23.15
Na ₂ O	0.14	0.16
K ₂ O	0.10	0.14
H ₂ O ⁺	2.09	2.32
H ₂ O ⁻	0.13	0.10
P ₂ O ₅	0.05	--
total	100,49	100,29

A BRIEF HISTORY OF THE MINERALOGICAL AND PETROLOGICAL DEPARTMENT - HUNGARIAN NATURAL HISTORY MUSEUM

SZENDREI, G.

Hungarian Natural History Museum, Mineralogical and Petrological Department, Muzeum krt. 14-16, H-1088 Budapest, Hungary

The National Museum including the Section of Natural History was founded in 1802. Count F. SZECHENYI initiated the foundation by giving his very valuable collections to the Nation and palatine JOSEF HABSBURG (the highest administrative dignitary in the country at that time) ordered the foundation of the Natural Museum. Palatine JOSEF donated the first specimens of minerals to the museum and a larger collection was given by countess J. FESTETICS, wife of the founder.

The collection was removed to a safer place in 1939 being in imminent danger from the flood of the river Danube. This removal caused serious losses. Because of this damage large collections representing great values (like SZAJBELY's, FAUSER's, BRUNSWICK's and FORAY's) were either bought or donated.

Between 1837 and 1847 the neo-classical building of the museum was erected: a design of the famous architect M. POLLACK.

Later on, within the National Museum, the Department of Natural History was separated from the other collections, which eventually was divided into different departments like the Mineralogical and Paleontological Department.

The golden age of the mineralogical collection, beginning in the 1870s, falls to time of the fruitful cooperation of an unselfish, generous maecenas A. SEMSEY and a great mineralogist J. KRENNER. A. SEMSEY was a rich landowner, who devoted almost his whole income to sponsor science, focusing on earth sciences, mainly on mineralogy. Besides supporting mineralogy he was deeply interested in this subject and scientifically dealt with it.

J. KRENNER, Member of the Hungarian Academy of Sciences, was a great personality in his branch of science, achieving great results including the discovery of new minerals like fizelyte, kornelite, lorandite, rhomboclase, schafarzikite, szomolnokite, etc.. For their imperishable services in mineralogy and museology, minerals like semseyite, andorite, krennerite were named to honour them. SEMSEY's patronage on a large scale was well known all over the world. The famous mineral traders like LAZARD CHAN (London), FOOTE (Philadelphia), KRANTZ (Bonn), PECH (Berlin), EGER, BÖHM (Wien) sent their latest mineral assortments for sale to J. KRENNER and A. SEMSEY. At a rough estimate 68.000 specimens of the collection was sponsored by A. SEMSEY. After the outbreak of the great War he renounced the world and the greatest maecenas of earth sciences in Hungary passed away in 1923, three years after KRENNER's death.

The period between the two world wars was the time of regression. During the siege of Budapest the collection again suffered losses. In spite of this damage the Mineralogical and petrological Department had a collection consisting of 132.000 specimens and was believed to be the second largest collection in Europe. During the fights of 1956 a fire destroyed a part of the building including our department. Almost

80% of the collection perished in the fire. To retrieve the losses many museums, university departments, institutions and organizations supported us with mineral specimens from different parts of the world.

From that time considerable efforts have been made to compensate the losses, but more than 30 years after the collection is still far from the former high standard.

ÜBER DIE MORPHOLOGIE VON ZIRKONEN AUS DEM BOZENER QUARZPORPHYR

TONDAR, P., TROLL, G.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität München, Theresienstraße 41, D-8000 München 2

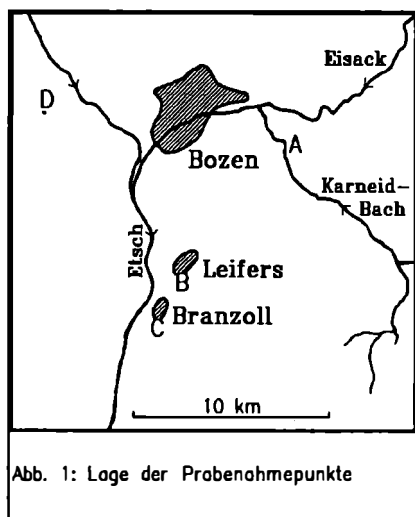


Abb. 1: Lage der Probenahmepunkte

Die Zirkonmorphologie von 4 Proben (Loc. auf Abb. 1 mit A bis D bezeichnet) wurde mit folgenden Verfahren untersucht: 1. Der zirkontypologischen Untersuchung gemäß PUPIN et al. (1980, 1981), modifiziert mit dem REM; 2. Der Durchlichtbeobachtung (Zonarbau, Einschlüsse etc.); 3. Der Längen- und Breitenmessung. Es sollten Hinweise auf die Genese und gegebenenfalls Unterschiede zwischen den Populationen festgestellt werden.

Die zirkontypologische Auswertung der Außenflächen von 101 unzerbrochenen und idiomorphen Zirkonen je Probe erbrachte für alle 4 Proben übereinstimmende Außenflächenverhältnisse (Abb. 2). Die Gehalte an idiomorphen Zirkonen waren in den 4 Proben in etwa gleich: A: 38%, B: 40%, C: 35%, D: 38%.

Im Durchlicht erwiesen sich die 4 untersuchten Zirkonpopulationen ebenfalls als übereinstimmend. Sie sind in 3 Phasen entstanden (Abb. 3):

1. Kern: Es entstanden getrübt (metamikt?) bis klare Kerne mit allen Zwischenformen, mit (101)-Pyramidenflächen terminiert bis gerundet. Selten sind Varianten zu beobachten bei welchen die getrübt (metamikt?) Bereiche des Kerns nur sanduhrförmig [auf oder parallel den (101)-Pyramidenflächen] ausgebildet sind. Hierbei können erhebliche Abweichungen von der "idealen Sanduhrform" auftreten: Es ist lediglich eine "Kappe" des klaren Zirkonkerns getrübt bis hin zum fast gänzlich getrübt Zirkonkern mit äquatoralem Bereich klarer Zirkonsubstanz.

2. Kernhülle(n): Es wurde der häufig kräftig, engständig und zum Teil rhythmisch zonierte Bereich der Kernhülle(n) mit (101) > > (211)-Pyramidenflächen entwickelt.
3. Außenhülle: Wachstum der klaren, zum Teil Einschlüsse enthaltenden (Blasen, stengelige Formen, Opake) Außenhülle. Diese ist schwach, zum Teil eng- bis weitständig, unregelmäßig bis rhythmisch zoniert.

Die Längen- und Breitenmessung von je 200 Zirkonen ergab bei allen 4 Zirkonpopulationen übereinstimmend eine durchschnittliche Elongation von 2,3.

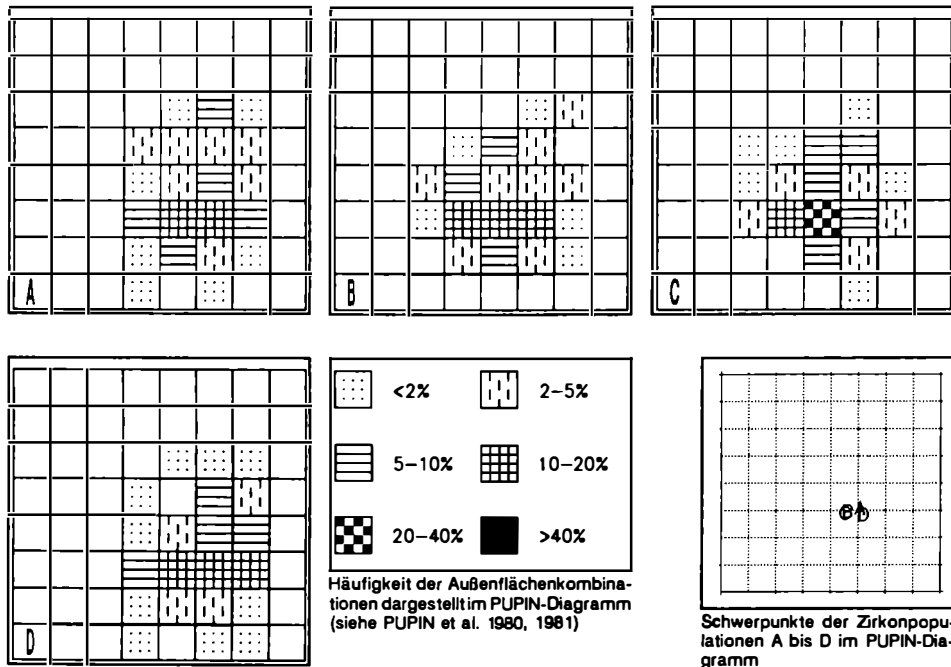


Abb. 2: PUPIN-Diagramme der Proben A bis D und die Lage der Schwerpunkte der einzelnen Populationen

Die 4 Zirkonpopulationen sind als identisch anzusehen. Die beprobten Teile des Bozener Quarzporphyrs hatten die gleiche, mindestens dreiphasige Magmengenese.

PUPIN, J-P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contr.Min.Petr.* **73**, 207-220.

PUPIN, J-P. & TURCO, G. (1981): Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. *Bull.Minéral.* **104**, 724-731.

TONDAR, P., NEUMAIR, A. & TROLL, G (1990): Die petrogenetische Deutung der Zirkonmorphologie einiger porphyritischer Ganggesteine der östlichen Zentralalpen. *Jb.Geol.B.-A. Wien* **133**, H. 2.

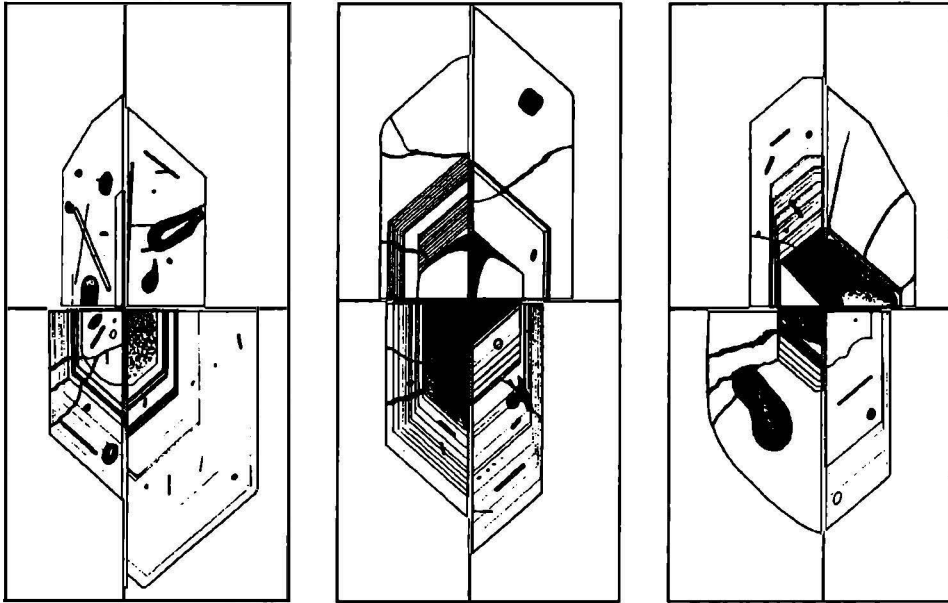


Abb. 3: Durchlichtbeobachtungen: Die charakteristischen Erscheinungen und ihre Variationsbreite sind in den 12 Zirkonvierteln dargestellt. Die c-Achse ist Nord-Süd orientiert. Die Kerne sind am Rand ihres Viertels fett schwarz markiert, die Kernhülle(n) schwarz punktiert und die Außenhülle ist ohne zusätzliche Markierung (detaillierte Erläuterung der Darstellungsweise in TONDAR et al. 1990).

METHODEN ZUR CHEMISCHEN CHARAKTERISIERUNG FOSSILER HARZE -- ZIELSETZUNGEN, PROBLEME, MÖGLICHKEITEN

VAVRA, N.

Institut für Paläontologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien

Vor 170 Jahren wurde der "Baltische Bernstein" von BREITHAUPT als "Succinit" beschrieben; seit dieser Zeit ist die Anzahl der für fossile Harze verwendete Mineralnamen beträchtlich angestiegen; derzeit dürften etwa 80-100 Mineralnamen in Verwendung sein, welche die unterschiedlichsten, mehr oder minder gut definierten Mineralarten bezeichnen. Die Verwendung der Bezeichnung "Bernstein" - einerseits als eine Art Sammelbegriff für alle fossilen Harze (allerdings exklusive der subfossilen oder rezenten Kopale!) andererseits als Synonym für "Succinit" schafft zusätzliche Verwirrung. Die unbefriedigende chemische Charakterisierung alleine würde schon eine eingehende Beschäftigung mit diesen Substanzen rechtfertigen; darüber hinaus ergeben sich aber noch weitere Zielsetzungen für Untersuchungen dieser fossilen Naturstoffe:

- 1) Sie stellen Modelle für das Studium chemischer Reaktionen dar, wie sie im Verlaufe der Diagenese bis hin zur Inkohlung auftreten können. Ihre Untersuchung ist damit ein wichtiges Kapitel im Rahmen der organischen Geochemie der Terpene und verwandter Verbindungen.
- 2) Da eine ganze Reihe fossiler Harze kunsthandwerkliche Verwendung gefunden hat, ergibt sich als weiteres wichtiges Anwendungsgebiet: Unterscheidung der verwendeten Materialien und die Erkennung von Fälschungen.
- 3) Für die Urgeschichtsforschung und die Archäologie sind chemische Untersuchungen an Harzen im Zusammenhang mit der Rekonstruktion einstiger Handelsbeziehungen von Bedeutung (Problem der "Bernsteinstraßen").
- 4) Für die Paläobotanik schließlich gelten Harze als "Chemofossilien", die bei chemotaxonomischer Auswertung Schlüsse auf die Erzeugerpflanzen gestatten.

Die Anwendung so mancher Methode stößt allerdings angesichts der geringen Löslichkeit der meisten Harze sehr schnell an ihre Grenzen. Abgesehen von "klassischen" Methoden zur Charakterisierung (z.B. Elementaranalyse - der wohl nur ein sehr beschränkter Aussagewert zukommt) sind hier vor allem einige physikalisch-chemische Methoden zu erwähnen, die z.T. auch eine Charakterisierung der Gesamtprobe - und nicht nur einer bestimmten, löslichen Fraktion - gestatten. Die verbreitetste dieser Methoden ist wohl die Infrarotspektroskopie; sie wurde zwar insbesondere in Hinblick auf die botanische Herkunftsbestimmung sehr überfordert und überbewertet, hat jedoch bei der relativ sicheren Identifizierung bestimmter fossiler Harze (z.B. Succinit) zweifellos einen hohen Aussagewert. Ein weiteres wertvolles Verfahren ist die Massenspektrometrie, die jedoch bei der Verwendung von Elektronenstoßionisation überwiegend nur sog. "Molekülschuttspektren" liefert, die nicht entfernt an den Aussagewert einer Feldionisationsmassenspektroskopie heranreichen; diese ist jedoch eine äußerst kostspielige Methode. Relativ wenig Verbreitung hat bisher die Verwendung der Magnetischen Kernresonanzspektroskopie (NMR) gefunden. Durchaus brauchbar sind ferner die Gaschromatographie von Pyrolyseprodukten oder die Dünnschichtchromatographie von Thermolyseprodukten. An Methoden, die lösliche Harzfraktionen charakterisieren, seien die Gaschromatographie entsprechend derivatisierter Fraktionen, sowie deren Dünnschichtchromatographie ebenso wie die NMR-Spektroskopie definierter, löslicher, niedermolekularer Anteile genannt. Zukunftsaussichten bezüglich einer befriedigenden chemischen Untersuchung und eingehenden Charakterisierung der fossilen Harze ergeben sich durch Einsatz computergestützter Gaschromatographie in Verbindung mit massenselektivem Detektor, wobei das Erstellen entsprechender Datenbanken den ersten wirklich befriedigenden Überblick über die Vielfalt dieser fossilen Naturstoffe erhoffen läßt.

EPIDOT: GESCHICHTE UND STELLUNG IN DER MINERALOGIE

ZEMANN, J.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, 1010 Wien

Das Mineral, welches man heute allgemein als Epidot bezeichnet, war jedenfalls schon im 18. Jahrhundert bekannt. Allerdings wurden damals dafür die Namen Aktinolith und Schorl verwendet, wobei die Abtrennung von jenen Mineralien, die wir jetzt so nennen, noch nicht gegeben war. Die klare Etablierung der Spezies und die heutige Namensgebung erfolgten durch HAÜY (1801). Die Summenformel $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{13}\text{H}$ ist seit LUDWIG (1872) unangefochten; allerdings entsprechen ihr auch schon ältere Analysen gut. Die strukturelle Interpretation des analytischen Befundes bereitete große Schwierigkeiten; bis in die Mitte unseres Jahrhunderts schrieb man meist $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$, - z.B. (allenfalls mit leichten Variationen) GROTH (1882), NIGGLI (1920), STRUNZ (1941). Erst die Strukturaufklärung durch ITO (1950) zeigte, daß die Formulierung $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{O}(\text{OH})(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)$ zu lauten hat. HANISCH & ZEMANN (1966) leiteten aus dem Pleochroismus der Ultrarotspektren die ungefähre Lage des H-Atoms ab. Diese ist heute durch spätere sorgfältige Röntgen- und Neutronenarbeiten (z.B. KVICK et al., 1988) genau bekannt. Ferner weiß man heute gut, daß das Eisen ganz gut bevorzugt nur in eine einzige der drei oktaedrisch koordinierten Positionen eintritt. DOLLASE (1968, 1969, 1972) verdankt man wichtige Details der Atomanordnung in der ganzen Epidotgruppe und im Zoisit.

Die Optik des Epidots wurde bis etwa zur Mitte dieses Jahrhunderts "klassisch" untersucht, das heißt ohne besondere Beachtung und Interpretation der Absorptionsmaxima. Das änderte sich mit BURNS & STRENS (1967): In dieser Arbeit wurden die polarisierten Absorptionsspektren verschiedener Vertreter der Epidotgruppe im Bereich von 4000 bis 22000 Å vom Standpunkt der Kristallfeldtheorie gedeutet. Seitdem folgten viele wichtige Arbeiten mit unterschiedlichen Methoden.

Über eine angebliche Synthese des Epidots durch Behandlung von Granatpulver mit Aluminiumacetatlösung berichtete zwar schon v. FEDOROW (1905); die erste zweifelsohne Herstellung erfolgte jedoch erst hydrothermal durch COES (1955).

Nahe verwandt mit dem Epidot sind der Fe-freie Klinozoisit, der Seltene Erden enthaltende Allanit (Orthit), der Mn^{3+} -haltige Piemontit und der Pb-haltige Hancockit; loser verwandt sind Zoisit und Pumpellyit.

BURNS, R.G. & STRENS, R.G.J. (1967): Structural interpretation of polarized absorption spectra of the Al-Fe-Mn-Cr epidotes. *Mineral.Mag.* **36**, 204-226.

COES, L.Jr. (1955): High-pressure minerals. *J.Amer.Ceram.Soc.* **38**, 298.

DOLLASE, W.A. (1968): Refinement and comparison of the structures of zoisite and clinozoisite. *Amer.Mineral.* **53**, 1882-1998.

DOLLASE, W.A. (1969): Crystal structure and cation ordering in piemontite. *Amer. Mineral.* **54**, 710-717.

DOLLASE, W.A. (1971): Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Amer.Mineral.* **56**, 447-464.

FEDOROW, E.v. (1905): *Ann. geol. et min. de la Russie* **8**, 33-35. (Zitiert nach DOELTER, C. (1917): "Handbuch der Mineralchemie", Band II, 2. Abt., Dresden

- u. Leipzig: Steinkopff, S. 850).
- GROTH, P. (1882): "Tabellarische Übersicht der Mineralien nach ihren kristallographisch-chemischen Beziehungen". 2. Auflage, Braunschweig: Vieweg.
- HANISCH, K. & ZEMANN, J. (1966): Messung des Ultrarot-Pleochroismus von Mineralen. IV. Der Pleochroismus der OH-Streckfrequenz in Epidot. N.Jb.Min. Mh., Jg. 1966, 19-23.
- HAÜY, R.J. (1801): "Traité de Minéralogie", Tome troisième. Paris: Delance.
- ITO, T. (1950): "X-ray Studies on Polymorphism". Tokyo: Maruzen.
- KVICK, A., PLUTH, J.J., RICHARDSON, J.W.Jr. & SMITH, J.V. (1988): The ferric ion distribution and hydrogen bonding in epidote: a neutron diffraction study at 15 K. Acta Crystallogr. B **44**, 351-355.
- LUDWIG, E. (1872): Über die chemische Formel des Epidots. Mineral.Mitth., Jg. 1872, 187-194.
- NIGGLI, P. (1920): "Lehrbuch der Mineralogie". Berlin: Borntraeger.
- STRUNZ, H. (1941): "Mineralogische Tabellen". Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft.

ON THE VARISCAN, EOALPINE AND LATE ALPINE EVOLUTION IN THE EASTERN ALPS: ⁴⁰Ar/³⁹Ar DATA FROM THE CENTRAL SOUTHERN TAUERN WINDOW

ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K.

- * Fachgebiet Petrologie, Technische Universität Berlin, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12
- ** FR Geochemie, Freie Universität Berlin, Boltzmannstraße 18-20, D-1000 Berlin 33

17 mineral concentrates (12 white micas and 5 amphiboles) from a profile covering the main tectonic units of the central southern Tauern Window, i.e. the polymetamorphic basement, the Eclogite Zone and the Upper Schieferhülle, have been analysed by the ⁴⁰Ar - ³⁹Ar stepwise heating technique. Each sample represents a distinct textural position in the petrologically deduced PT - evolution of these units.

The results can be grouped as follows:

1. The age spectra of amphiboles from different units and textural settings are disturbed due to excess argon, and do not yield geologically meaningful age informations;
2. Nearly all analyzed white micas, mostly phengitic in composition have plateau ages in the range of 33 to 36 Ma, regardless of their tectonic and textural origin, i.e. this age represents the cooling of the whole area below the closure temperature of white mica.
3. Phengite from a high pressure vein (phengite-omphacite-rutile) in basement metabasics has a slightly disturbed spectrum with a "disturbed plateau" at about 65 Ma, possibly near the crystallisation of this high pressure assemblage (above 10 kbar and at 450 to 500 °C) in the basement.
4. Big white mica books have plateau ages of about 285 Ma without any evidence for argon loss during the alpine thermal overprint.

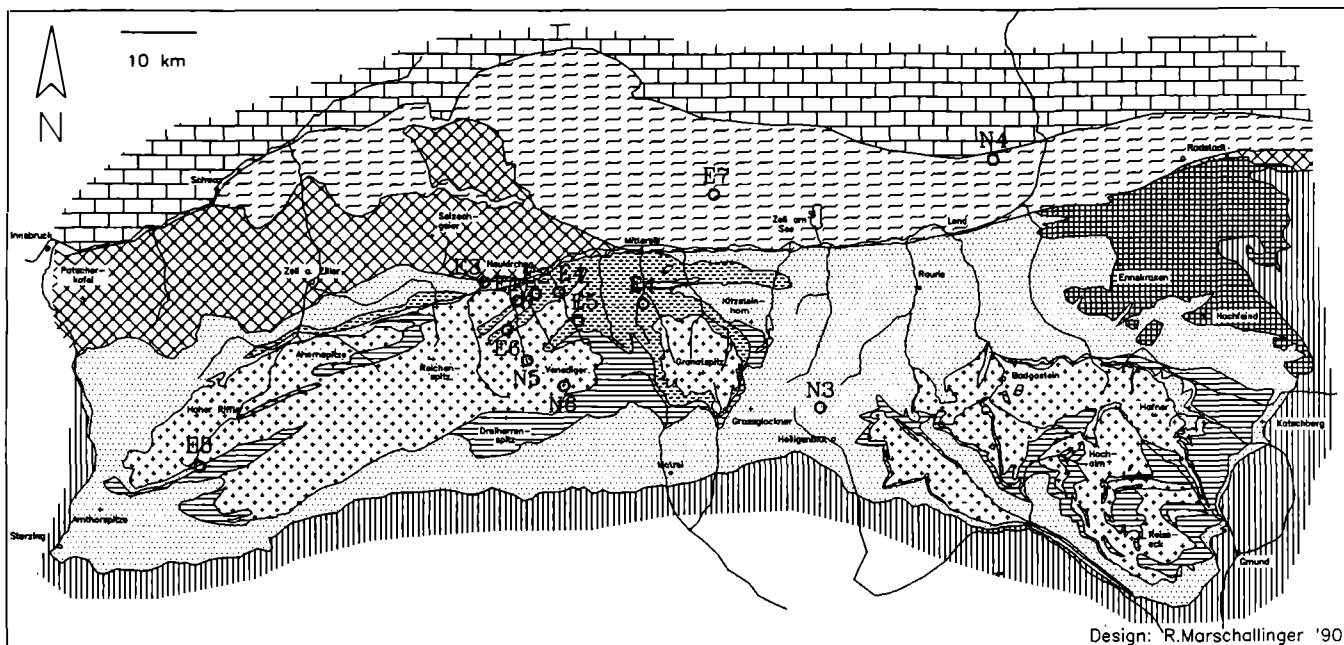
MinPet 90

Internationales Symposium in Neukirchen am Großvenediger

Exkursionsführer



Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters (mit Exkursionspunkten)












Design: R. Marschallinger '90

Oberostalpin

Unterostalpin

Penninikum

	N. Kalkalpen		Altkristallin		Permomesozoikum		Permomesozoikum		Habachformation (teils Altkrist.)
	Grauwackenzone		Quarzphyllit		Zentralgneise		Altkristallin (teils Habachf.)		

Legende: Geologische Übersicht der Tauernfensters, mit o sind die Zielbereiche der Exkursionen E1 - E8 und N1 - N6 eingetragen.

Exkursionen E1, E2, N1 und N2: HISTORISCHE KUPFERLAGERSTÄTTE "HOCHFELD" UND EPIDOT- FUNDSTELLE "KNAPPENWAND", UNTERSULZBACHTAL

SEEMANN*, R., KOLLER**, F., GRUNDMANN***, G., BRANDSTÄTTER*, F.,
STEININGER****, H.

- * Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien
- ** Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl-Luegering 1, A-1010 Wien
- *** Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching
- **** Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Operngasse 21, A-1040 Wien

EINLEITUNG UND GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Im Rahmen des Forschungsprojektes Knappenwand der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien (SEEMANN 1987) werden einerseits Epidot und Kluftmineralvergesellschaftung der weltbekannten Fundstelle "Knappenwand" und andererseits die Erzparagenesen des eng benachbarten historischen Kupferbergbaues "Hochfeld" erfaßt. Darüber hinaus wird auch die gesamte umrahmende Gesteinsserie behandelt, um über deren Herkunft, Entstehungsbedingungen und Metamorphoseentwicklung bessere Aussagen machen zu können.

Die Gesteine sind Inhalt der sogenannten "Knappenwandmulde" (FRASL, 1953), die sich als Anteil der Habachformation (FRASL & FRANK, 1966), am Nordrand des Tauernfensters befindet (Abb. 1). Die oft im engsten Bereich stark variierenden Gesteinsabfolgen weisen im Abschnitt des Untersulzbachtales eine Gesamt-Schichtmächtigkeit von ca. 500 - 700 m auf.

Nach Grundlagen unter anderem von FRASL (1958), FRASL & FRANK (1966), HÖLL (1975) sowie nach petrographischen, geochemischen und geochronologischen Daten von STEYRER (1982), PESTAL (1983) und QUADT (1985) ist man zur Auffassung gelangt, daß ein Großteil der Habachformation in diesem Abschnitt als Relikt eines altpaläozoischen "Inselbogen-Vulkanismus" mit einer Vielfalt an basischen, intermediären bis sauren Vulkaniten anzusehen ist. Damit in Wechsellagerung werden marin bis terrestrisch beeinflusste Sedimente, beziehungsweise Vulkanite und Tuffe in Kontinentalrandbereichen angenommen.

Im Ablauf von möglicherweise zwei Metamorphosezyklen (variszisch?, alpidisch) erfolgte eine Umwandlung des ursprünglichen Gesteinsbestandes: Einerseits in Prasinite und helle, albitreiche Lagen mit allen möglichen Übergängen, andererseits in diverse, zum Teil albitreiche Gneise bis Quarzite und zwischengeschaltete, meist geringmächtige Amphibol-, Chlorit- und Biotitschiefer (SEEMANN & KOLLER, 1988). Gelegentlich treten dabei linsige, meist schichtgebundene Quarz- und in geringem Umfang auch Epidotmobilisate auf. In den basischen bis metabasischen Lagen, bevorzugt in Biotit-Chloritschiefern, treten Vererzungen auf, die in historischer Zeit vorwiegend auf Kupfer abgebaut wurden (SEEMANN & BRANDSTÄTTER, 1987). Durch die Nordverschiebung des Tauernkomplexes, im Rahmen der alpidischen Orogenese, ergab sich unter anderem eine starke N-S-Einengung an der Stirnfront und starke tektonische Beanspruchungen.

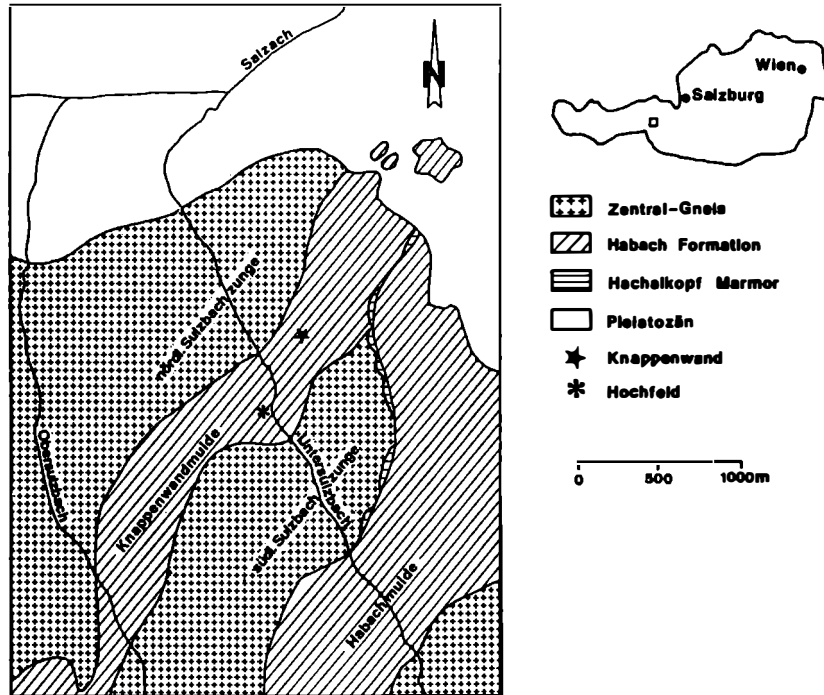


Abb. 1: Schematische und vereinfachte topographische und geologische Karte der Habachformation im Bereich zwischen dem vorderen Habachtal und Obersulzbachtal. Nach FRASL (1953), STEYRER (1983) und SEEMANN & KOLLER (1988).

Dabei erfolgte an der Aufwölbung der "Krimmler Gneiswalze" die Einschuppung der "Knappenwandmulde" in den Zentralgneis. Die im Aufschlußbereich annähernd senkrecht stehenden, beziehungsweise leicht nach N überkippten Gesteinsschichten streichen etwa NE-SW und trennen die nördliche von der südlichen "Sulzbachzunge", beide, nach FRASL (1953), Anteile der Zentralgneismasse (Abb. 2). Der dabei in dieser Zone erreichte Metamorphosegrad entspricht unter anderem nach STEYRER (1982) der Grünschieferfazies (450 - 500 °C, 2-5 kb).

BESCHREIBUNG DER GESTEINSABFOLGEN IM EXKURSIONSBEREICH

In der nachfolgenden Beschreibung werden alle Grüngesteine, vermutlich von basischen oder intermediären Magmatiten abstammend, und alle sauren, gneisähnlichen Gesteine sowie alle Metasedimente in Gruppen zusammengefaßt.

1) Grüngesteine: Grünschiefer, Prasinite bis Amphibolite mit stark variierender mineralogischer Zusammensetzung. Als Hauptgemengteile, mit allen möglichen Übergängen, sind Amphibole (Aktinolith bis Hornblende), Feldspat (überwiegend Albit), Chlorit und Epidot/Klinozoisit sowie Biotit, Quarz, almandinreicher Granat und Titanit festzustellen. Das Gefüge ist je nach Ausgangsmaterial, Mineralzusammensetzung und Tektonik fein geschiefert bis massig dicht oder in seltenen Fällen fast ungeschiefert körnig. Folgende Gruppenuntergliederungen wurden durchgeführt:

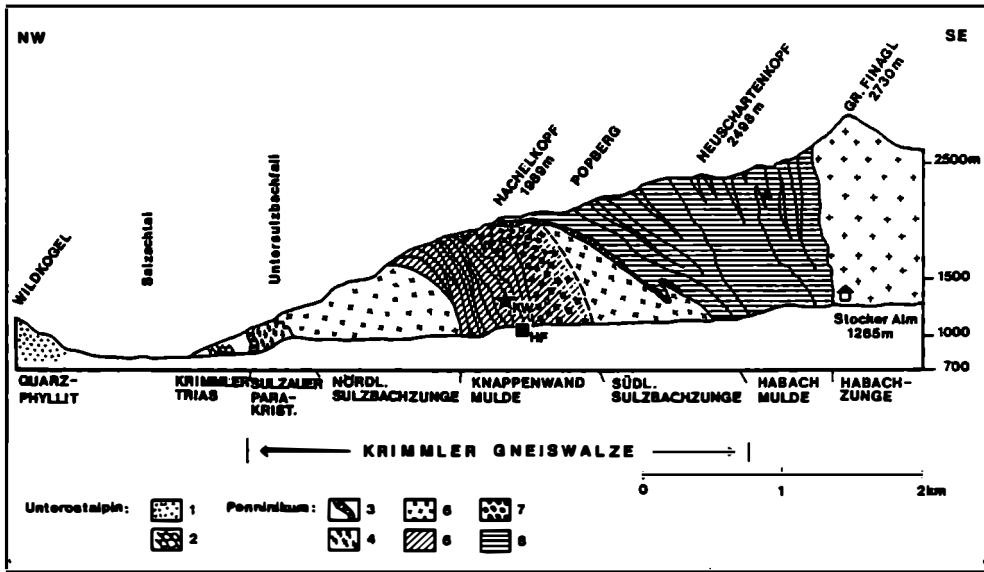


Abb. 2: Schematisierter Längsschnitt (ca. NW-SE) durch das vordere Untersulzbachtal (nach FRASL (1953) und STEYRER (1983)). Legende: Unterostalpin: 1= Quarzphyllit; 2= Krimmler Trias und Begleitgesteine. Penninikum: 3= Hachelkopf marmor; 4= diverse Paragneise bzw. Porphyrmaterialschiefer des "Sulzauer Parakristallins"; 5= Granitgneise, Flasergneise (Anteil der Zentralgneismasse); 6= diverse Gneise, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der "Knappenwandmulde"; 7= Knappenwandgneis; 8= diverse Gneise, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der "Habachmulde".

1a) Amphibolschiefer: feinkörnige, dünn geschichtete, meist mit stark wechselndem Lagerbau, zum Teil sind die einzelnen Schichten auch flaserig oder schlierig ineinander verzahnt. Nur gelegentlich sind Einschlüsse von tektonisch stark deformierten Formrelikten alter mafischer Komponenten oder Plagioklase zu beobachten. Daneben sind auch linsige Anreicherungen von neugebildetem Quarz oder Albit vorhanden. In tektonisch aktiven Zonen neigen die Amphibolschiefer zu markanten Verformungen und einer intensiven Feinfältelung. Der häufigste Mineralbestand ist Amphibol, Albit, Chlorit, Biotit, Epidot und Quarz. Als Erzphasen sind, oft lokal angereichert, Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Chalkopyrit festzustellen.

1b) Amphibolschiefer mit makroskopischen Formrelikten: In einer nicht mehr so gleichmäßig feinkörnigen und dünn schichtigen Matrix sind zahlreiche, auffallend große Amphibol- und Plagioklasformrelikte eingestreut, diese können zum Teil lagig angereichert sein. Die Amphibole sind im Durchschnitt bis 5 mm groß, die Plagioklasrelikte sind üblicherweise etwas kleiner. Allfällige Inerengefüge der Formrelikte sind diskordant zur vorliegenden Schieferung. Die formreliktreichen Amphibolschiefer treten gelegentlich als geringmächtige Bankungen in den feinkörnigen Amphibolschieferlagen auf. Im Bereich der Knappenwand sind sie vor allem in der Langwinkel-Abfolge (SEEMANN & KOLLER, 1988) zu beobachten. Der Mineralbestand unterscheidet sich von den feinkörnigen Amphibolschiefern durch einen höheren Anteil an Amphibol, die Plagioklase sind im Kern stark mit Epidot gefüllt und besitzen einen Albit-Anwachsraum. Weiters findet man noch Epidot, Chlorit und Erz. Biotit und Quarz sind relativ selten.

1c) Massige Amphibolite: Diese weisen eine annähernd isogranulare Struktur auf, Schieferung oder Lagenbau sind nicht zu beobachten. Textuell entsprechen sie Gabbroamphiboliten (SEEMANN & KOLLER, 1988; HÖCK et al., 1982; STEYRER, 1982, 1983; STEYRER & HÖCK, 1985) und kommen nur im Hangendanteil der Abfolge (Pochergrabenabfolge nach SEEMANN & KOLLER, 1988) vor. Der Mineralbestand dieses mittelkörnigen Gesteins besteht überwiegend aus Amphibol und Albit, daneben finden sich noch geringe Gehalte an Chlorit, Epidot und Biotit.

1d) Epidotamphibolit: Diese bilden zumeist geringmächtige, lagige oder linsige Körper. Nur in Ausnahmefällen (Epidotfundstelle, Blauwandabfolge nach SEEMANN & KOLLER, 1988) werden Dimensionen von 30 m Höhe und 10 m Breite erreicht. Das Gestein ist sehr feinkörnig und kompakt. Nur undeutlich sind primäre Schichtungen festzustellen. Markante Schichtungen sind meist tektonischen Ursprungs (Scherungs-zonen). Dazwischen sind an charakteristischen Positionen die kluffmineralführenden alpinen Zerrklüfte angelegt. Der typische Epidotamphibolit besteht aus einer feinverfilzten Grundmatrix mit unterschiedlichen Gehalten an Epidot und Amphibol, wobei der Epidot meist wolzig angereichert ist. Daneben findet man häufig linsige und lagige Anreicherungen mit wechselnden Gehalten von Albit, Granat und Quarz. Auffällig sind, meist diskordante, junge Mobilisate von Epidot, Quarz und Calcit. Als Erzphasen sind geringe Mengen von Pyrit und Magnetit zu beobachten.

2) Helle, quarzreiche Gneise: In dieser Gruppe sind vor allem alle Metarhyolithe und möglichen sauren Intrusiva zusammengefaßt.

2a) Albitgneise: Hier sind diverse fein- bis mittelkörnige Augen- bis Flasergneise mit variabler mineralogischer Zusammensetzung zusammengefaßt. Die Variation reicht von intermediären bis stark sauren, teilweise quarzreichen Gneisen. Mit Ausnahme einiger kalifeldspatführender Flasergneisen in der Langwinkelabfolge (SEEMANN & KOLLER, 1988) ist eine generelle Albitdominanz festzustellen, als Extremfall sind dünnlagige Albitschiefer ("Albitite") aus der Blauwandabfolge anzuführen. Als Nebengemengteile sind Biotit, Amphibol, Chlorit, Epidot sowie selten Granat und Muskovit charakteristisch. Die Feldspatformrelikte sind stark gefüllt und geben wichtige Argumente für eine Einstufung als Orthogneis. Mit Ausnahme der Schiefergneise sind die Gneiskörper sehr mächtig, aber in ihrer Schichtbreite stark schwankende Lagen und bilden manchmal auch nur isolierte linsige Körper.

2b) Knappenwandgneis: Der Knappenwandgneis ist ein grauer porphyrischer Gneis und bildet kompakte und meist sehr mächtige Schichtpakete, deren Vorkommen auf die Pochergrabenabfolge beschränkt ist (SEEMANN & KOLLER, 1988). STEYRER (1982, 1983) interpretiert den Knappenwandgneis als Metarhyolith bis -dazit, SEEMANN & KOLLER (1988) lassen diese Frage offen. Die chemische Zusammensetzung weist einen relativ breiten Streubereich auf (SEEMANN & KOLLER, 1988; STEYRER, 1982, 1983). Der Knappenwandgneis ist durch eine hell- bis dunkelgraue Matrix gekennzeichnet, die vorwiegend aus Biotit, Hellglimmer, Albit und Quarz besteht. Auch hier findet man gefüllte alte Plagioklase mit dünnem albitischen Anwachsraum. In dieser Grundmasse eingebettet schwimmen bis 2 cm große, meist idiomorph ausgebildete Kalifeldspatkristalle. Lokal kann man in diesen massigen Komplexen eine undeutliche Schichtung erkennen, Regelungen und Schieferungen sind nur an den Schichtgrenzen oder in tektonisch aktiven Zonen zu beobachten.

3) Metamorphe Sedimentabfolgen: Diese Gesteine sind in enger Wechselfolge mit den oben genannten Gruppen anzutreffen, teilweise sind auch geringmächtige Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten sehr typisch für diese Gesteinsgruppe.

3a) Hellglimmergneise bis Muskovitquarzite: Diese stark geschieferten, quarzischen Hellglimmergneise treten ausschließlich in der Hangenden Pochergrabenabfolge auf und wurden von SEEMANN & KOLLER (1988) als "Weißschiefer" bezeichnet. In mächtigen Lagen sind sie vor allem in der Nähe oder im Kontaktbereich des "Knappenwandgneises" zu beobachten. Weiters bilden sie häufig die Nachbargesteine der Erzschieferfolge. Diese Gesteine sind durch ein tektonisch stark beanspruchtes Gefüge aus phengitischen Hellglimmern, teilweise zerscherten alten Plagioklasen und viel Quarz charakterisiert.

3b) Biotit-Chloritschiefer: Diese treten vorwiegend in Form geringmächtiger und tektonisch stark beanspruchter Lagen in feinkörnigen Albitgneisen der Blauwandl-abfolge (SEEMANN & KOLLER, 1988) auf. Das Gestein besteht hauptsächlich aus dunkelgrünem Chlorit (Ripidolith) und variablen Gehalten an Biotit. Neben quarzreichen Lagen findet man auch lokale Anreicherungen von almandinbetontem Granat mit Porphyroblasten bis 3 cm Größe. Untergeordnet sind inhomogen verteilter Albit, Quarz und Epidot. Diese Chlorit-Biotitschiefer sind Trägergestein für die historisch zum Teil abgebaute Kupfervererzung "Hochfeld". Die wichtigsten Erzminerale sind Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin, sowie Sphalerit, Galenit und Magnetit. Als Besonderheiten wurden bisher Altait und Glaukodot von SEEMANN & BRANDSTÄTTER (1987) beschrieben. Als für den Verzugsbereich typisch sind große, schlierige bis linsige Mobilisate von Quarz zu beobachten. Seltener findet man gering mächtige, feldspatreiche Lagen, die als saure Tuffeinschaltungen in diesem Metasediment angesehen werden.

GEOCHEMISCHE CHARAKTERISTIK DER GESTEINE DER KNAPPENWAND-MULDE

Die Metabasite, vor allem die Amphibolschiefer, weisen SiO_2 -Gehalte in einem Bereich von 45 - 51 Gew.% SiO_2 auf, bei gleichzeitig relativ hohen CaO- und MgO-Werten. Ihre Ti-Gehalte variieren zwischen 0,8 - 1,7 Gew.% TiO_2 . Davon abweichend tendieren die Epidotamphibolite eher zu andesitischen Zusammensetzungen. Eine generelle Na-Vormacht ist festzustellen, jedoch für einzelne Bereiche (z.B. Profil Pochergraben-Abfolge) sind höhere K_2O -Gehalte in Epidotamphiboliten und Amphibolschiefern durchaus möglich. Die massigen Amphibolite sind durch geringe Gehalte an Ti, Zr, Y und Nb charakterisiert. Dies entspricht einer Interpretation als Metagabbro.

SiO_2 -reiche Magmatite zeigen eine Gruppenbildung um 60 Gew. % SiO_2 , die Albitgneise selbst besitzen SiO_2 -Gehalte von 65-78 Gew.%. Eine Na-Vormacht gegenüber K ist typisch. Auffallend ist eine Zunahme von K_2O , Rb, Ba und Nb mit steigendem SiO_2 . Alle magmatischen Gesteinsgruppen zusammen repräsentieren im AFM-Dreieck einen mehr oder weniger typischen Kalkalitentrend, wie er von BROWN (1982) beschrieben wurde. SEEMANN & KOLLER (1988) haben gezeigt, daß die einzelnen Profile unterschiedlich sind, so läßt das Profil Langwinkel eine leichte Fe-Anreicherungstendenz erkennen.

Die sehr komplexe und rasch wechselnde Abfolge unterschiedlichster Gesteine ist für diesen Teil der Habachformation typisch (HÖCK et al., 1982; SEEMANN & KOLLER, 1988). KRAIGER (1988) gliedert die Habachformation im Felbertal in Basisschieferfolge, in eine untere Magmatitabfolge, die er als "sheeted dike complex" deutet, und in eine

obere Magmatitabfolge, die einer Inselbogenentwicklung entspricht. Für die Knappenwandmulde ist derzeit eine ähnliche Gliederung nicht möglich. Erste Bearbeitungen und Einstufung in ein geotektonisches Environment geben STEYRER (1982, 1983) und SEEMANN & KOLLER (1988).

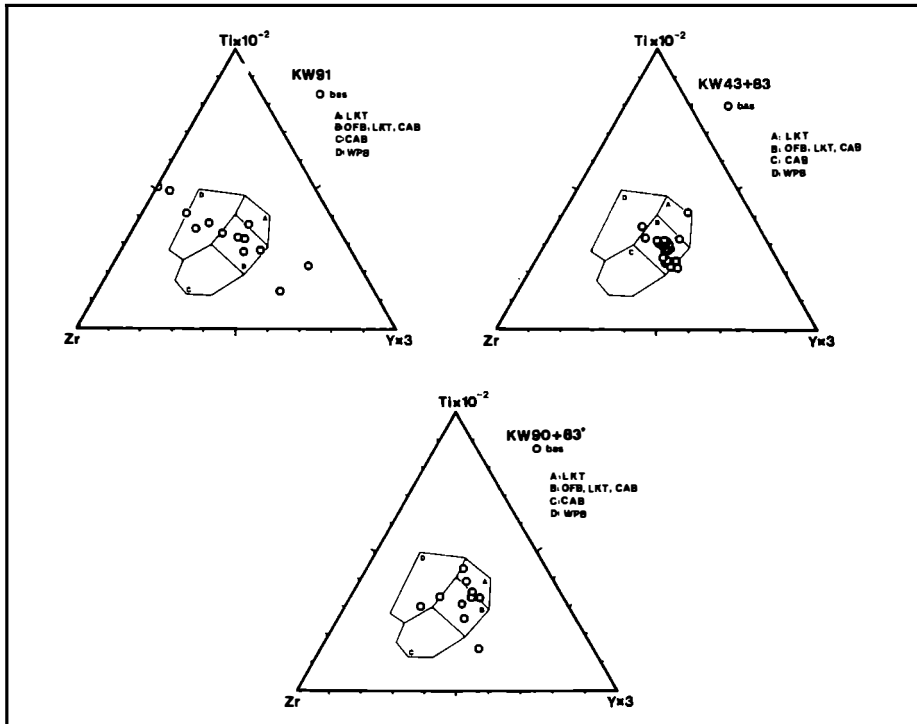


Abb. 3: $Ti/100-Zr-3*Y$ Dreieck nach PEARCE & CANN (1973) für die Metabasite der Knappenwandmulde, Untersulzbachtal. Legende: \circ für basischen Chemismen, Proben nach den einzelnen Profilen unterteilt: Profile Pochergrabenabfolge (PGA) - links oben, Profile Blauwandlabfolge (BWA) - rechts oben und Profile Langwinkelabfolge (LWA) - unten Mitte.

Im Basaltdiskriminationsdiagramm nach PEARCE & CANN (1973) konnten SEEMANN & KOLLER (1988) für die Amphibolite der Pochergrabenabfolge (Abb. 3a) eine unsignifikante Streuung der Datenpunkte feststellen und führten dies auf die Herkunft der Metabasite, sowohl aus vulkanoklastischen Metasedimentserien als auch aus Metagabbros, zurück. Die Blauwandlabfolge (Abb. 3b) läßt sich gut mit einer Kalkalkalientwicklung vereinbaren, dies entspricht auch der Tendenz zu andesitischen Zusammensetzungen für die hier so häufigen Epidotamphibolite und der Trendentwicklung im AFM-Dreieck (SEEMANN & KOLLER, 1988). Für die Langwinkelabfolge (Abb. 3c) ist eine Tendenz zu "Low K-tholeiite"-Chemismen zu beobachten, die mit einer leichten Fe-Anreicherung im AFM-Dreieck übereinstimmt.

Betrachtet man die gut entwickelte Metavulkanitsequenz in der Blauwandlabfolge, so läßt sich nach PEARCE & NORRY (1979) eine typische Inselbogenentwicklung in den Zr vs Y- und Zr vs TiO_2 -Diagrammen (Abb. 4) darstellen. Dabei zeigen die Metabasite

eine kontinuierliche Zunahme für alle drei Elemente, dies läßt sich am besten mit Ol-Kpx-Plag-dominierter Fraktionierung (z.B. $ol_{0,2}cpx_{0,3}plag_{0,5}$) erklären. Die TiO_2 -Abnahme bei steigendem Zr- und Y-Gehalten der intermediären Chemismen entspricht eher einer Magnetit-beeinflußten Fraktionierung (z.B. $plag_{0,5}cpx_{0,3}ol_{0,1}mt_{0,05}$). Für die sauren Metavulkanite nimmt nur mehr der Y-Gehalt zu, Zr und TiO_2 nehmen beide ab, dies ist am besten mit einer Biotit- und Amphibol-dominierter Fraktionierung erklärbar, wie sie für derartige Gesteine von PEARCE & NORRY (1979) beschrieben wurde (z.B. $(ksp,plag)_{0,6}bi_{0,15}am_{0,2}mt_{0,05}$). Abschließend kann festgehalten werden, daß die Gesteine der Knappenwandmulde mit einer klassischen Inselbogenentwicklung gut übereinstimmen und die beschriebenen Unterschiede der einzelnen Abfolgen sich auf einen unterschiedlichen Entwicklungsgrad des Inselbogens zurück führen lassen (BROWN, 1982; PEARCE, 1982; SEEMANN & KOLLER, 1988).

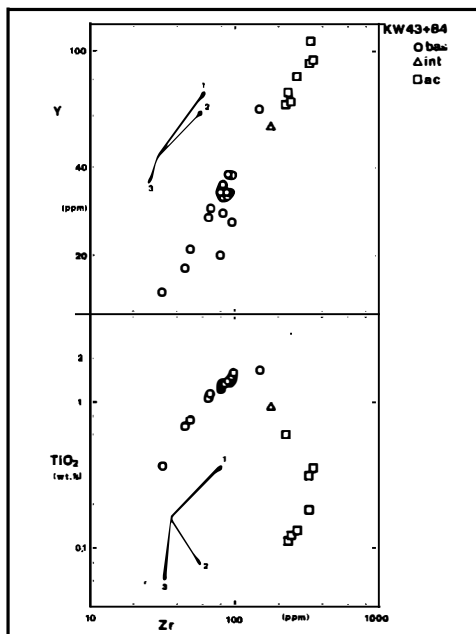


Abb. 4: TiO_2 vs. Zr und Y vs. Zr Diagramm für das Profil Blauwandlabfolge (BWA) gruppiert nach basischen, Intermediären und sauren Gesteinschemismen. Legende: \circ für basische, Δ für intermediäre und \square für saure Zusammensetzungen. Modellerte Fraktionierungsvektoren berechnet und dargestellt nach PEARCE & NORRY (1979):

- 1: $ol_{0,2}cpx_{0,3}plag_{0,5}$,
- 2: $plag_{0,5}cpx_{0,3}ol_{0,1}mt_{0,05}$ und
- 3: $(ksp,plag)_{0,6}bi_{0,15}am_{0,2}mt_{0,05}$

1. Exkursion E1/N1: Historische Kupferlagerstätte "Hochfeld"

1.1. Historische Entwicklung des Bergbaues im Untersulzbachtal/ Lagerstätte "Hochfeld"

Ca. 3000 v. Chr. (Späte Jungsteinzeit): Erste Anfänge der Kupfergewinnung in der Alpenregion; Anfangs nur Abbau von Malachit.

Um 1800 - 1200 v. Chr. Bronzezeit: Rascher Aufschwung des Bergbaues auf Kupferkies vorwiegend im Gebiet von Mühlbach-Bischofshofen; noch im Verlauf der frühen Bronzezeit auch auf den Pinzgau übergreifend. Der Bergbau erreicht am Mitterberg und Einöberg Tiefen bis zu 170 m (Arthurstollen).

- Ca. 1200 - 750 v. Chr. Urnenfelderperiode: Blüte des Kupferbergbaues im Bereich der Grauwackenzone. Intensive Besiedlung der inneralpinen Täler, zahlreiche Siedlungs- und Grabfunde, z.B. in Dorf i. Pinzgau.
- Ca. 750 - 500 v. Chr. Hallstattperiode: Der Kupferbergbau verliert stark an Bedeutung, damit verbunden ist ein Rückgang der Besiedlung des inneralpinen Raumes. In Uttendorf i. Pinzgau wird jedoch weiterhin Kupfererz abgebaut.
- Ca. 500 - 150 v. Chr. Jüngere Eisenzeit: Kelten siedeln im Pinzgau, neuerlicher Siedlungsaufschwung; der Kupferbergbau kommt zum Erliegen, die Nutzung der Eisenerz-Lagerstätten setzt ein. Ein Teil des berühmten "Norischen Eisens" scheint aus dem Pinzgau gekommen zu sein. Gewinnung von Gold aus dem Geschiebe der Bäche der Tauernregion.
- 15 n. Chr.: Die Römer erobern die Alpenregion, Siedlungsspuren vorwiegend im Saalfeldener Becken, jedoch auch im oberen Salzachtal (z.B. Wayern, Bramberg). Keine gesicherten Nachweise für eine Bergbautätigkeit in den Salzburger Gebirgsgauen.
- Vor ca. 1500 Jahren erfolgte eine kontinuierliche Besiedlung aus dem bayrischen Raum, alle Vorkulturen werden dabei überprägt. Über Bergbau aus dieser Zeit wird kaum berichtet.
- Ab ca. 1200 wird der Bergbau langsam wieder aktiviert.
- Im 15. und 16. Jahrhundert kommt der Bergbau wieder zu neuer Blüte: Schwerpunkte sind vorwiegend Kupfer, daneben Ag und Au.
- Ab 1500: Erste Erwähnung über Kupferbergbau im Untersulzbachtal.
- 1520: Bericht der Schmelzherren zu Mühlbach im Pinzgau über die bedrängende Konkurrenz der Berg- und Schmelzwerke am Sulzbach.
- 1537: Untersulzbach: erstmals Bezeichnung: Bergbaurevier "*Hochfeld*". Daneben: Brenntal (Mühlbach, Niedernsill), Gamskogel (Peitingalm, Habachtal).
- 1569: Die "*Prenthaller Gewerken*" arbeiten in den Gruben "*Phillip*" und "*Jakob*" im Untersulzbachtal (wenig, aber gutes Erz).
- Ab 1625 arbeiten die Weitmoser (aus Rauris), sowie die Rosenberger und Brenntaler Gewerken. Es waren schon "*Pucher*", Röstöfen und Bergstuben vorhanden, aber die Stollen waren verfallen. Erwähnungen über hartes Gestein: Arbeiten mit "*Prennat*" ("Feuer setzen"); starke Verrußung, sodaß Erz kaum zu finden war.
- 1748: Anselm Lürzer von Lend ist Berghauptmann. Erwähnungen über Mühlbach (Brenntal), das erst durch Zuschläge aus dem Unterbach knapp rentabel wird. Diverse Hinweise auf Umweltschäden im Umfeld der Erzaufbereitung im Raum Mühlbach, Niedernsill.
- 1755: Jahresförderung mit 34 Knappen im "*Hochfeld*": 10.000 "*Kübel*" (Zentner) Erz mit ca. 5 Pfund Cu und ca. 2 "*Quintel*" (= 8 g) Ag im "*Kübel*".
- 1758: Auf Grund von Gutachten erwarb der Erzbischof von Salzburg einen Anteil der Grube im Unterbach um 1.500 Gulden.
- 1781 wird durch Ankauf der Restanteile der Familie Reisigl die gesamte Grube Hochfeld Besitz des Salzburger Erzbischofs.
- 1805 geht der gesamte Bergbau samt Aufbereitung von Mühlbach und der Bergbau Unterbach an den österreichischen Staat.
- 1818 will der österreichische Staat den Bergbau wieder aufgeben und komplett um nur 600 Gulden verkaufen, es findet sich aber kein Käufer. So wird der Bergbau samt Aufbereitung mühsam weiterbetrieben.
- Ab 1860 werden mit 30 Mann pro Jahr ca. 8000 Zentner Erz mit ca. 7,5% Cu gewonnen.
- 1864: Endgültige Einstellung des Betriebes.
- 1895: Fa. Hagyi Risto & Co. schlägt eine Wasserkraftanlage im Untersulzbachtal mit ergänzendem Wasser aus dem Obersulzbachtal vor (Querschlag durch den Mitterkopf).

- Ca. 1909: Diverse positive Gutachten (Götting, Berlin und Isser, Hall in Tirol): es wird von bis zu 2 m mächtigen Erzgängen mit 10 km Längserstreckung gesprochen. Die "Höflichkeit" wird mit 175.000 bis 350.000 m³ Erz veranschlagt. Nur örtlich werden Au-Gehalte bis 70 ppm und Ag-Gehalte bis 150 ppm angegeben.
- 1909: Die Fa. Lingenhöhl & Jansen (Augsburg & München) plant die Wiederinbetriebnahme des Bergbaues in Kombination mit der Errichtung des Kraftwerkes. Weitere Initiativen werden aber durch den Ersten Weltkrieg unterbunden.
- 1926 - 1930 arbeitet die Hannoveranische Gewerkschaft "Undine" im Unterbach, aber wieder ohne wesentlichen Erfolg.
- 1938 - 1945: Im Dritten Reich wird die Lagerstätte als Reserve betrachtet, aber keine Bergbauaktivitäten gesetzt ("Hoffnungsbau").
- 1947 - 1948: Ing. L. Hubicki erhält vom österreichischen Staat die Schurfrechte für die Grube als Wiedergutmachung.
- 1950 - 1953: Neuerliche Versuche der Reaktivierung, aber keine Rentabilität. Endgültiges Ende für Gold- und Kupferbergbau im Untersulzbachtal.

1.2. Beschreibung der Gesteinsabfolge.

Im Profil am Westufer des Untersulzbaches stehen im Süden der Lagerstätte "Hochfeld" Knappenwandgneise an, es folgt die Erzschiefer-führende Serie mit Albitgneisen, vererzten Grünschiefern (Biotit-Chlorit-Schiefer und untergeordnet Quarzite) und Muskovitquarziten (Weißschiefer), im nördlichen Abschnitt folgt ein Amphibolit-reicher Komplex.

Der Bergbaubereich Martinstollen ist durch drei Mundlöcher befahrbar. Das älteste und nördlichste liegt direkt im Bereich der Erzschiefer und folgt diesem zusammen mit den im Süden anschließenden "Weißschiefern" etwa zwölf Meter in das Gebirge. Dieser Zugang des alten Stollens ist verstürzt, das zweite Mundloch ist etwa 2 Meter südlich in standfestem Gestein, im wesentlichen Gneise und Quarzite, angeschlagen und mündet nach etwa 1,5 m in den alten Stollen. Dieser alte Stollen hat vor Ort eine Verbindung mit dem Hauptstollen in Form eines engen Durchschlupfes.

Der Hauptstollen ist durch das südlichste und vermutlich jüngste Mundloch befahrbar. Die ersten neun Meter, die genau nach Westen führen, durchörtern die hier anstehenden Quarzite in einem spitzen Winkel. Diese bilden eine Synklinale mit erzfreien Chlorit-Biotit-Schiefern im Kern, die B-Achse ist nicht meßbar, dürfte aber mit der generellen Richtung der B-Achsen im Martinstollen, die mittelsteil nach ENE einfallen, übereinstimmen. Nach etwa neun Meter schwenkt der Martinstollen nach WSW ins generelle Streichen ein und folgt den hier anstehenden erzführenden Biotit-Chlorit-Schiefern. Hier und etwa in den folgenden zehn Metern sind einige Quarzit- und Albitgneis-Bänder anzutreffen, die aber jeweils nach einigen Metern auskeilen.

Über weite Strecken folgt der Martinstollen dem Erzschiefer mit dem "Weißschiefer" am rechten (Nord-) Ulm und sterilen Albitgneisen oder erzfreien Biotit-Chloritschiefern im linken (Süd-) Ulm. Die Begrenzung der Erzschiefer zu den kompetenteren Begleitgesteinen ist durchwegs gestört, ähnlich einer Kluffläche. Der Erzschiefer, der eine mittlere Mächtigkeit von etwa 20 cm besitzt, befindet sich zumeist im rechten Teil der Firste, die von Albitgneisen gebildet wird. Streckenweise, insbesondere in den Abbauzonen, kann die Mächtigkeit der Erzschiefer bis über 1 Meter erreichen. Dieser "Normalbauplan" ist häufig tektonisch gestört, wodurch die Bergleute den grünlichen Erzschiefer verloren. Dieser wurde in gesetzmäßiger Weise durch ein Verschwenken der Vortriebsachse nach SW wiedergefunden (der Stollen durchörtert

das taube Gestein im spitzen Winkel), um hier wieder ins Streichen nach WSW einzuschwenken. Diese Gesetzmäßigkeit erklärt sich aus dem tektonischen Bauplan. Die Lagerstätte ist von Falten tektonik geprägt, sowohl im m- als auch im cm-Bereich. Dies ist sowohl in Schnitten durch den Stollen als auch direkt im Aufschluß erkennbar. Fältelungen im cm-Bereich sind vor allem in den Paragneisen erkennbar, die eine deutliche Schieferung zeigen. Dem duktil stark deformierten Chlorit-Biotit-Schiefer wurde die äußere Form durch die kompetenteren Nebengesteine aufgeprägt. Die Erzschiefer wurden in die vorgegebenen Strukturen eingepreßt und insbesondere in den Falten-scheiteln angereichert. Die Tatsache, daß besonders auffällig große Faltenkerne der "Weißschiefer" im Nahbereich der Abbauzonen zu finden sind, deutet darauf hin, daß Mächtigkeiten der Erzschiefer von über 1 m tektonisch bedingt sind. Die ursprüngliche, "wahre" Mächtigkeit des Erz-führenden Horizontes dürfte etwa zwischen 10 und 30 cm betragen haben.

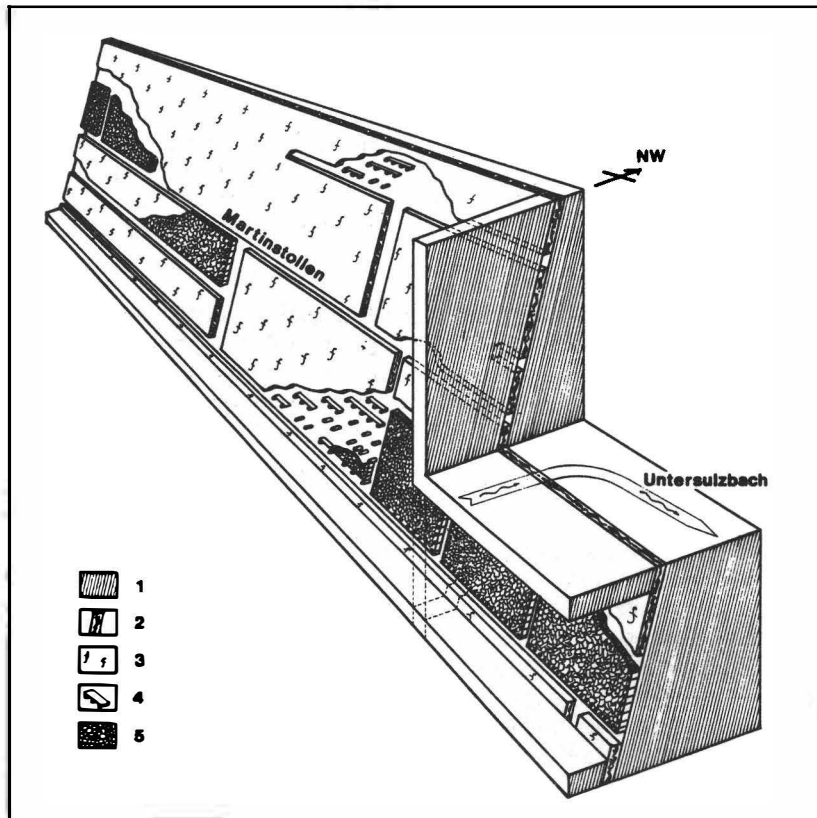


Abb. 5: Stark idealisiertes Blockbild des Eingangsbereiches des Martinstollens, als Ausschnitt aus dem Kupferbergbau Hochfeld. Legende: 1 = erzbegleitende Albitgneise, "Weißschiefer" und Quarzite, 2 = erzführende Biotit-Chloritschiefer, 3 = s-Fläche der erzführenden Lage, 4 = Arbeitsbühne für den nach oben gerichteten "Firstenstoßbau", 5 = Versatz mit Taubgestein.

Die Achsen der beobachteten Falten fallen generell nach ENE ein, die Fallwinkel streuen von flach bis steil im Bereich zwischen 15° und 80°. Als Ursache dieser

Streuung kommen mehrere Deformationsphasen in Betracht, wobei einer Variation der Fallwinkel kein Raum zur Verfügung stand, da die duktile Erz-führende Serie mit ihren relativ geringmächtigen Albitgneisen, Chlorit-Biotit-Schiefen und Muskovitquarziten als Bewegungshorizont zwischen den starren Blöcken der Knappenwandgneise im Süden und den gebänderten Amphibolitserien der Knappenwandmulde im Norden wirksam war.

Diesem Befund entspricht auch das straffe WSW-Streichen bei steilem SSE-Fallen des Erzschiefers. Aus dem Fallbild ergibt sich eine relative Linksbewegung, also eine Bewegung des Nordkomplexes nach WSW bei gleichzeitiger relativer Senkung gegenüber dem Südblock. Die Vererzung der Falten im oberen Blauwandstollen und im Epidotstollen weisen auf den gleichen Bewegungssinn hin. Der Martinstollen erschließt auf seine gesamte Länge von ungefähr 500 m den Erzschiefer im Streichen (Abb. 5).

Nach den Befunden der Untertage-Kartierung handelt es sich bei dem Erzschiefer um eine horizontgebundene Cu-Fe-Sulfidvererzung. Stoffwanderungen ins angrenzende Nebengestein spielten eine äußerst untergeordnete Rolle, sie führten lediglich zu einigen geringmächtigen, meist linsenförmigen Quarz-Sulfid-Mobilisaten und zur Sammelkristallisation der Sulfide im Erzschiefer, wobei der vermutlich primäre sedimentäre Lagenbau der Erze in den Schiefen generell noch gut zu erkennen ist.

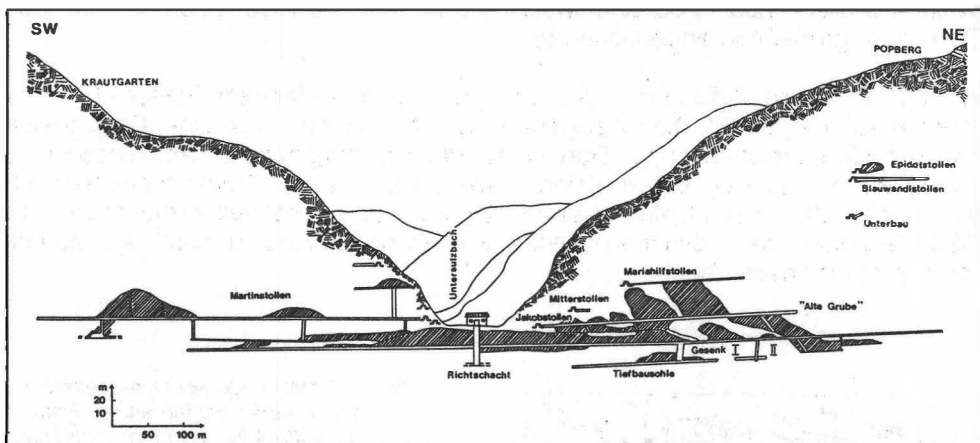


Abb. 6: Schematisierter, ca. schichtparalleler NE-SW-Schnitt durch den Kupferbergbau Hochfeld (Blickrichtung N). Die schrägschraffierten Felder im Grubengebäude sind ausgebaute und meist wieder mit Taubmaterial verfüllte Strecken (nach diversen alten Kartenvorlagen von 1785, 1822 und 1954).

Der Abbau erfolgte von unten nach oben, wobei das in handlichen Blöcken und Platten anfallende Taubmaterial als Versatz in der Sohle verschlichtet wurde (Abb. 5). Das Erz wurde durch freigehaltene Schächte in die tieferliegende Sohle gestürzt und unter dem Untereulzbach-Niveau über den Hieronymus-Stollen gefördert (Abb. 6). Im hinteren Bereich des Martin-Stollens nimmt die Mächtigkeit des Erzschiefers allmählich ab. Vor Ort beträgt die Mächtigkeit nur wenige cm. Dies war wohl einer der Gründe für die Einstellung des Erzabbaues.

1.3. Gefügemerkmale und Mineralparagenese der Vererzung

Ein besonderes Charakteristikum der Erzschieferhorizonte ist die extrem scharfe Abgrenzung und Horizontbeständigkeit ihrer Cu-Fe-Sulfidvererzung gegenüber den angrenzenden Gesteinsserien, die weitestgehend Sulfid-frei sind (siehe oben). Häufig finden sich innerhalb der Erzschiefer-führenden Serie zum Beispiel Muskovit-Chlorit-Schiefer, Albitgneise und "Weißschiefer" nur wenige cm vom Erzhorizont entfernt, die vollkommen steril sind.

Der Hauptvererzungsträger ist, wie oben ausgeführt, ein Biotit-Chlorit-Schiefer mit wechselnden Gehalten an dünnen, feinkörnigen Quarzlagen. Weiterhin tritt die Cu-Fe-Sulfid-Vererzung auch in überwiegend quarzitischen Lagen auf, die unmittelbar an den Biotit-Chlorit-Schiefer anschließen, in denen ein feinkörniger Lagenbau von den Sulfidmineralphasen nachgezeichnet wird. Nicht selten sind Formen von Boudinage (Auslängungs-Boudins) entwickelt, wie sie auch andernorts in den benachbarten Gesteinsserien zu beobachteten sind.

Im Mikrobereich sind crenulation-cleavage und Isoklinalfaltung mit Rotationen des Mineral-Altbestandes (Epidot, Granat, Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Pyrit, Ilmenit, Apatit) reliktsch erhalten. Insbesondere die Druckschattenbereiche der gefalteten Erzschieferhorizonte weisen milchig-weiße, mittel- bis feinkörnige Quarzmobilisate auf. Diese sind meist linsenförmig mitdeformiert und zeigen nur sporadisch feinkörnige Sulfidmineralisationen. Ausnahmsweise können die Sulfide auch in cm-großen Erznestern grobkörnig angereichert sein.

In Abb. 7 ist ein typischer Ausschnitt aus einem gefalteten Erzschieferhorizont schematisch dargestellt. Dieser zeigt den Übergangsbereich von einer Chlorit-reichen zu einer Quarz-reichen Lage. Dort sitzen deutlich mitgefaltete Quarzlinsen in den Faltenkernen, die relativ Erz-arm sind. Insbesondere in den Druckschattenbereichen (Faltenscheiteln) dieses Gefüges sind Chalkopyrit und Pyrit nesterartig angereichert. Damit sind Hinweise auf syn- bis posttektonische Mobilisationen der Sulfide unabhängig von den Quarzlinsen gegeben.

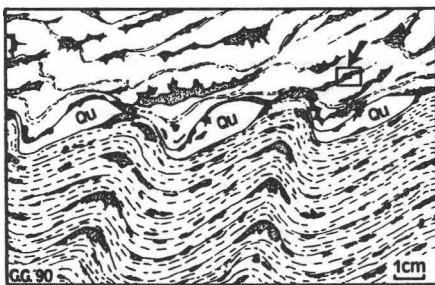


Abb. 7: Skizze eines Schnittes senkrecht zur Faltenachse eines Erz-führenden Horizontes der Lagerstätte Hochfeld, Martinstollen-Mundloch. Der Grenzbereich zwischen der Quarz-reichen Chloritschiefer-Lage (gestrichelt) und dem Biotit-Chloritschiefer (ohne Signatur) ist durch mitgefaltete und boudinierte Quarzlinsen (Qu) gekennzeichnet. Die Sulfid-Vererzung aus Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin (feinpunktiert) ist generell s-konkordant angeordnet oder in Druckschatten (Boudin-Zwickel, Falten-Scheitel) hinein mobilisiert.

In dem schematisch dargestellten Ausschnitt (Abb. 8) ist zu erkennen, daß auch im Mikrobereich der Quarz und die Sulfide weitestgehend getrennt voneinander in Druckschatten konzentriert sind. Die idiomorphen Pyrit-Kristalle sind oft zu einem

extrem feinkörnigen Mosaik kataklastisch deformiert, wogegen Chalkopyrit, Galenit, Pyrrhotin und Sphalerit und andere akzessorische Erzminerale in den Zwischenräumen Platz genommen und lokal durch Sammelkristallisation in ihrer Korngröße zugenommen haben. Offenbar haben dabei die P-T-X-Bedingungen nicht ausgereicht, um die Rekristallisation bzw. Sammelkristallisation des Pyrits einzuleiten.

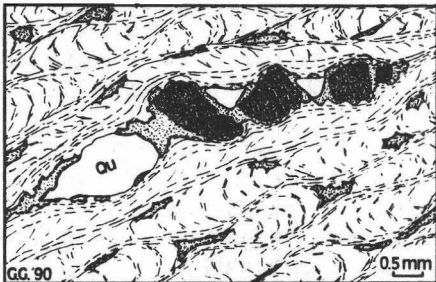


Abb. 8: Skizze eines Ausschnittes (siehe Pfeil) aus Abb. 7. In einem Gefüge aus Biotit und Chlorit (feingestrichnet) sind zwei s-Flächengenerationen erkennbar. Ein älteres Schieferungs-s mit Feinfältelung wird von einem jüngeren Schieferungs-s zerlegt. Die Sulfide Chalkopyrit (feinpunktiert) und Pyrit (dunkelparkettiert) treten überwiegend in Form von Mobilisaten subparallel zur jüngeren s-Fläche und in Druckschatten von Quarzlinsen (Qu) auf.

Die nachstehende Aufstellung gibt einen Überblick über die Erzmineralparagenese des Martinstollens, die während der systematischen Übertage- und Untertage-Kartierung und Probennahme festgestellt wurde:

Primäre Haupterzminerale: Chalkopyrit, Pyrrhotin und Pyrit. **Sekundäre Alterationsprodukte:** Markasit, Covellin, Digenit (?), Fe-S-"Zwischenprodukte", Goethit, Fe-Hydroxide.

Akzessorien bzw. in geringen Spuren: Magnetit, Ilmenit, Bornit, Galenit, Sphalerit, Cubanit, Molybdänit, Cosalit, Stützit, Hessit, Lillianit, Altait, Tellurobismuthit, Gold, Bismut und noch nicht identifizierte Pb-Bi-Sulfosalze.

Chalkopyrit bildet zusammen mit Pyrrhotin und Pyrit die Hauptmasse der Erzminerale. Die Korngröße variiert zwischen wenigen μm (ältere Generation von Einschlüssen in Quarz, Granat und Schichtsilikaten) und über 1 cm (jüngere Generation von Mobilisaten in Druckschatten von Quarzlinsen). Chalkopyrit kann in Form von Porphyroblasten sowohl die Silikate und Apatit als auch die Sulfide, Telluride und Gold einschließen. In der Lagerstätte weit verbreitet, aber nur spurenhaf sind die Einschlüsse von Sphalerit-Sternchen in Chalkopyrit. In alterierten Bereichen wird Chalkopyrit von Covellin und Fe-Hydroxiden verdrängt.

Pyrrhotin erscheint wie Chalkopyrit zum einen unregelmäßig, feindispers im Gefüge des Erzschiefers, zum anderen in grobkörnigen Aggregaten in Sulfidnestern angereichert. Seltene akzessorische Einschlüsse sind Altait, gediegen Bismut.

Pyrit tritt überwiegend in idiomorphen, bis zu cm-großen Porphyroblasten auf, die generell intensive Kataklyse zeigen (Abb. 8). Tropfenförmige Einschlüsse von Galenit, Pyrrhotin, Sphalerit, Chalkopyrit und den akzessorischen Pb-, Ag-, Bi- und Te-Mineralen sind keine Seltenheit. In den Zwischenräumen der mosaikartig zerbrochenen Pyrit-Porphyroblasten finden sich als zementative Erzmineralphasen Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Galenit.

Galenit findet sich im gesamten Bereich der Lagerstätte nur in Spuren teils als winzige Einschlüsse, teils als cm-große Erzsclieren zusammen mit Sphalerit, Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit. Galenit ist als wichtigster Träger der Ag-Au-Bi-Te-Mineralisation erkannt worden.

Die Erscheinungsformen von **Sphalerit** sind denen von Galenit sehr ähnlich. Dennoch überwiegen die engen paragenetischen Bindungen an Chalkopyrit, in dem oft Verwachsungen in Form von Sphalerit-Sternchen zu beobachten sind.

Cubanit stellt einen Neufund im Bereich der Lagerstätte dar. Er bildet hauchdünne, langgestreckte Lamellen in orientierter Verwachsung mit gröberkörnigem Chalkopyrit.

Molybdänit findet sich äußerst spärlich, aber weit verbreitet in dem Erzschiefer-Horizont frei im Silikat-Gefüge. Die Korngröße erreicht max. 0,2 mm.

Cosalit tritt in Form ebener oder gebogener, langprismatischer Einschlüsse in Galenit auf. Die Kristalle werden max. 0,3 mm lang. Als Besonderheit wurden in dieser Cosalit-Galenit-Paragenese Einschlüsse von Gold gefunden (siehe unten).

Hessit und **Stützit** sind gleichermaßen Neufunde im Bereich des Martinstollens. Diese beiden Silbertelluride wurden in 10 bis 100 μ -großen Einschlüssen zusammen mit Galenit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Pyrit gefunden. Neben Gold und Galenit dürften Hessit und Stützit die wichtigsten Silberträger des Erzes sein.

Lillanit und noch nicht identifizierte **Pb-Bi-Sulfosalze** erweisen sich zusammen mit **Bismut**, **Cosalit** und **Tetradymit-Telluroblismuthit** als die wichtigsten Bi-Träger des Erzes. Diese über die gesamte Lagerstätte verbreiteten Neufunde belegen die signifikanten Bismut-Tellur-Gehalte der Lagerstätte. Die häufigste Erscheinungsform dieser seltenen Erzmineralephasen sind komplizierte Verwachsungen mit Galenit, Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin. Nicht selten deuten Myrmekit ähnliche Verwachsungen insbesondere mit Galenit auf komplexe Entmischungsvorgänge, wie sie auch in anderen Pb-Bi-Te-Cu-Paragenesen der weiteren Umgebung des Untersulzbachtales innerhalb der Habach Formation beschrieben wurden (siehe oben).

Altaït wurde nunmehr auch im gesamten Bereich des Martinstollens in ähnlicher Form wie im Blauwandstollen nachgewiesen. Die Paragenese Chalkopyrit-Pyrit-Markasit-Pyrrhotin-Sphalerit-Altaït entspricht den Beobachtungen an den Erzen aus dem Blauwandstollen. Altaït wurde bislang in bis zu 0,1 mm großen rundlichen Körnern gefunden.

Zu den interessantesten Neuentdeckungen zählt **Gold** als Einschluß in Pyrit, Galenit und Chalkopyrit. Der Nachweis gelang sowohl im westlichsten Bereich des Martinstollens als auch in Aufschlüssen im Bereich der Stollenmundlöcher. Das Gold hat Silber-Gehalte um 25 Gew.% Ag. Mit diesen Freigold-Funden und einer Erzkonzentrationsanalyse mit 0,21 ppm Au kann nunmehr bestätigt werden, daß die Lagerstätte Hochfeld, wie bereits von COTTA (1861) erwähnt, auf Kupfer und Gold abgebaut wurde.

Insgesamt führen die Mineralparagenesen und Makro- und Mikrogefüge-Merkmale der Vererzung des Hochfelder Erzschieferhorizontes einheitlich zu der Auffassung von einer syngenetischen, primär feindispersen, streng horizontgebundenen Cu-Fe-Vererzung mit geringen Beimengungen an Zink, Blei, Gold, Silber, Bismut, Tellur und Molybdän. Im Verlauf der starken tektonischen und metamorphen Überprägungen wurde der Erzinhalt nur unwesentlich mobilisiert. Eine Stoffwanderung der Erzphasen in Form einer epigenetischen Imprägnation des Erzschieferhorizontes ist weitestgehend

auszuschließen. Die hier erstmals beschriebenen Neufunde von gediegen Gold und gediegen Bismut sowie einer Reihe von seltenen Blei-Bismut-Sulfosalzen und Blei- bzw. Bismut-Telluriden in der Vererzung des Hochfelder Reviers unterstreichen die geochemische Charakteristik der Habachformation mit ihren zahlreichen Vorkommen von Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalzen und Telluriden in der weiteren Umgebung des Untersulzbachtales (Habachtal, Hollersbachtal und Felbertal; PAAR et al., 1980).

1.4. Exkursionspunkte

Nach dem Abstieg über den "Alten Knappenweg", wird das Mitterstollen-Profil besucht (Chloritschiefer, Amphibolschiefer, Muskovitquarzite, Vererzung). Besichtigung der Reste der historischen Werksanlagen (alte Schmiede, Richtschacht). Profil entlang des Untersulzbaches mit Knappenwandgneis, erzführender Serie und Metabasitabfolge. Befahrung des Martinstollens und Besichtigung der Vererzung (Abb. 5).

2. Exkursion E2/N2: Epidotfundstelle Knappenwand

2.1. Historische Entwicklung des Epidotbergbaues

In der Mitte des 19. Jahrhunderts arbeitet Victor R. v. Zepharovich, Mineraloge aus Prag, über Tauernminerale und speziell auch über Epidot. Vorerst sind ihm aber nur zahlreiche kleine Vorkommen bekannt (ZEPHAROVICH, 1859).

1865: Alois WURNITSCH aus Prägraten, Schustermeister in Wald im Pinzgau, entdeckt die Epidotfundstelle Knappenwand.

1867: Andrä BERGMANN aus Mühlau bei Innsbruck, Schneidermeister und Mineralienhändler, beginnt mit den ersten Abbautätigkeiten an der Knappenwand (LAHNSTEINER, 1980). Im gleichen Jahr kommen bereits die ersten Epidote nach Wien an das Naturhistorische Museum.

1869: V.R. v. ZEPHAROVICH schreibt die erste wissenschaftliche Publikation über die sensationellen Epidotfunde in der Knappenwand (ZEPHAROVICH, 1869). Im gleichen Jahr besucht Aristides BREZINA, Mineraloge am Naturhistorischen Museum Wien, die Fundstelle und berichtet anschließend über diese Unternehmung (BREZINA, 1871).

1874 - 1881: Mit einigen Unterbrechungen setzt Andrä Bergmann seine Mineralabbautätigkeiten mit zum Teil großem Erfolg an der Knappenwand fort. Die Arbeiten werden über Pachtverträge mit der k.k. Forstverwaltung geregelt. Zum Teil müssen sie jährlich erneuert werden. Der anfängliche Pachtzins von 30 Gulden pro Jahr klettert durch Versteigerungsverfahren bald bis auf 110 Gulden.

1881 - 1891: Die Fundstelle scheint ausgebeutet zu sein. Die nachfolgenden Pächter Carl STEINER aus Salzburg und Jakob VIEHHAUSER aus Gastein haben wenig Erfolg. In diesem Zeitraum wird die Fundstelle sogar im Amtsblatt zur Pacht und zum Abbau auf Mineralien ausgeschrieben.

1897 - 1922: In dieser Zeit sind wieder sehr viele und schöne Funde gemacht worden. In nahezu lückenloser Folge waren Albert SCHETT (Neukirchen), Alois HOLLAUS (Bramberg), Karl WURNITSCH (Bramberg) sowie Johann BRÄUER und Hannes SCHMIDT (Neukirchen) Pächter. Nach Überlieferungen hat in dieser Zeit auch ein gewisser NICOLUSSI aus Südtirol mitgearbeitet und mit professionellen Tunnelvortriebsmethoden mehr Schaden angerichtet als unbeschädigte Epidote gefördert. Der jährliche Pachtzins in diesem Zeitraum lag zwischen 40 und 60 Kronen.

- 1929 - 1946: In der Pachtzeit des Anton BERGER (Mödling bei Wien) sind noch schöne Mineralstufen geborgen worden. Über Erfolge seines Nachfolgers Hugo ULLHOFEN, Oberlehrer aus Mittersill, ist wenig bekannt (der jährliche Pachtzins betrug ö.S. 50,-).
- 1946 - 1956: In der letzten Phase der kommerziellen Epidotgewinnung sind durch vorsichtige Arbeit kleine aber schöne Stufen geborgen worden. Die Pächter waren Leo EITER (Bahnhofsvorstand in Wald) und als letzter Kajetan STOCKMAIER, Forstarbeiter aus Neukirchen.
- 1973 - 1977: Vorarbeiten des Naturhistorischen Museums Wien in Ausrichtung auf das "Forschungsprojekt Knappenwand".
- 1977 - 1987: 10 Jahre Forschungsprojekt des Naturhistorischen Museums Wien. Arbeiten an der Epidotfundstelle und im historischen Kupferbergbau "Hochfeld" (SEEMANN, 1987). In diesem Zeitraum wurden 70 Mineralklüfte aufgeschlossen und zum Teil sehr schönes Material gefunden.
- 1987 - 1992: Verlängerung des Projektes mit der Zielsetzung beide Fundstellen abschließend unter Schutz zu stellen und im Rahmen des Geolehrpfades "Knappenweg Untersulzbachtal" der Öffentlichkeit zu präsentieren.

2.2 Zur Geschichte der Bergbautätigkeiten im Blauwandlstollen

Erste Belege für den Kupferbergbau Hochfeld im Untersulzbachtal stammen aus dem Zeitraum 1520-1540 (siehe Kap.1.1). Aus dieser Phase stammt nach Unterlagen des Salzburger Landesarchives auch der Anschlag des Blauwandlstollens und des Blauwandl-Unterbaues, die beide vermutlich auf Grund oberflächlich auftretender Erzsprengen angelegt wurden. Entsprechend den blaugrünen Kupferverwitterungsmineralien erfolgte auch die Namensgebung.

Der Blauwandlstollen wurde zwischen 1701 und 1710 unter Leitung von Georg Perger (Berger) aus Dorf im Pinzgau weiter vorangetrieben. Zwischen 1758 und 1781, inzwischen landesfürstlicher Besitz, wurden die beiden Stollen zum Teil verbreitert und geringfügig verlängert, jedoch mangels geeigneter Erzvorräte wieder verlassen. Im Gegensatz zur Hauptgrube "Hochfeld", im Talniveau, fand im Blauwandlstollen kein weiterer Abbau mehr statt.

2.3. Beschreibung der Gesteinsserien im Exkursionsgebiet

Im Abschnitt des "Blauwandlstollen" beziehungsweise der Knappenwand sind zumindest drei tektonische "Einheiten" (Abfolgen) zu beobachten, die auch lithologisch markante Unterschiede aufweisen (Abb. 9). Die drei Schichtpakete, die "Pochergraben-", die "Blauwandl-" und die "Langwinkelabfolge" sind deckenartig von S nach N aufeinander geschoben, beziehungsweise geschuppt.

Die tektonischen Überschiebungsflächen entsprechen dabei nicht den mehr oder minder parallel orientierten Schichtflächen der Abfolgen.

a) Die "Pochergrabenabfolge" (PGA), als südliches und hangendes Paket, ist charakterisiert durch zahlreiche geringmächtige Amphibolschiefer, Albitgneise und Granat-Epidotamphibolite. Auffallend sind mächtige und massive "Knappenwandgneis"-Pakete, die meist begleitet sind von feingeschichteten Helglimmergneisbänken ("Weißschiefer"). Bemerkenswert ist, daß die Knappenwandgneise mehrmals in der Abfolge auftreten (zum Teil auch nur in 0,5-1 m mächtigen Lagen), am mächtigsten aber am Südrand entwickelt sind. Wie schon FRASL (1953) oder STEYRER (1982,

1983) beobachtet haben, ist, zumindest in diesem Abschnitt, weder eine tektonische Grenze noch ein lithologisch scharfer Übergang zur südlichen "Sulzbachzunge" festzustellen (Probenserien: KW71, KW91 und KW92).

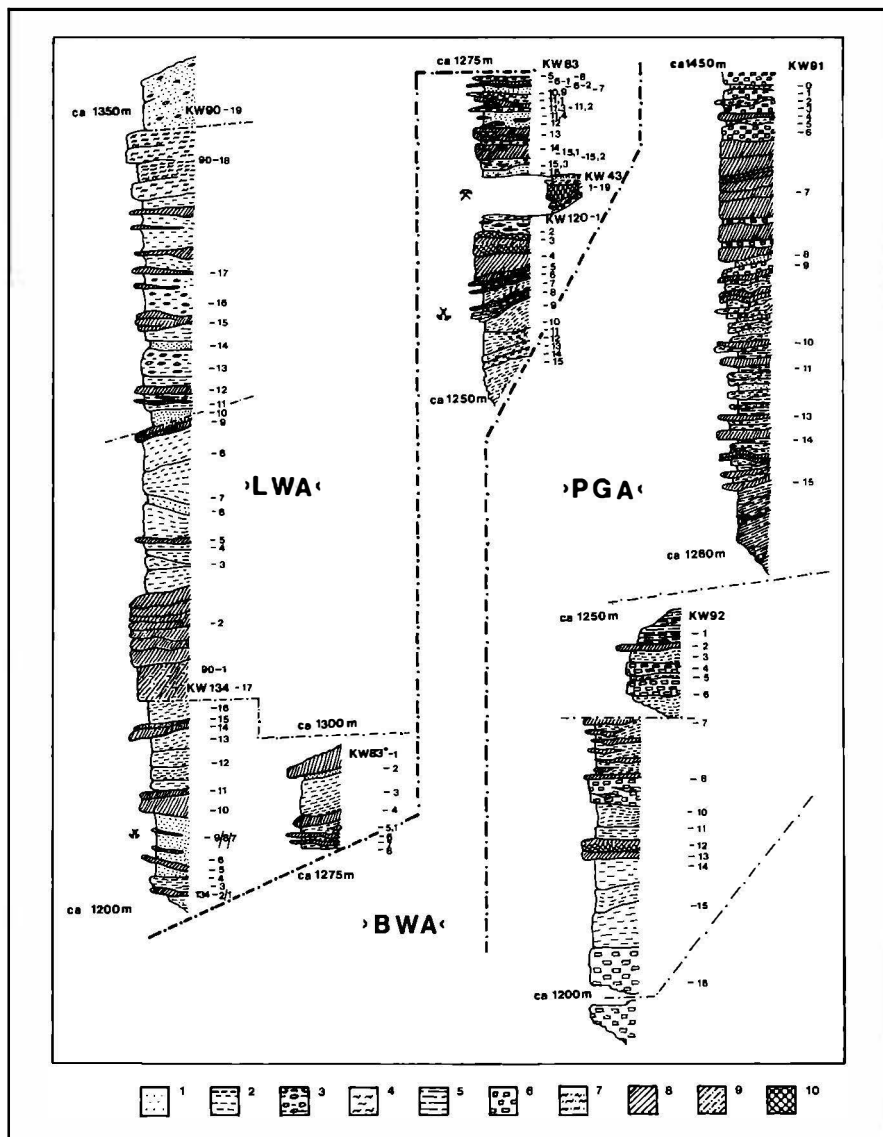


Abb. 9: Detailliertes Profil aus dem Bereich der Knappenwand. Legende: PGA= "Pochergabenabfolge", BWA= "Blauwandabfolge" mit Epidotstollen und Blauwandstollen (zum Revier Hochfeld), LWA= "Langwinkelabfolge"; 1=Quarz-reiche Gneise bis Quarzite, 2=feinkörnige Albit-Gneise, 3=mittelkörnige "Augen-Flasergneise", 4=Biotit-reiche Gneise und Schiefer, 5=Phengit-Gneise ("Weißschiefer"), 6="Knappenwandgneis", 7=Biotit-Chloritschiefer, 8=Amphibolschiefer, 9=Amphibolite mit Formrelikten, 10=Epidotamphibolite.

Geländebedingt fehlen die oberen, in der Wand befindlichen Schichtglieder dieser Abfolge. Die soweit ermittelte Gesamtbreite (senkrecht zur Schichtung) beläuft sich auf ca. 280 m. Bedingt durch den hohen Anteil an Knappenwandgneis sind die sauren und intermediären Gesteine mit ca. 80% vertreten. Auf die basischen Anteile entfallen nur ca. 20% (Abb. 9).

b) Die "Blauwandlabfolge" (BWA), als mittleres und kleinstes Paket, ist charakterisiert durch mächtigere, lagige und linsige Epidotamphibolite (mit der berühmten Kluft-Epidotmineralisation) und schmalen Chlorit-Albit-Amphibolschiefern in mächtigen, meist feinkörnigen Albitgneisen bis Quarziten. Die ebenfalls charakteristische sulfidische Kupfervererzung befindet sich in sehr gering mächtigen Biotit-Chloritschiefern (Probenserien: KW43, KW83, KW84 und KW120; Abb. 9, 10).

Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beläuft sich auf nur 100 m. Der Anteil der sauren und intermediären Gesteine auf dieser Profilstrecke liegt bei ca. 65%. Die basischen sind mit ca. 35% vertreten.

c) Die "Langwinkelabfolge" (LWA), als nördliches und liegendes Paket, weist ein markantes, breiteres Amphibolschieferpaket im Süden und eine mächtige, geschlossene Abfolge von Biotitgneisen bis Biotitschiefern im Nordabschnitt auf. Dazwischen sind meist mächtige Gneisbankungen diverser Zusammensetzung (fein- bis mittelkörnig oder flaserig, mit abwechselnd Amphibol, Chlorit, Biotit, Epidot oder Muskovit als Nebengemengteil, als Feldspat ist meist Albit vertreten). Wiederholt bis rhythmisch sind, als geringmächtige Einschaltungen, feinkörnige Chlorit-Amphibolschiefer festzustellen; vereinzelt treten dabei auch Lagen grobkörniger Amphibolite auf. Epidotamphibolit konnte hier keiner registriert werden (Probenserie: KW83, KW90 und KW134). Die Gesamtschichtbreite beträgt ca. 260 m. Im Profilineau entfallen davon auf saure Gesteine ca. 64%, auf basische 23% und auf intermediäre 13% (Abb. 9).

2.4. Mineralparagenesen in den alpinen Zerrklüften des Epidotstollens

Kluftbildung und Mineralisierung dieser Hohlräume erfolgte erst im Anschluß an den thermischen Höhepunkt der letzten, jungalpidischen Metamorphose. Die Kluftlösungen wurden im Ablauf des Abkühlungs- und Hebungsprozesses dem gleichen Temperatur- und Druckgefälle unterworfen wie die umgebenden Gesteine. Die Zusammensetzung der die Kluft begrenzenden Nebengesteine bestimmt den Chemismus der sich neubildenden Mineralphasen. Die P-T-Bedingungen der retrograden Metamorphose bestimmen die Mineralausscheidungsfolge.

Für die bisher im Epidotstollen aufgeschlossenen 70 Klüfte ist folgende, etwas vereinfachte Sequenz zu nennen: (Diopsid)-Aktinolith-Epidot-(Granat)-(Chalkopyrit-Galenit-Scheelit-Molybdänit)-Apatit-Quarz-Albit-Calcit-Adular-Titanit-Chlorit. Die Vollständigkeit der Abfolge ist nicht in jeder Kluft gegeben.

Anschließend folgt eine Beschreibung der wichtigsten und charakteristischen Erscheinungsformen der Mineralvergesellschaftung in der Knappenwand.

Gesteinsbildende Minerale:

Amphibole (Aktinolith, Hastingsit, Hornblende), Apatit, Biotit, Calcit, Chlorit (Klinochlor, Pennin, Ripidolith), Epidot, Feldspat (Albit, Kalifeldspat), Granat (Almandin, Andradit, Spessartin), Hämatit, Ilmenit, Klinopyroxen (Diopsid), Magnetit, Muskovit (Phengit), Quarz, Titanit, Turmalin und Zirkon.

Erzminerale (Im Nebengestein als Altbestand und als Neubildungen)

Bornit, Chalkopyrit, Galenit, Hämatit, Ilmenit, Magnetit, Markasit, Molybdänit, Pyrit, Pyrrhotin, Scheelit und Sphalerit.

Kluftminerale:

Amphibol: In den Varietäten Aktinolith bis aktinolithische Hornblende; spröde, graugrüne, sehr dünne haarförmige Nadeln, die 0,001 bis 0,3 mm Dicke und maximal 5 cm Länge erreichen. Sie konnten bisher in zwei Generationen, einer dunkelgrünen älteren und einer hellgrünen jüngeren Generation nachgewiesen werden. Aktinolith, auch Byssolith oder Amiant genannt, ist eine der ersten Ausscheidungen in der Paragenese und daher von vielen späteren Kristallbildungen umschlossen.

Apatit: Zum Teil wasserklare, glänzende, meist flächenarme Kristalle, die als eine der jüngeren Komponenten der Paragenese anzusehen sind. Die meist tafeligen Kristalle erreichen Durchmesser im mm-Bereich, in extremen Einzelfällen bis 8 cm. Sie sind vielfach mit Aktinolithnadeln durchwachsen. Auch hier treten zwei Generationen auf: Die primäre milchiggetrübte einschlußreiche und die sekundäre wasserklare idiomorph ausgebildete Form. Sie weisen F-Gehalte bis ca. 2 Gew.% auf.

Calcit: Weiße bis graue und gelbliche, zum Teil auch klare Kristalle und Kristallaggregate. Die Oberfläche ist fast durchwegs matt und stark korrodiert und vielfach von einem weichen, schwarzbraunen feinkörnigen Überzug aus Eisen- und Manganoxiden und -hydroxiden überzogen. Als Kristalltrachten sind überwiegend diverse Rhomboeder, selten auch Skalenoeder zu beobachten. Die Rhomboederkristalle können Kantenlängen bis zu 35 cm erreichen. Zusammen mit Chlorit stellt Calcit eine der jüngeren Generationen der Kluftparagenese dar.

Cerussit: Mikroskopisch kleine Kriställchen und Krusten als Oxidationsprodukt des Kluftgalenits.

Chalkopyrit: Im Bereich des Epidotstollens eher selten. Die mm-großen Kristallaggregate sind meist schon stark oxidiert und weisen kaum idiomorphe Formen auf. Oft vergesellschaftet mit Pyrit.

Chlorit: Feiner dunkelgraugrüner Belag oder Hohraumausfüllung. Die Korngröße liegt unter 0,2 mm. Dem Chemismus nach ist er der eisenreichen Varietät Ripidolith zuzuordnen. Als eines der jüngsten Kluftminerale tritt Chlorit meist in großen Mengen auf.

Diopsid: Nach WEINSCHENK (1896) sollen in den ersten Abbauphasen an der Knappenwand als Rarität auch Diopsid wie in den Vergleichsfundstellen "Seebachsee" und "Söllnkar" aufgetreten sein. Die dort in wesentlich größeren Mengen zu findenden Kristalle sind schwarz, nicht so hochglänzend wie Epidot, meist gedrungen und bilden zum Teil charakteristische treppenförmig angeordnete Verwachsungen. Erst in letzter Zeit sind wieder Diopside an der Knappenwand gefunden worden, aber nicht vergleichbar mit den genannten schönen idiomorphen und großen Ausbildungsformen. Als nur millimetergroße Kristallrelikte, die randlich u.a. in Epidot und Chlorit umgesetzt sind, treten sie in kleinen Klüften in granatreichen Gesteinspartien im massiven Epidotamphibolit auf.

Epidot: Bis 40 cm lange und bis armdicke Kristallstangen mit glänzenden vielfältigen Kristallflächen. Sie sind meist in wirrstrahligen Gruppen arrangiert, bilden aber auch sehr reizvolle bogenförmig verwachsene, kammartige Formationen. Typisch sind oft mehrfach geknickte und gebogene, wieder verheilte Kristalle. In einzelnen Klüften treten auch charakteristische dünnplattige Kristalle und Kristallaggregate auf, die bisweilen dachartig gegeneinander geneigt sind. Die flächenreichen Kristalltrachten weisen bis zu 183 Flächenkombinationen auf (BÜCKING, 1878). Epidot zählt nach dem Aktinolith zu einer der frühesten Kluftmineralausscheidungen. Zumindest 3 bis 4 Bildungen- generationen können unterschieden werden.

Feldspat, Varietät Albit: Kleine weiße, bis zu 5 mm große Kristalle, die fast durchwegs

vielfach verwachsene Kristallstöcke mit max. 2 cm Größe bilden. Sie sind meist auf Aktinolith oder Epidot aufgewachsen. Albit tritt, wenn auch nicht in großen Mengen, so doch fast in jeder Kluft auf. Die von TSCHERMAK (1872) an Knappenwandmaterial festgestellten "Adularalbite", als polysynthetische Verzwillingung von Adular mit Albit gedeutet, konnten nicht bestätigt werden.

Feldspat, Varietät Adular: Kleine, weiße bis farblose, glänzende, oft nur mm-große Kriställchen. Sie bilden meist dünne Krusten auf Albit, Epidot oder Calcit, oder sind als mikroskopisch kleine Einzelkristalle auf Aktinolithhärchen zu finden. In Abhängigkeit vom kaliumarmen Nebengestein ist Adular deutlich seltener als Albit.

Galenit: Kommt in mm-großen Kristallaggregaten auf Epidot sehr selten vor.

Granat: Hellbraune, meist mikroskopisch kleine Kristalle in kleinen Hohlräumen granatreicher Gesteinspartien, zusammen mit Calcit und Epidot. Die oft zonar gebauten Granate sind vorwiegend Andradite (sehr selten).

Ilmenit: Dünntafelige Kristalle mit Durchmesser bis 2 cm, die zum Teil auch rosettenartig verwachsen sind. Die einzelnen Tafeln können in Calcit eingewachsen sein, randlich sind sie teilweise zu Titanit umgewandelt.

Malachit: Als feinkristalline Krusten auf Kluftchalkopyrit.

Molybdänit: Sehr kleine dünne Kristallplättchen im Bereich unter 1 mm. Zusammen mit Scheelit in kleinen Klüften. Sehr selten.

Pyrit: Erscheint in mm-großen Kristallaggregaten, meist zusammen mit Chalkopyrit und Galenit; selten. Fast durchwegs stark limonitisiert.

Quarz: Farblos bis milchigtrüb, meist derbe Hohraumauffüllung mit eingewachsenem Chlorit, Epidot und Aktinolith; oft zusammen auch mit Calcit. Seltener auch idiomorphe wasserklare Bergkristalle und Kristallaggregate. Bergkristalle sind nur selten mit Epidot vergesellschaftet, meist mit Chlorit und Sphen. Die Kristalle, bisweilen auch als Doppelender ausgebildet, können Dimensionen bis 10 cm erreichen; zonar eingestreut ist oft Chlorit. Um 1900 konnten auch bis 20 cm große Skelett-Quarze gefunden werden, in denen Byssolithe eingewachsen sind.

Scheelit: Wasserklare bis milchigweiß und gelbbraun getrübt Kristalle und Kristallaggregate; die Oberfläche ist meist korrodiert. Die Größe der Aggregate liegt vorwiegend unter 1 cm. Aus alten Funden sind, als extreme Seltenheit, Kristalle zwischen 3 und 5 cm bekannt geworden. Im Gegensatz zu den im Nebengestein befindlichen Scheeliten, sind in den Klüften fast ausschließlich nur blaufluoreszierende Mo-freie Typen vertreten. Entsprechend dem W-Gehalt im Nebengestein, sind auch die Kluftscheelite nur an bestimmte Zonen im Stollenprofil gebunden.

Titanit: Hellgelbe bis gelbgrüne dünntafelige bis linsige Kristalle, die zum Teil charakteristisch verzwillingt sind. Meist nur in jenen Klüften, in denen der Epidot mehr oder minder stark zurücktritt. Kristallgrößen bis 2,5 cm. Als eine der jüngsten Kluftmineralisationen ist der Titanit vergesellschaftet mit Calcit, Quarz und Chlorit. Selten.

Verwitterungsminerale:

Anglesit, Azurit, Cerussit, Cyanotrichit, Gips, Limonit (Goethit, Lepidokrokit), Malachit und diverse Eisen- und Mangan-Hydroxid-Hydrat-Gele.

2.5. Mineral- und Erzparagenesen des Blauwandstollens

So wie im Hauptgrubengebäude am Talgrund (Martinstollen), ist die Vererzung vorwiegend an, zum Teil Granat-führende Biotit-Chloritschiefer gebunden. Als Begleitgesteine treten auch hier feingeschichtete, feinkörnige Albitgneise auf. Unmittelbar anstehender "Weißschiefer" konnte aber nicht festgestellt werden. In relativ mächtigen Bankungen ist er erst in der benachbarten Pochergrabenabfolge zu

beobachten (Abb. 10).

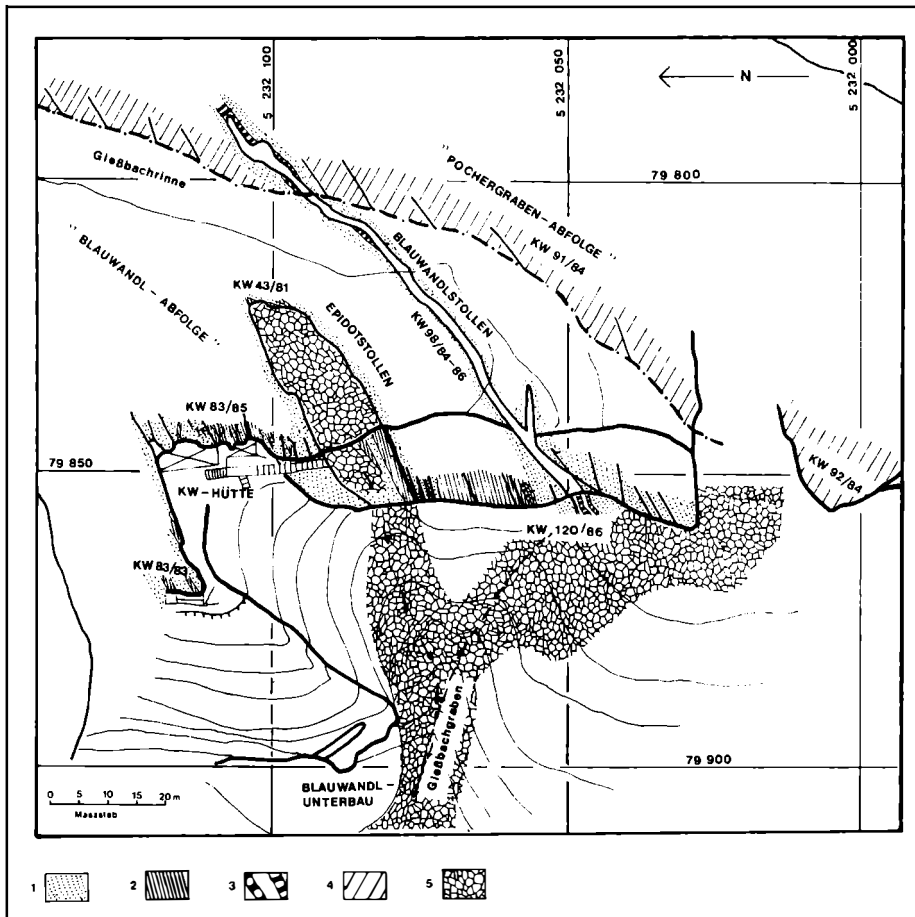


Abb. 10: Lageskizze (Grundriß) des Blauwandl- und Epidotstollens in der Knappenwand. Ausschnitt aus der Knappenwandmulde mit der Blauwandl- und Pochergrabenabfolge. Legende: 1 = diverse Albitgneise, 2 = diverse Metabasite, 3 = Biotit-Chloritschiefer mit Verzerung, 4 = Pochergrabenabfolge, 5 = Hangschutt und Abraumhalde.

Die folgende drei Erzparagenesen konnten im Blauwandlstollen registriert werden (SEEMANN & BRANDSTÄTTER, 1987):

- I: Viel Chalkopyrit und Pyrit, daneben Magnetit, Pyrrhotin und Markasit. In geringen Mengen Ilmenit, eisenarmer Sphalerit (ca. 3 Gew.% Fe), Galenit und Glaukodot. Sphalerit und Glaukodot befinden sich hauptsächlich im Chalkopyrit, Galenit tritt bevorzugt in und randlich von Pyriten auf.
- II: Hauptmenge: Chalkopyrit und Pyrit, daneben Markasit. Akzessorisch ist eisenreicher Sphalerit (ca. 9 Gew.% Fe) und Altit nachzuweisen. Beide befinden sich im Chalkopyrit.
- III: Neben Pyrit und Chalkopyrit ist nur Sphalerit als akzessorischer Gemengteil.

Mineralbestand der erzbegleitenden Silikate: Chlorit (Ripidolith), Biotit, Granat (Almandin mit schwachem Zonarbau) Feldspäte (Albit, in seltenen Fällen auch Adular). Als untergeordnete Gemengteile: Epidot, Zoisit, Turmalin und Apatit. Verwitterungsminerale: Cerussit, Anglesit, Cyanotrichit, Gips, Limonit.

2.6. Exkursionspunkte:

Aufstieg zur Knappenwand, Besichtigung der leicht erreichbaren Anteile der Pochergraben-, der Blauwandl- und der Langwinkelabfolge. Besuch des Blauwandlstollens und der historischen Epidotfundstelle.

Literaturverzeichnis:

- BREZINA, A. (1871): Die Sulzbacher Epidote im Wiener Museum. *Min.Mitt.* 1871/1, 49-52.
- BROWN, G.C. (1982): Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: R.S. THORPE (Editor): *Orogenetic Andesites and Related Rocks*. Chichester: Wiley & Sons, 437 - 464.
- BÜCKING, H. (1878): Über die Kristallformen des Epidot. *Z.Kryst.* 2, 321-415.
- COTTA, B.v. (1861): Die Erzlagerstätten Europas (Bd. 2 der "Lehre von den Erzlagerstätten"). Buchhdlg. J.G. Engelhardt, Freiberg, 2. Auflage, 744 S.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). *Jb. Geol.B.-A. Wien* 96, 143-192.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 101, 323-472.
- FRASL, G. & FRANK, W., (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. *Der Aufschluß*, Sb. 15, 30-58.
- HÖCK, V., STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (*Geotraverse B*). *I.G.C.P. Nr. 5, Newsletter*, 4, 44 - 46.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. *Abh.bayer.Akad.Wiss.math.-naturw. Kl., N.F.* 157, A-B, 114 S.
- KRAIGER, H. (1988): Die Habachformation - ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. *Mitt.Geol.Ges.* 81, 47-64.
- LAHNSTEINER, J. (1980): Oberpinzgau von Krimml bis Kaprun. Selbstverlag A.und M.Lahnsteiner, Hollersbach, Salzburg. 3.Auflg., 723 S.
- PAAR, W.H., CHEN, T.T. & MEIXNER, H. (1980): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalts in paleozoic gneisses and schists from Oberpinzgau, Salzburg province, Austria. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 27, 1-16.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. THORPE (Editor): *Orogenetic Andesites and Related Rocks*. Chichester: Wiley & Sons, 437 - 464.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet.Sci.Lett.* 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRIS, M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contrib.Mineral.Petrol.* 69, 33 - 47.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau-Salzburg). *Diss. Univ. Wien*, 117 S.
- QUADT, A.v. (1985): Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte

- und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). Diss. ETH Nr. 7928, ETH Zürich, 241 S.
- SEEMANN, R. (1987): Edidotfundstelle Knappenwand; Geschichte - Geologie - Mineralien. Mit einem Beitrag über den Kupferbergbau im Untersulzbachtal. 2. überarb. Aufl., Verlag D. Bode, Haltern, BRD, 48 S.
- SEEMANN, R. & BRANDSTÄTTER, F. (1987): Altitführende Erzparagenesen aus dem Blauwandlstollen, Untersulzbachtal, Salzburg. Ann.Naturhist.Mus. Wien 89A, 1-13.
- SEEMANN, R. & KOLLER, F. (1988): Petrographic and geochemical investigations in the Knappenwand Area, Habach Formation (Tauern Window, Austria). Mitt.österreich. Geol.Ges. 81, 109 - 122.
- STEYRER, H.P. (1982): Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). Diss. Univ. Salzburg, 178 S.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg). Mitt.Österr.Geol.Ges. 76, 69-100.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. Ofioliti 10, 441-456.
- TSCHERMAK, G. (1872): Notizen: Adular-Albit von Sulzbach (Feldspat aus der Knappenwand). Mineral.Mitt. 1872, 196-197.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Minerallagerstätten des Groß-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Z.Krist. 26, 337-508.
- ZEPHAROVICH, V.R.v. (1859): Über die Krystallformen des Epidots. Sitzungsber. Akad.Wiss.Wien, math.-naturwiss.Kl. 34, 480-499.
- ZEPHAROVICH, V.R.v. (1869): Mineralogische Notizen: III. Neuere Mineralfunde in Salzburg. Jahrb.k.k.Geol.R.-A. 19, 225-234.

Exkursion E3: FLUORITVORKOMMEN VORDERKRIMML, PINZGAU, SALZBURG

GÖTZINGER*, M.A., SEEMANN, R.**

- * Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien
- ** Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 1, A-1010 Wien

EINLEITUNG

Das Fluoritvorkommen Vorderkrimml, Gemeinde Wald im Pinzgau, liegt ca. 300 m NW der Endstelle der Pinzgauer Lokalbahn. Die Entdeckung des Vorkommens erfolgte im Zuge der Steinbrucharbeiten (Schottergewinnung für den Straßenbau) in den Jahren 1928 - 1935. Die Erstbeschreibung in zugänglicher Literatur erfolgte erst durch MATZ (1953). Ein gezielter Abbau auf Fluorit wurde durch den Schuldirektor Hugo Ullhofen aus Neukirchen in den Jahren 1950 - 1960 durchgeführt. Aus dieser Zeit stammen wahrscheinlich die schönsten, in vielen Sammlungen befindlichen Fluoritstufen dieses Vorkommens. Bis 1975 wurde das Vorkommen von vielen Sammlern besucht. Durch unsachgemäße Vortriebsarbeiten wurden die Stollen unpassierbar gemacht. Erst auf Initiative von Herrn Andreas Kammerlander und sieben weiteren Interessenten aus Wald wurde am 29. 8. 1988 der Mineralienverein Wald im Pinzgau gegründet, mit der Hauptaufgabe der neuerlichen Belebung des Fluoritbergbaues im Rehrköpfl. Nach Verträgen mit den Grundbesitzern und Erlangung einer Schurfberechtigung wurden das Stollenvorfeld und Mundloch freigelegt und die Stollenanlagen befahrbar gemacht, mit dem Ziel, weitere Mineralisationen für Ausstellungen, Dokumentation und Wissenschaft zugänglich zu machen.

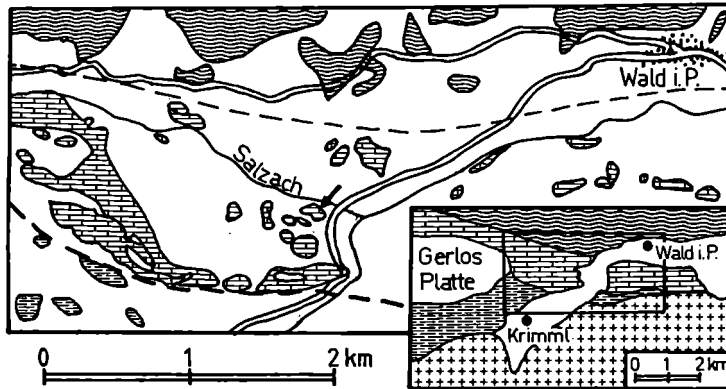
Die Kartierung und wissenschaftliche Betreuung der weit über den Pinzgau hinaus bekannten Mineralfundstelle hat das Naturhistorische Museum Wien unter Mitarbeit der Universität Wien übernommen. Die Einschlußuntersuchungen werden in dankenswerter Weise vom Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Proj. P 6072) unterstützt.

DER GEOLOGISCHE RAHMEN

Das Fluoritvorkommen liegt in stark rekristallisierten Dolomiten der Krimmler Trias (FRASL, 1953). Das triadische Alter ist durch Wirtelalgenfunde gesichert (DIENER, 1901). Neben den steilstehenden Karbonatgesteinen (hauptsächlich Dolomite, Kalke stark untergeordnet) treten weiße und grünliche Quarzite (Skyth?), stellenweise auch Gipse und Rauhacken auf. Nach KOBER (1938), TOLLMANN (1977) und THIELE (1980) gehören diese Triasgesteine dem Unterostalpin an und sind damit der Trias der Tarntaler Berge im Westen sowie der Radstädter Trias im Osten vergleichbar. In letzterer liegen mehrere Fluoritvorkommen, z.B. im Weißbeck-Riedingsee-Gebiet, wo sehr detaillierte Kartierungen durch EXNER (1983) vorliegen.

Demnach handelt es sich um permotriadische Sedimentfolgen, die u.a. mit den stellenweise fluoritführenden Gutensteiner Schichten (vgl. GÖTZINGER, 1985) zu parallelisieren sind. Nördlich der Krimmler Trias liegt die ebenfalls zum Unterostalpin zählende Innsbrucker Quarzphyllitzone; dazwischen treten eine Schuppenzone

unterschiedlicher Gesteine sowie Dolomitbrekzien mit starken Deformationsanzeichen auf. Die geologischen Verhältnisse im Bereich Krimml - Wald i.P. zeigt die Abb. 1.



Unterostalpin

Quarzphyllit

vorwiegend Karbonat-
gesteine (Krimmler Trias)

↑ Fluoritvorkommen

Penninikum

Schieferserie

Zentralgneis

Abb. 1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte eines Ausschnittes vom Nordrand des Tauernfensters zwischen Wald und Krimml nach der geologischen Karte von KARL & SCHMIDEGG (1979) sowie nach STEYRER (1983).

GESTEINE UND MINERALE IM BEREICH DES FLUORITVORKOMMENS

- 1) Der kleine Mineralbergbau hat zur Zeit eine Gesamtstollenstrecke von ca. 50 Metern, mit einer Höhen-Tiefenerstreckung von ca. 25 Metern (Abb. 2). Die Stollenanlage weist eine Dreiteilung auf: Der obere Stollen endet nach einer Steilstrecke in einer "blasenartigen" Erweiterung (Entwitterung durch eine enge Karströhre), die unterlagernde, kürzere Strecke endet in einer ehemals fluoritführenden Auskolkung, der unterste Abschnitt ist ein fast senkrechter Schacht von ca. 10 m Tiefe. Er ist zu ca. 3/4 von Grundwasser erfüllt und stellt eine großteils natürliche Karströhre dar. Wandungen und eingestürztes Blockwerk sind hier von hellblauen Fluoriten überzogen, wobei waagrechte Flächen und Simse reicher besetzt sind als senkrechte Flächen.
- 2) An Gesteinen treten einerseits unterschiedliche Dolomite mit geringen Gehalten an Calcit, Quarz und Illit auf sowie Brekzien unterschiedlicher Zusammensetzung, andererseits Brekzien und Feinsedimente in charakteristischen Hohlräumen auf, die am ehesten mit Karsterscheinungen vergleichbar sind ("Hydrothermalkarst"). Unter den Dolomiten sind mehrere Typen unterscheidbar: Feinkörnige, weiße bis gelbliche und hellgraue Lagen, in z.T. rhythmischer Abfolge, stellenweise mit

hellrosa und hellgrünen Partien. An manchen Schichtflächen sind geringmächtige, hellgraue, tonige Einlagerungen feststellbar. Im Bereich der Stollen kommen dunkelgraue, deutlich geschichtete, kompakte Dolomite in Wechsellagerung mit hellen Anteilen vor (siehe Abb. 3a und 3b). An der Südseite stehen, nur örtlich aufgeschlossen, dunkelgraue, massige Dolomite mit weißer, nicht orientierter Äderung an. Diese Gesteine erinnern an Gutensteiner Kalke (Anis- Mitteltrias). In den durch die Stollenanlagen gut aufgeschlossenen Bewegungszonen sind Brekzien in vielen Mischungsvarianten zu beobachten. Es treten vor allem dunkle Dolomite mit heller Matrix auf.

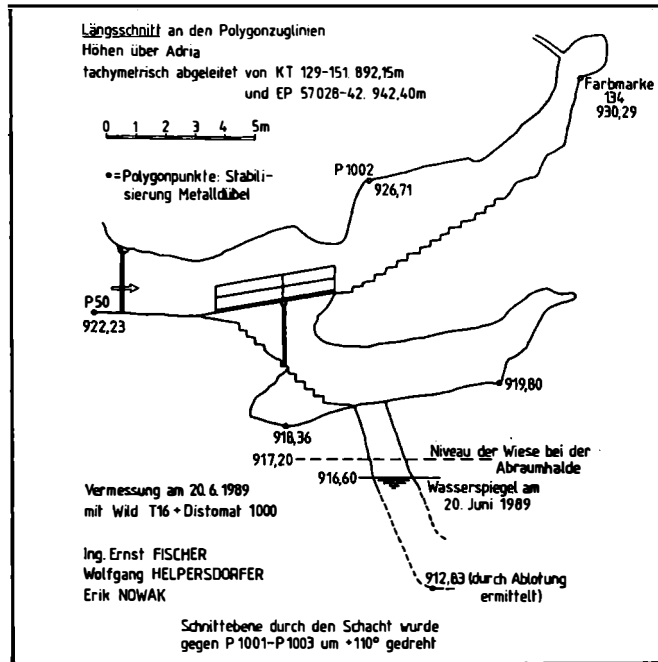


Abb. 2: Grubenkarte (Längsschnitt) des Fluoritbergbaues im Rehrköpfl bei Vorderkrimml, Vermessung und Stand 6/1989.

Die Hohlraumfüllungen bestehen aus feinkörnigen Sedimenten und Brekzien. Erstere enthalten Quarz und Muskovit-Illit in den basalen, meist dunklen Teilen; nach oben hin werden die Sedimente heller, der Quarzgehalt nimmt ab, Dolomit tritt auf und mit ihm zusammen Fluorit. Diese ersten Fluorite sind gefüllt mit Muskovit-Illit, Dolomit und Quarz; die undeutlichen Umrisse lassen im Mikroskop Würfel erkennen (Abb. 4). In einer späteren Abfolge im Hohlraumsediment finden sich Fluoritwürfel, die weniger Fremdmineraleinschlüsse zeigen (Abb. 5). Die Brekzien bestehen aus meist eckigen, dolomitischen Komponenten, seltener aus feinkörnigen Schiefen mit Pyritkriställchen. Mitunter kommen auch Fluoritbruchstücke als Komponenten hier vor. Die feinkörnige Matrix wird aus Quarz und Muskovit-Illit gebildet, sie erscheint im Handstück dunkelbraun bis schwarz. Mit fallender Farbintensität steigt der Gehalt an Fluorit. In den obersten Bereichen treten Brekzien auf, in denen Dolomit- und Fluoritbruchstücke mit Fluorit verkittet

sind. Diese Bereiche leiten über zu den Resthohlräumen, in denen Fluorit dominiert.

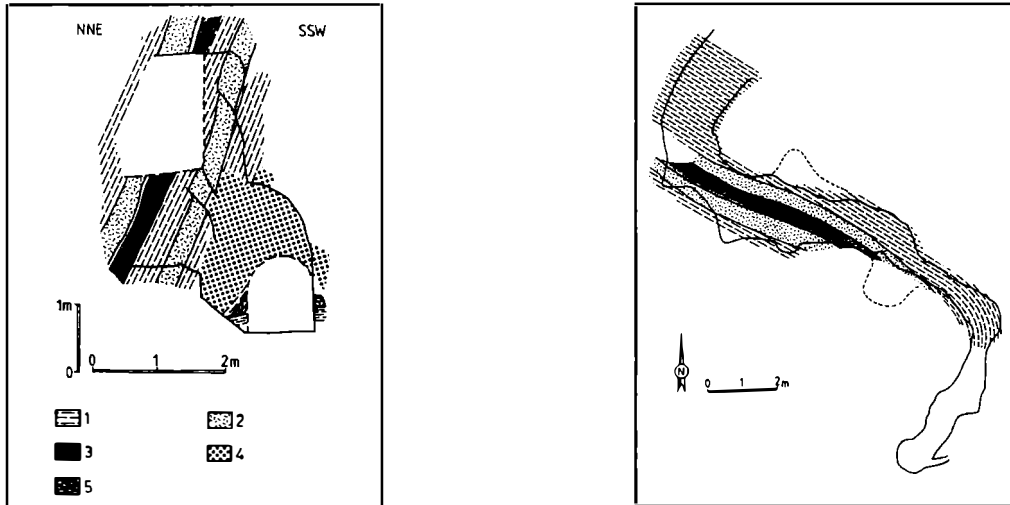


Abb. 3: Schnitt (3a) und Grundriß des oberen Stollens (3b), Fluoritbergbau im Rehrköpfl. Kartierung durch H. Steininger (1989). Legende: 1 = hellgrauer Dolomit, gut gebankt; 2 = schwarzer, ungeschichteter Dolomit; 3 = helle Brekzienzone; 4 = Brekzie mit dunklen Dolomitkomponenten in heller Matrix; 5 = Brekzie mit hellen Dolomitkomponenten in dunkler, quarzitischer Matrix (Hohlraumfüllung).

- 3) Die Ortsbilder in der Grube zeigen, daß die Hohlräume nicht vollständig mit Sedimenten und Brekzien aufgefüllt wurden. In den obersten Bereichen konnten Minerale aus den verbleibenden Restlösungen auskristallisieren, wobei die Mineralabfolge innerhalb des Vorkommens recht einheitlich ist (und mit der des Vorkommens vom Weißbeck, Sbg. durchaus vergleichbar ist):

Nebengesteinsdolomit und Komponentendolomit der Brekzien sind von einem bräunlichen Quarzrasen (Kristalle bis 1 mm) überwachsen. Darauf folgt stellenweise tafelig-büscheliger Baryt von weißer Farbe (Kristalle bis etwa 5 mm), der schon von KONTRUS & NIEDERMAYR (1969) beschrieben wurde. Darüber folgen (mindestens) zwei Fluoritgenerationen (vgl. Abb. 6a). Es läßt sich eine substanzuell steigende und hernach fallende Hauptkristallisationsphase von einer in Form und Farbe unterscheidbaren Spätkristallisationsphase trennen. Die Erstausscheidung in den Resthohlräumen wird von violetten, einfachen Würfeln gebildet, die entweder direkt dem Dolomit oder dem Quarzrasen (oder dem Baryt) aufsitzen. Zur Illustration sei auf die Abb. 6d verwiesen, wo auf freikorrodierten Quarzklüften die Kristallisation einsetzte. Freie Kristalle dieser violetten Erstkristallisation sind selten, da sie meist von darauffolgenden Fluoritkristallen überwachsen sind. In der Hauptkristallisationsphase treten zusammengesetzte Würfeln (mit Tetrakis-hexaeder = "Pyramidenwürfel") von blauer bis blaugrüner Farbe auf (Abb. 6b). In diesen Fluoriten sind mitunter die violetten Kernbereiche sichtbar. In der folgenden abflauenden (späten) Hauptkristallisationsphase treten einfach parkettierte Würfel von hellblauer bis hellgrüner Farbe auf. Diese bilden häufig kleine Kristallgruppen.

Manche Fluoritkristalle wurden offenbar erheblich angeätzt, sodaß reine Tetrakishexaeder mit rauhen Flächen entstanden. Später kristallisierte von den Würfelkanten aus neuerlich Fluoritsubstanz, jedoch nicht flächendeckend, sodaß "Fensterfluorite" entstanden.

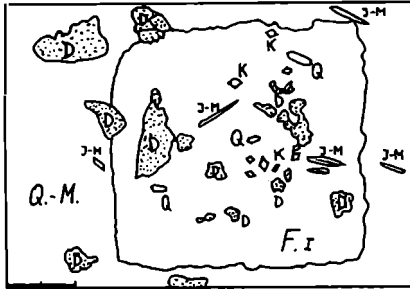


Abb. 4: Fluoritkristall mit Einschlüssen in der Quarz-Matrix (Q.-M.) einer Hohlraumbrekzie. 200 fach, Balkenlänge = 0,1 mm. D = Dolomit, teilweise korrodiert; Q = idiomorphe Quarzkristalle; J-M = Illit-Muskovit; K = neu gesproßte Karbonat-rhomböeder. Der Fluorit I gehört einer Frühkristallisation im Brekziensediment an. Zeichnung nach einem Dünnschliff-foto.



Abb. 5: Früh- (F I) und Spätkristallisation (F II) von Fluorit in Hohlraumbrekzie. 40 fach, Balkenlänge = 0,5 mm. Q.-M. = Quarz-Matrix; D = Dolomit; schwarz = Pyritkristalle (Würfel und Pentagondodekaeder). Zeichnung nach einem Dünnschliff-foto.

Die Spät- bzw. Letztkristallisationsphase von Fluorit erscheint in farblosen Einzelkristallen mit dominierendem Tetrakishexaeder, würfelkantenbrechend tritt noch ein etwas steilerer Tetrakishexaeder mit matten Flächen auf. Die glänzenden Würfelflächen sind nur untergeordnet ausgebildet, manche Ecken werden durch winzige Deltoidikositetraederflächen abgeschragt (Abb. 6c).

Nach OBENAUER (1933) können an Fluorit fünf Haupttrachten unterschieden werden (würfelige, oktaedrische, rhombendodekaedrische, ikositetraedrische und kuboktaedrische - Reihenfolge nach der Häufigkeit), die Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen zulassen. Nach diesen Ergebnissen und eigenen Erfahrungen wurde eine Kristallformübersicht in der Abb. 7 zusammengestellt, nach der die Fluorite aus Vorderkrimml zur tief hydrothermalen bis hydatogenen Bildungsphase gehören.

EINSCHLUSSUNTERSUCHUNGEN UND GEOCHEMISCHE ERGEBNISSE

Von den hellblaugrünen Fluoriten der Hauptkristallisationsphase wurden Mineral- und Flüssigkeitseinschlüsse untersucht. An Fremdmineraleinschlüssen treten auf: Idiomorphe Quarze (0,02 - 0,03 mm), Karbonatrhomböeder (bis 0,1 mm) und Schichtsilikatplättchen - diese konnten mittels Infrarotspektroskopie als Muskovit-Illit identifiziert werden (vgl. GÖTZINGER, 1990). Pseudosekundäre Einschlüsse zeigen eine Flüssigkeit und eine Gasphase (Libelle), wobei der Füllungsgrad (liquid) über 95 % liegt. Die Homogenisierungstemperaturen der pseudosekundären Einschlüsse liegen zwischen 128 und 139 °C, die der sekundären Einschlüsse zwischen 104 und 118 °C. Der Salzgehalt (Salinität) der Lösungen ist niedrig, er variiert zwischen 4,5 und 6,3

Gew.% NaCl (äquivalent). Der Einschlußwassergehalt in den Fluoriten beträgt zwischen 0,024 und 0,03 Gew.% (Bestimmung mittels Infrarot); es konnten auch geringe Mengen CO₂ nachgewiesen werden. Als minimale Bildungstemperaturen sind demnach etwa 140 °C anzunehmen.

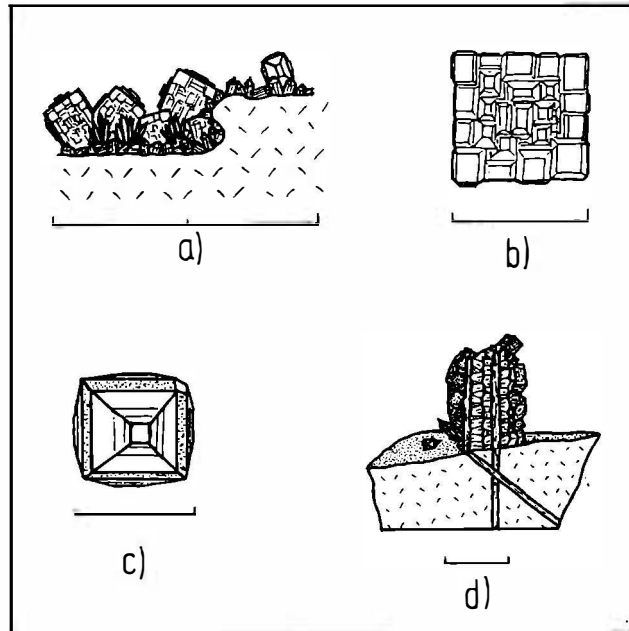


Abb. 6: Skizzen zur Mineralgesellschaft und Morphologie der Fluorite von Vorderkrimml:

- a) Seitenansicht der Mineralabfolge von Dolomit, Quarzrasen, darauf tafelig-büscheliger Baryt und zwei Generationen Fluorit (bläuliche Kristallgruppe und farbloser Einzelkristall), Balkenlänge ca. 20 mm;
- b) Komplex zusammengesetzter Kristall der Hauptkristallisationsphase (blau bis blaugrün) mit Würfeln und Tetrakishexaedern, Balkenlänge ca. 4 mm;
- c) Würflicher Kristall mit einem steileren Tetrakishexaeder (matt, punktiert) und flachem Tetrakishexaeder, kleine Würfelflächen und eine Deltoidikositetraederfläche zeigend, Balkenlänge ca. 1 mm;
- d) Geringmächtige Quarzklüfte in Dolomit, teilweise freikorrodiert, an und zwischen den Quarzfilamenten ist zuerst violetter Fluorit und darüber blauer Fluorit auskristallisiert, links auf der mit Quarzrasen bedeckten Fläche ist sowohl Baryt als auch ein Fluorit-Tetrakishexaeder aufgewachsen. Balkenlänge ca. 10 mm.

Von genetischem Interesse sind auch die Spurenelementgehalte der Fluorite. HUBER (1965) gibt in ihrer Dissertation einige Spurenelementgehalte von Fluoriten an; Werte für einen Fluorit von Wald/Krimml (in ppm): Mn 0,3; Sr 20; Pb 0,3; Na 20; Mg 20; Al 10; Y 120 und Yb 4,4. Fe, Zn und die anderen Seltenerd-Elemente lagen unter der Nachweisgrenze. SEE-Bestimmungen durch H. WEINKE (GÖTZINGER et al., 1990) mittels Neutronenaktivierung ergaben vorläufig folgende Mittelwerte (aus 4 Messungen): La 0,95; Sm 2,8; Tb 0,85 (in ppm). Im Diagramm Tb/Ca gegen Tb/La (MÖLLER et al., 1976) fallen die Atomverhältnisse in das tiefhydrothermale Feld, vergleichbar den Werten vom Weißbeck, Sbg, (siehe Abb. 8).

Von zwei Evaporitproben (Gips von Vorderkrimml, N-Rand der Krimmler Trias; Anhydrit vom Walder Wieser Wald, S-Rand der K.T.) liegen Schwefelisotopenwerte vor: Gips +16,5 ‰; Anhydrit +15,5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ (CDT). Vom Baryt neben Fluorit gibt es zwei ungefähr gleiche Werte; 6,7 ‰ (SCHROLL & PAK, 1980) und 6,6 ‰. Eine Diskussion der Barytwerte erscheint ohne weiteres Wissen derzeit noch nicht zielführend. Eine Alterseinstufung der Evaporite (vgl. NIELSEN, 1979) ist nicht eindeutig möglich: S-Isotopenwerte von Sulfaten zwischen +15 und +17 ‰(CDT) scheinen erstens in der Literatur nur spärlich auf und sind zweitens mehrdeutig.

Es kann sich um einen Misch- oder Zwischenwert zwischen oberpermischen und anischen Evaporiten handeln oder um einen charakteristischen ladinisch-karnischen (Keupergips). Für beide Versionen gibt es Beispiele (siehe u.a. PAK, 1974, 1978).

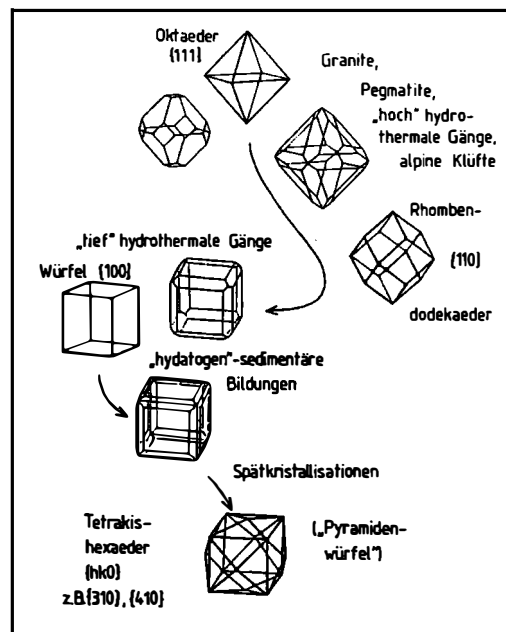


Abb. 7: Fluorit: Häufige Kristallformen in Abhängigkeit von den Bildungsbedingungen.

ÜBERLEGUNGEN ZUR BILDUNGSGESCHICHTE DER FLUORITE

Es ist offensichtlich, daß vor der Bildung der Hohlräume karstartige Schläuche und Hohlräume angelegt waren, und zwar entlang von Schichtfugen und Störungen. Die Anlage der Störungen und die spätere Hohlräumebildung erfolgten möglicherweise während und nach intensiver jungtertiärer Bewegungsvorgänge - ein offenes Hohlräume-system hätte größeren Belastungen wohl nicht standhalten können. Kleinräumige Bewegungen nach der ersten Fluoritkristallisation sind durch vereinzelte Fluoritbruchstücke und -komponenten in den Hohlräumebrekzien dokumentiert; die Haupt-

kristallisation erfolgte aber erst nachher. Die Herkunft der quarzreichen Füllungen ist aus den quarzreichen Begleitgesteinen durch Mobilisation vorstellbar, Illit-Muskovit-Neusprossungen sind in ähnlicher Weise erklärbar (Phyllite der Umgebungsgesteine).

Die Herkunft des Fluors ist aus zwei Quellen denkbar: Erstens enthalten die Phyllite der Umgebungsgesteine sicherlich genug mobilisierbares Fluor (Glimmer!); zweitens ergibt sich die Möglichkeit der Herkunft aus den dunklen, bituminösen Karbonatgesteinen der Krimmler Trias, die im Falle der Äquivalenz zu den Gutensteiner Schichten erfahrungsgemäß fluorreich sind (fein verteilter Fluorit). Diese Fluorite waren ja Ausgangssubstanz für die Fluoritvorkommen des Typs Laussa in der Steiermark (vgl. GÖTZINGER & WEINKE, 1984). Die Mobilisation erfolgte dort durch saline Lösungen - Gipse gibt es auch in der Krimmler Trias. Die relativ geringe Salinität der mineralisierenden Lösungen im Bereich Vorderkrimml läßt den Schluß zu, daß in größerem Maße auch Oberflächenwässer an der Fluoritbildung beteiligt waren.

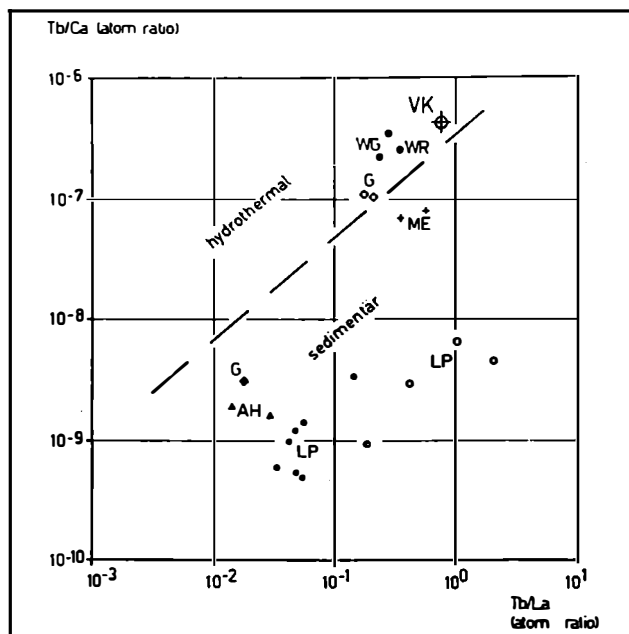


Abb. 8: Projektionspunkt der Fluorite von Vorderkrimml (VK) im Tb/Ca gegen Tb/La (atomar) Diagramm (nach MÖLLER et al., 1976) - Vergleich zu anderen Vorkommen: WG und WR = WeiBeck Gipfel und W.-Riedingsee, Sbg; G = Gams, Stmk.; ME = Mooseck, Sbg; LP = Laussa Platzl, Stmk; AH = Alland-Höcherberg, N.Ö. Siehe dazu GÖTZINGER & WEINKE, 1984.

Fluoritfunde jüngsten Datums am Südfuß des Falkensteins bei Krimml, unter Mithilfe A. Steiners (Bramberg), zeigen eine Mineralgesellschaft, wie sie für den Typ Laussa, Stmk. charakteristisch ist: Violette Fluoritwürfel mit Calcit in Klüften eines dunklen Karbonatgesteins.

DANK: Dem FFWF dankt M.A.G. für die Unterstützung der Einschlußuntersuchungen (Proj. P 6072). Herrn A. Kammerlander (Wald I.P.) danken wir für die Initiative und für die stete Hilfsbereitschaft bei

Geländearbeiten. Zu Dank verpflichtet sind wir dem Vermessungsteam (Ing. E. Fischer, W. Helpersdorfer und E. Nowak) sowie Herrn Mag. H. Steininger (Wien) für geologische Aufnahmen. Herr W. Zirbs fertigte in dankenswerter Weise mehrere Zeichnungen an.

Literaturverzeichnis

- DIENER, C. (1901): Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. *Jahrb.k.k. geol.Reichsanst.* **50**, 383-394.
- EXNER, Ch. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr.* **29**, 41-74.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). *Jb.Geol. B.-A. Wien* **96**, 143-192.
- GÖTZINGER, M.A. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich - Ein Überblick. *Arch.Lagerst.-Forsch. Geol.B.-A.* **6**, 183-192.
- GÖTZINGER, M.A. (1990): Determination of aqueous salt solutions in fluid inclusions by infrared investigations. *N.Jb.Mineralog.* **1990**, 1-12.
- GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis-Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* **33**, 101-119.
- GÖTZINGER, M.A., SEEMANN, R. & WEINKE, H.H. (1990): Das Fluoritvorkommen Vorderkrimml, Salzburg - Geologie, Mineralogie und Geochemie der Fluorite. *Mitt.Österr.Min.Ges.* **135**, im Druck.
- HUBER, I. (1965): Beitrag zur Geochemie der Flußspäte. *Diss. Univ. Wien* 1965, Nr. 21.557, 108 S.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): *Österr. Geol. Karte 1:50000, Blatt 151, Krimml, Geol.B.-A. Wien.*
- KOBER, L. (1938): *Der geologische Aufbau Österreichs.* Verlag Springer, Wien, 204 S.
- KONTRUS, K. & NIEDERMAYR, G. (1969): Neue Mineralfunde aus Österreich, 1962-1968. *Mitt.Österr.Min.Ges.* **121**, 355-359.
- MATZ, K.B. (1953): Genetische Übersicht über die österreichischen Flußspatvorkommen. *Der Karinthin* **21**, 199-217.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.J. (1976): The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluor spar genesis. *Min. Deposita* **11**, 111-116.
- NIELSEN, H. (1979): Sulfur isotopes. In: Jäger, E. & Hunziker, J.C. (eds.): *Lectures in isotope geology*, p. 283-312, Verlag Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- OBENAUER, K. (1933): Zur Tracht und Paragenese des Flußspats. *N.Jb.Min., Geol.,Pal., Abh.* **66**, Beil.Bd., Abt. A, 89-119.
- PAK, E. (1974): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. *Anz.Österr.Akad.Wiss. math.-naturw.Kl.*, Jg. 1974, 166-174.
- PAK, E. (1978): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik II. *Anz.Österr.Akad.Wiss. math.-naturw. Kl.*, Jg. 1978, 6-22.
- SCHROLL, E. & PAK, E. (1980): Schwefelisotopenzusammensetzung von Baryten aus den Ost- und Südalpen. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* **27**, 79-91.
- STEININGER, H. (1989): pers. Mitteilung.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). *Mitt.Österr.Geol.Ges.* **76**, 69-100.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. In: Oberhauser, R.(Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 300-314, Geol.B.-A., Verlag Springer, Wien.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Verlag F.Deuticke, Wien, Bd. 1, 766
S.

Exkursion E4: HABACHFORMATION, ALTKRISTALLIN IM HABACHTAL UND FELBERTAL

HÖCK, V., PESTAL, G.

- * Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg
- ** Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Übersicht über die Geologie und die vorpermischen Gesteinsformationen in den Mittleren Hohen Tauern

Die entscheidenden geologischen Elemente im penninischen Tauernfenster sind die Zentralgneis-Kerne mit metamorphen variszisch intrudierten Granitoiden und die ummantelnden Schieferhüllgesteine. Sie umfassen möglicherweise oberproterozoische, sicher aber paläozoische und mesozoische Schichtglieder (Abb. 1).

Die im Zuge der variszischen Orogenese konsolidierte kontinentale Kruste wurde im Jura neuerlich unter Bildung des Südpenninischen Ozeans zerlegt. Ophiolitische Reste der jurassischen Ozeankruste sowie mächtige tonige und mergelige Sedimente (Schwarzphyllite, Kalkglimmerschiefer) - sie werden unter dem Namen Bündnerschiefer Formation zusammengefaßt - liegen tektonisch über den vorwiegend vormesozoischen Gesteinen der nördlich anschließenden mittelpenninischen Schwellenzone. Diese wird von FRISCH (1976) als Venedigerdecke bezeichnet. Sie weist einen vielschichtigen Internbau auf, der vielleicht schon teilweise variszisch angelegt wurde, seine wesentliche Prägung aber durch die alpidische Gebirgsbildung erhielt. Im Gebiet der Mittleren Hohen Tauern wird die Venedigerdecke *sensu* FRISCH durch den Granatspitzkern (Zentralgneise) und die Granatspitzhülle als tiefste Einheit in autochthoner bis parautochthoner Position sowie durch den Venedigerlappen mit der Habachzunge (ebenfalls parautochthon) samt deren Hülle repräsentiert. Deren Fortsetzung im S und E überlagert als Riffdecke den Granatspitzkern und seine Hülle.

Aufbauend auf die Arbeiten von CORNELIUS & CLAR (1939), FRASL (1958) sowie FRASL & FRANK (1966) lassen sich folgende vorpermische Gesteinsformationen unterscheiden:

- 1) die Formation der Alten Gneise, der Basisamphibolit und die Amphibolite des Zwölferzuges
- 2) die Habachformation
- 3) die Biotitporphyroblastenschiefer

Im folgenden ist der Aufbau der einzelnen tektonischen Einheiten nur stichwortartig charakterisiert. Detailliertere Beschreibungen der einzelnen Formationen finden sich bei den entsprechenden Haltepunkten (vergl. auch Abb. 1):

Aufbau der Granatspitzhülle

Basisamphibolit: Peridotite, Wherlite, Pyroxenite, Hornblendite, Metagabbros und gebänderte Amphibolite

Geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern (mit Exkursionshaltepunkten)

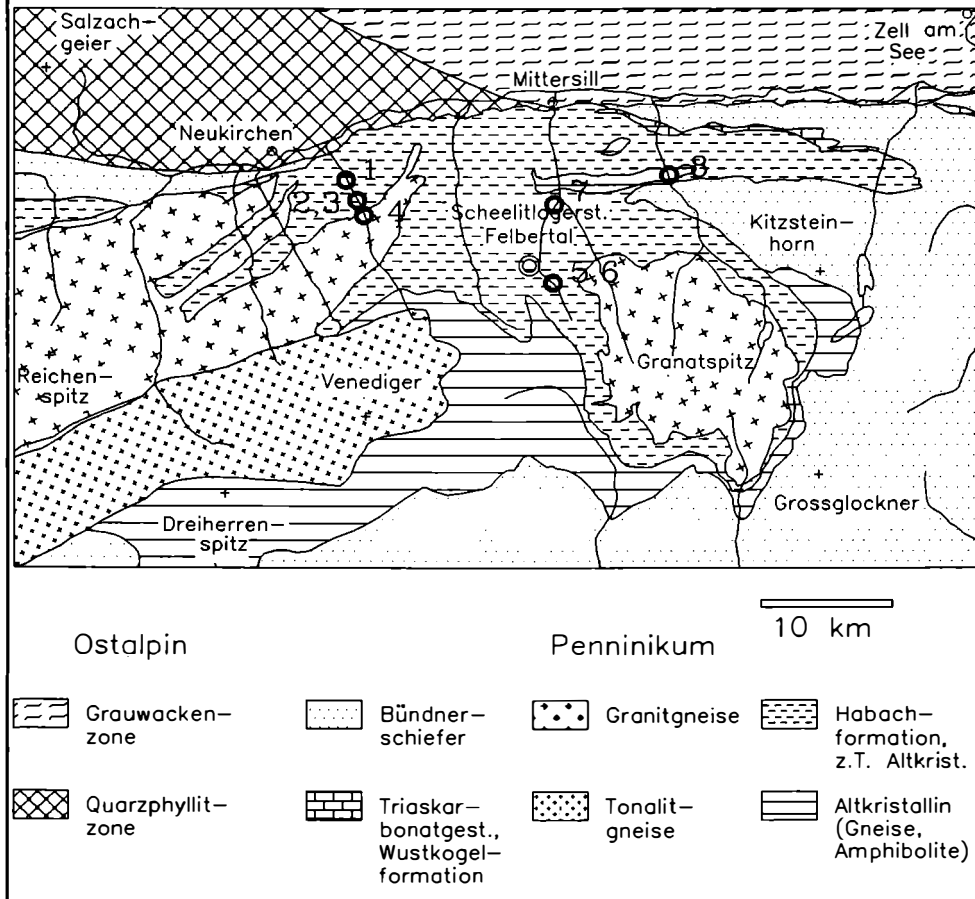


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte, mit \circ sind die Haltepunkte der Exkursion eingetragen.

Zwölferzug: Amphibolite, Hornblendeplagioklasgneise, Muskovit-Augengneise

Biotitporphyroblastenschiefer: pelitische bis psammitische Metasedimente mit basischen und sauren Einschaltungen von Metavulkaniten, fraglichen karbonischen Alters.

Aufbau der Hülle des Venedlger Lappens, der Habachzunge und der Riffldecke

Formation der Alten Gneise: streifige Paragneise und Glimmerschiefer (lithologische Ähnlichkeiten zum Ötztalkristallin) mit Orthogneislagen und Migmatiten

Habachformation: Hornblendite, Metagabbros und Metavulkanite tholeiitischer Zusammensetzung, sowie Metabasalte, Andesite und Rhyolithe kalkalkalischer Provenienz, Metasedimente (Habachphyllite), Alter: oberproterozoisch bis paläozoisch.

Postvarizische Formationen: permische Wustkogelformation, triadische Karbonatgesteine, Metasedimente der Bündnerschiefer-Formation in Brennkogelfazies.

Exkursionspunkte Habachtal: (nach HÖCK et al., 1981)

Haltepunkt 1: Äußeres Habachtal - Habachphyllite

Vom Talausgang des Habachtales sind die Habachphyllite etwa 2 km taleinwärts typisch ausgebildet und an wenigen Stellen am Weg gut aufgeschlossen. Neben einzelnen größeren Blöcken finden sich die schönsten Aufschlüsse im Zuge von Gletscherschliffen in etwa 1050 m Höhe. Der charakteristische Mineralbestand in den Aufschlüssen entlang des Weges ist die Paragenese: Quarz + phengitischer Hellglimmer + Chlorit + Ilmenit. Biotit fehlt hier, ist aber in den weiter südlich und westlich gelegenen Vorkommen weit verbreitet. Daneben treten noch vereinzelt Epidot, dolomitisches Karbonat und Pyrit auf.

Aus den Aufschlüssen entlang des Habachtales stammen auch jene Proben, aus denen REITZ & HÖLL (1988) jungproterozoische Acritarchen beschrieben haben. Da die Habachphyllite primär mit sauren und möglicherweise auch intermediären Vulkaniten verknüpft sind, würde dies ein präkambrisches Alter für weite Teile der Habachformation bedeuten.

Haltepunkt 2: Habachtal ca. 1080 - 1100 m - Biotit-Epidotgneise (intermediäre Vulkanite, Andesite) und Ihre Begleitgesteine.

Die Abfolge beginnt im Liegenden der Habachphyllite mit annähernd saiger stehenden Chlorit-Biotitschiefeln, die zwischen den Habachphylliten und den südlich anschließenden, kaum sedimentär beeinflussten andesitischen Biotit-Epidotgneisen vermitteln. In die Chlorit-Biotitschiefer sind zum Teil mächtige (10 bis 15 Meter), helle, Biotit-führende Gneise bis Glimmerschiefer eingebettet. In der südlichsten dieser Lagen ist noch ein porphyrisches Gefüge erhalten. Biotit, Chlorit, Epidot (mit 70 bis 75 Mol% $Fe^{3+} Al_2$ -Epidot) und Quarz sind die wichtigsten Minerale. Südlich davon folgen Biotit-Epidotgneise, hell und kompakt (Aufschlußmächtigkeit am Wege 30 bis 40 Meter) mit Albit, Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot (mit 75 bis 80 Mol% $Fe^{3+} Al_2$ -Epidot) und nicht selten Karbonat. Daneben treten noch Hellglimmer (bis 10 Vol.%), Titanit und selten Amphibol auf. Diese Gesteine werden als metamorphe intermediäre Vulkanite gedeutet.

Das Profil durch die Biotit-Epidotgneise stellt einen kleinen, im Tal stark reduzierten Ausschnitt der sehr abwechslungsreichen im Kammbereich zwischen Habach- und Untersulzbachtal wesentlich mächtigeren Vergesellschaftung verschiedener Metavulkanite dar. Geochemisch entsprechen die Biotit-Epidotgneise intermediären Vulkaniten mit SiO_2 Gehalten zwischen 55 und 64 Gew.% und mittleren K_2O Konzentrationen. Sie werden aufgrund ihrer Haupt- und Spurenelementgeochemie mit orogenen Andesiten verglichen und als Teile einer vulkanischen Inselbogenabfolge (STEYRER, 1982; STEYRER, 1983; STEYRER & HÖCK, 1985) interpretiert, die sich auf einer kontinentalen Kruste bildete (vgl. auch Haltepunkt 7).

Untere Magmatitabfolge - UMA	Obere Magmatitabfolge - OMA
Relativ einheitliche Lithologie, zumeist scharfe Grenzen	Rasch wechselnde, bunte Abfolge, lagig bis gebändert, vielfach fließende Grenzen
Keine Sedimentbeteiligung	Zahlreiche Sedimenteinschlaltungen
Ca. 75% basaltische Magmatite	20% basische Magmatite
Ca. 25% intermediäre und saure Magmatite	Über 70% intermediäre und saure Magmatite
Basalte mit MORB-Charakter, untergeordnet intermediäre Gesteine mit kontinentalem Inselbogencharakter	Basaltische Andesite und Andesite mit kontinentalem Inselbogencharakter untergeordnet Basalte mit Intraplattencharakteristik
Subvulkanischer Gangkomplex (sheeted dike)	Submarine, vulkanogene Abfolge

Tab. 1: Gegenüberstellung der wichtigsten Merkmale der beider Magmatitabfolgen der Habachformation nach KRAIGER et al., (1988).

Haltepunkt 3: Grasecklbrücke im Habachtal (1107 m) - Metagabbros, feinkörnige Amphibolite, Albitgneise.

Zwischen dem Haltepunkt 2 und der Grasecklbrücke liegen im Bachbett zahlreiche Blöcke von grobkörnigen und feinkörnigen Amphiboliten, die wahrscheinlich dem "dike complex" einer Ophiolitabfolge entstammen. Dies sind etwa im Bereich der Brücke selbst und flußabwärts große Blöcke von Metagabbros, die von feinkörnigen Gängen durchschwärmt sind. Manchmal werden diese Gänge so zahlreich, daß das grobkörnige Umgebungsmaterial ihnen gegenüber mengenmäßig zurücktritt. Die grobkörnigen Metagabbros bestehen aus gedrungenen bis cm großen Magnesio-Hornblenden (Pseudomorphosen nach Klinopyroxen) und aus Oligoklasen (schmutzigweiße Zwischenräume), die in ihren Umrissen noch gut erhalten und dicht mit Klinozoisit gefüllt sind. Außerdem enthalten die Gesteine rehbraune Biotite und akzessorisch Ilmenit. Daneben finden sich feinkörnige Amphibolite, die aus einem "sheeted dike complex" mit "gabbro screens" hergeleitet werden können und an denen vereinzelt die abgekühlten Ränder der Gänge ("chilled margins") noch recht gut erkennbar sind. Geochemisch dürften sie den tholeiitischen Basalten der Unteren Magmatitabfolge (UMA im Sinne KRAIGER's, 1988) entsprechen (Tab. 1).

Westlich der Brücke sind helle Quarzite, Albitgneise und Glimmerschiefer aufgeschlossen. Die hellen Gneise werden als saure Produkte der Magmentätigkeit innerhalb der Habachformation gedeutet. Diese Gesteine bestehen aus einer unregelmäßigen, vorwiegend feinkörnigen Matrix von Quarz und etwas phengitischem Hellglimmer, in der einzelne größere Quarzkörner und zahlreiche Feldspäte, Kalifeldspäte und Albite (mit geringer gleichmäßiger Klinozoisitfüllung) sowie Klinozoisit (als Einzelkristalle und als heller Saum um akzessorisch auftretende isotropisierte Orthite) liegen).

Haltepunkt 4: Fazenwand - Zentralgneis

Die Fazenwand gehört zum Zentralgneisareal der sogenannten Habachzunge (FRASL

1953), einem Ausläufer des Zillertaler Kerns mit variszisch intrudierten Graniten.

Bei den Gesteinen handelt es sich um helle, etwas vergrünte Granitgneise mit Gefügemerkmalen, die von weitgehend richtungslos-körnig bis zu einer straffen Paralleltexur reichen. Die körnigen Typen bestehen aus unregelmäßig verzahntem Quarz, großen lamellierten Albiten mit häufigen idiomorphen Formen. Selten ist der ursprüngliche Zonarbau an der zum Kornrand hin abnehmenden Füllung zu erkennen. Weitere Bestandteile sind Mikrokline, die in der Regel wesentlich kleiner als die Albite sind, olivgrüne Biotite (manchmal streifig mit Chlorit wechselnd) und Epidote in zwei verschiedenen Erscheinungsformen, nämlich als manchmal idiomorphe Einzelkristalle oder als heller Rand um fast isotropisierte Orthite. Akzessorisch tritt opakes Erz mit idiomorphen rhombischen Querschnitten und Karbonat auf. Die Kontakte zur nördlichen Habachmulde sind scharf und wohl tektonisch überprägt, weiter im S (Venediger Kern) sind die Verbandsverhältnisse intrusiv.

Exkursionspunkte: Felbertal, Stubachtal

Haltepunkt 5: Hintersee - Basisamphibolit, Biotitporphyroblastenschiefer.

Ein urkundlich überlieferter Bergsturz (Ende des 15. Jahrhunderts verursacht durch ein Erdbeben) löste sich im Bereich 600 m NW Gr. Schrankeck, ging auf das hintere Felbertal nieder und bewirkte die Abdämmung des Hintersees, der nun zusehends verlandet. Südwestlich des Hintersees ragt die mächtige Felsformation der Freiwand empor. (Vgl. geologisches Panorama Abb. 2).

Am Fuß der Freiwand kann der Basisamphibolit in guten Stücken aufgesammelt werden. Im Handstück sind die dunkelgrünen, dicksäuligen, 2 - 4 mm langen Hornblenden, sowie die mattweiße Feldspat-reiche Zwischenmasse deutlich erkennbar. Diese Amphibolite erhalten durch den lagenweisen Wechsel der Korngröße, sowie durch abwechselnde Plagioklas- und Hornblendedominanz ein charakteristisches gebändertes Aussehen. Dementsprechend sind die einzelnen Lagen als Amphibolite bzw. Plagioklasamphibolite zu bezeichnen. Die lagenweise Variation der Korngröße und der wechselnde Hornblendegehalt erscheinen, obwohl sich heute in hoch metamorphem Zustand präsentierend, primär durch gabbroide Strukturen angelegt. Strukturell und lithologisch bestehen zwischen dem Basisamphibolit und dem Altkristallin des Zwölferzuges signifikante Ähnlichkeiten (Vgl. auch Haltepunkt 8). Im zentralen Bereich der mittleren Hohen Tauern, in dem sich der Basisamphibolit befindet, überprägt die Tauernkristallisation jedoch weitgehend alle voralpinen Mineralphasen, sodaß sie nicht mehr schlüssig nachgewiesen werden können.

Bei den Biotitporphyroblastenschiefern handelt es sich um eine abwechslungsreiche Gesteinsformation, die vorherrschend aus ehemaligen pelitischen und psammitischen Sedimentabkömmlingen (z.T. sind noch Gradierungen erkennbar) und vulkanischen Zwischenlagen besteht.

Der verbreitetste Gesteinstyp ist der dunkle Biotit-Plagioklasschiefergneis. Daneben sind noch dunkle Phyllite, Metaagglomerate, Prasinitische, Graphitquarzite, Granatglimmerschiefer, Hellglimmerquarzite und eine Orthogneislage am Aufbau dieser Schieferformation beteiligt. Ein gemeinsames Merkmal dieser Gesteine ist eine charakteristische Biotitblättchenführung. Die Biotitporphyroblastenschiefer werden oftmals der Habachformation zugerechnet. Sie liegen in den Mittleren Hohen Tauern als geringmächtige Lage (max. 500 m) über dem Basisamphibolit und weisen z.T. beträchtliche lithologische Unterschiede zu den Meta-sedimenten innerhalb der gesicherten Habachformation auf und sind möglicherweise wesentlich jünger als die Hauptmasse der Habachformation.

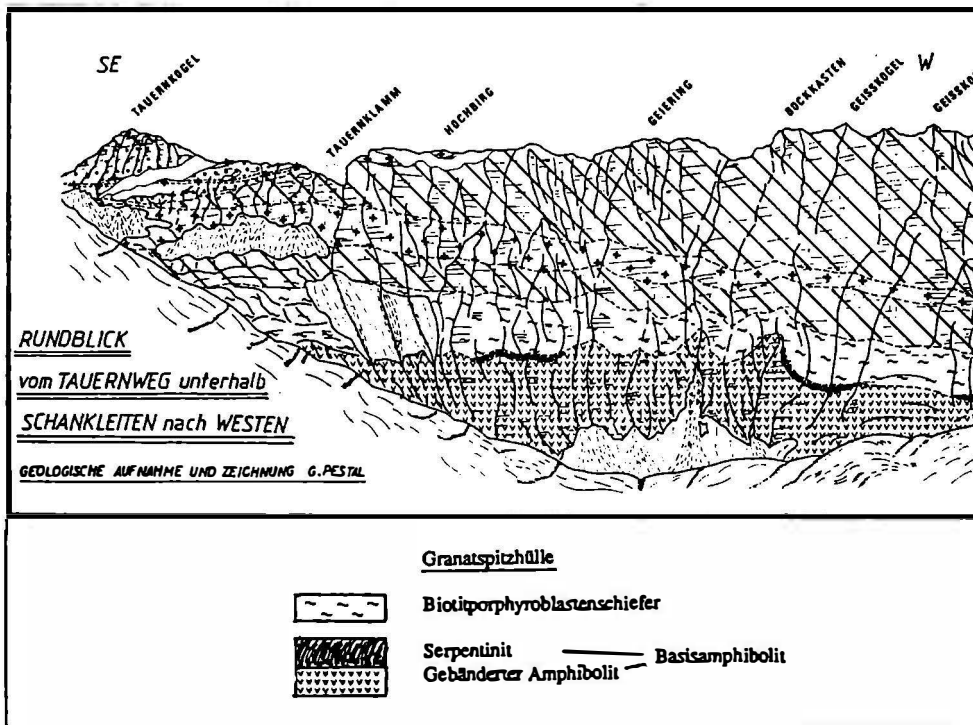


Abb. 2: Geologisches Panorama der Freiwand.

Haltepunkt 6: Alter Boden - Untere Magmatitabfolge (UMA) der Habachformation.

Dunkelgrüne Hornblendite stehen in einer kleinen Felsnase westlich der Lokalität Alter Boden an. Sie sind mittelkörnig (teilweise auch grobkörnig) und relativ massig entwickelt. Neben den großen (bis max. 15 mm Durchmesser), schwarzgrünen, edenitischen Hornblenditen ist noch deutlich Chlorit im Handstück erkennbar. Je nach Grad der Deformation variiert die Chloritführung. Vereinzelt konnte auch ein ansehnlicher Biotitgehalt bemerkt werden. Zum Teil stehen Gabbroamphibolite in enger räumlicher und genetischer Verbindung mit den Hornblenditen. Hornblendite und Gabbroamphibolite treten in meist geringmächtigen Einschaltungen in der Unteren Magmatitabfolge (UMA nach KRAIGER, 1988; siehe Tab. 1) auf. Sie stellen einen signifikanten Leithorizont an der Basis der Habachformation im Bereich Felbertal dar.

Die Hornblendite (offensichtlich ehemalige Pyroxenite) werden als metamorphe Produkte von Kumulaten interpretiert (PESTAL, 1983).

An dieser Lokalität ist auch eine an Quarzgänge gebundene Scheelitmineralisation zu beobachten.

Der Wandfuß nördlich des vom Wiesbach aufgeschütteten Bachschuttkegels erlaubt einen weiteren Einblick in die Amphibolitfolge der UMA. Die feinkörnigen Amphibolite, welche die monotone Hauptmasse der UMA darstellen, sind ein dunkelgrünes bis dunkelgraugrünes Gestein und durchwegs deutlich geschiefert. Der Gesteinschemismus klassifiziert diese Gesteine als ehemalige tholeiitische Basalte. Aus dem Bereich des Unterfahrungsstollens (Scheelitbergbau Felbertal) beschreibt KRAIGER (1988) mittelkörnige, kaum geschieferte Amphibolite (ehemalige Gabbros), die in dm bis m mächtigen Lagen in die feinkörnigen Amphibolite eingeschaltet sind.

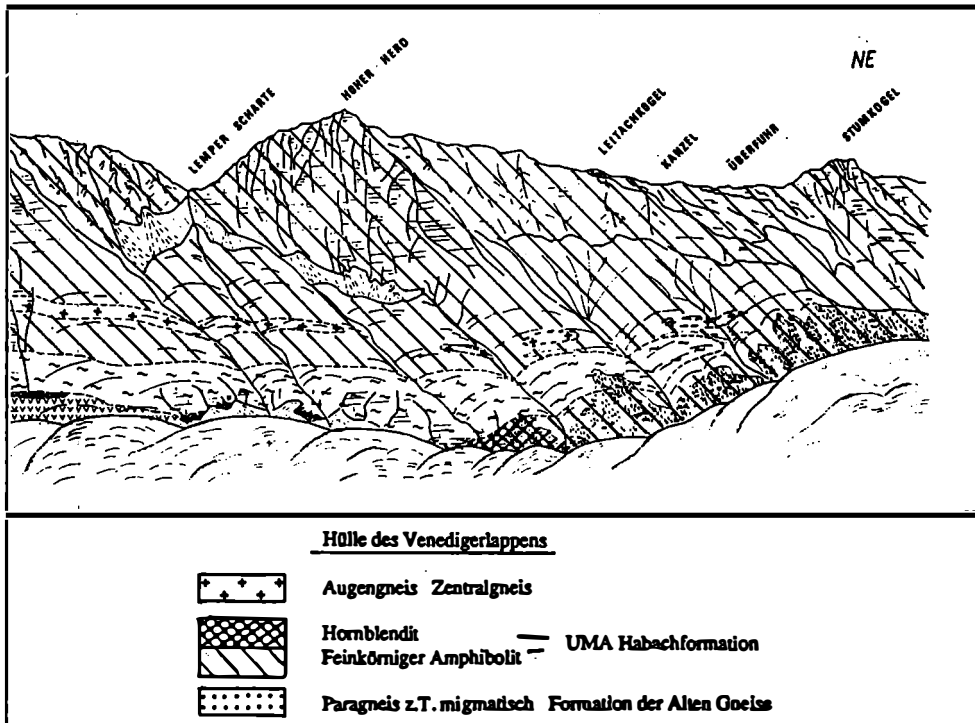


Abb. 2: Fortsetzung

Aufgrund struktureller und geochemischer Untersuchungen kann die UMA als "sheeted dike"-Komplex interpretiert werden (KRAIGER, 1988).

Haltepunkt 7: Schöbwend - Untere Magmatitabfolge (UMA), Obere Magmatitabfolge (OMA) und Habachphyllit der Habachformation.

Das Amertal und das Felbertal sind etwa N-S verlaufende Trogtäler, die sich nördlich Schöbwend vereinigen. In diesem Bereich hat der Felberbach aufgrund einer Geländestufe den Talgrund freigelegt. Hier stehen wiederum die feinkörnigen Amphibolite der UMA an. Die tholeiitischen Metamagmatite der UMA können im Felbertal durchgehend vom Alten Boden bis in den Bereich Schöbwendklamm verfolgt werden.

Darüber folgen, 800 m E der Aufbereitungsanlage des Wolframbergbaues am Fuß der östlichen Talflanke des Amertales in mehreren kleinen Aufschlüssen, Albitgneise, Albit-Epidot-Muskovitschiefer und Biotit-Chloritprasinite. Weiters sind in diese Serie oftmals Metasedimente, zumeist helle Phyllit und Serizitschiefer, aber auch dunkle Phyllite eingelagert. Diese nach KRAIGER (1988) als Obere Magmatitabfolge (OMA, siehe Tab. 1) zu bezeichnende Gesteinssequenz wird dominierend von intermediären und sauren, untergeordnet von basischen Metavulkaniten aufgebaut. Geochemische Untersuchungen zeigen, daß die Metavulkanite der OMA weitgehend kontinentalen Inselbogencharakter aufweisen.

Genau westlich der Aufbereitungsanlage befindet sich noch ein Aufschluß von dunklen Phylliten (Habachphyllite), die in diesem Bereich die OMA überlagern. Im Querbruch

ist dieses Gestein dunkelgrau, eine deutliche Bänderung ist meist erkennbar. Die hellglimmerreichen, silbrig glänzenden Schieferungsflächen dieses Gesteins zeigen zumeist eine gut ausgebildete Feinfältelung im mm-Bereich. Vereinzelt kann auch alpidisch gebildeter Granat beobachtet werden.

Haltepunkt 8: Stubachtal, Sturmbach - Altkristallin des Zwölferzuges.

Im Gebiet der Einmündung des Sturmbachs in die Stubache treten im Bachschotter vorwiegend Gesteine des altkristallinen Zwölferzuges auf, die in Blöcken exzellent studiert werden können. Das Altkristallin besteht im wesentlichen aus Muskovit-Augengneisen, Amphiboliten und Plagioklasgneisen. Der Muskovit-Augengneis ist in frischen Stücken weiß und führt stets die charakteristischen Feldspat-Augen. Daneben sind noch Quarze, grobblättriger Muskovit und Granat mit freiem Auge erkennbar. In tektonisch stärker beanspruchten Zonen tritt neben den alten großen Muskoviten eine junge feinblättrige Glimmergeneration auf. Die Amphibolite sind durchwegs mittelkörnige, dunkelgrüne Gesteine. Im Handstück sind stets die dicksäuligen, schlecht geregelten Hornblenden, die öfters 4-5 mm Länge erreichen, zu erkennen. Neben der vorherrschenden Hornblende sind oft mattweiße Feldspat-führende Zwischenmassen mit dem freien Auge erkennbar. Neben Plagioklasamphiboliten treten häufig Granatamphibolite mit bis 2 cm großen Granaten auf. Der Hornblendepagioklasgneis ist der dritte Gesteinstyp, der im Zwölferzug auftritt. Dieses Gestein besteht zum überwiegenden Teil aus Plagioklas und Quarz. Der Prozentsatz der Hornblenden ist starken Schwankungen unterworfen, teilweise verschwinden die Hornblenden gänzlich. Vereinzelt tritt Granat auf.

Die Amphibolite und Hornblendepagioklasgneise bauen einen großen Teil des altkristallinen Zwölferzuges auf, wobei beide Gesteine im cm- bzw. dm-Bereich wechsellagern. Die einzelnen Bänder können dabei über 10 - 20 m verfolgt werden. Petrographische Untersuchungen (FRANK et al., 1981; PETRAKAKIS, 1981) haben ergeben, daß sich deutlich zwei metamorphe Mineralparagenesen unterscheiden lassen:

Die Ältere besteht aus: *Amph1 + Gra + Plag + Qu + Epi1 + Erz*

Die Jüngere aus: *Amph2 + Phen + Alb + Chl + Epi2 + Tit + Cal*

Die ältere Amphibolgeneration hat paragasitische bis edenitische, die jüngere aktinolithische Zusammensetzung. Aus der Mineralchemie der Amphibole lassen sich Temperaturen von 550 °C und Drucke von 2 kbar für die ältere Metamorphose und Temperaturen von ca. 400 °C und Drucke von ca. 5 kbar für die alpidische Metamorphose ableiten (FRANK et al., 1981).

Literaturverzeichnis:

- CORNELIUS H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes, Teil I. Abh.Zweigst.Wien f. Bodenf. 25, 1-305.
- FRANK, W., MILLER, Ch., PETRAKAKIS, K., PROCHASKA, W. & RICHTER, W. (1981): Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. Fortschr.Miner. 59, Beih.2, 97-128.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jb.Geol. B.-A. Wien 96, 143-192.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb.Geol.B.-A. Wien 101, 323-472.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. Der Aufschluß, Sh.15, 30-58.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des

- Tauernfensters. Geol.Rundschau 65, 375 - 393.
- HÖCK, V., KOLLER, F., MEIXNER, H., SEEMANN, R., SCHRAMM, J.M. & STEYRER, H.P. (1981): Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg. Fortschr.Miner. 59, Beih.2., 3-37.
- KRAIGER, H. (1988): Die Habachformation - ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. Mitt.Geol.Ges. 81, 47-64.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau, Salzburg). Diss.Univ.Wien, 117 S.
- PETRAKAKIS, K. (1981): Beziehungen zwischen Hornblende und Aktinolith in Gesteinen aus dem Zwölferzugkristallin (Tauernfenster). Fortschr.Miner. 59, 152-153.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. Jb.Geol.B.-A. Wien 124, 361-423.
- STEYRER, H.P. (1982): Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). Diss.Univ. Salzburg.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation in der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). Mitt.österr.geol.Ges. 76, 69-100.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the Metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. Ofioliti 10, 441-456.

Exkursion E5: Smaragdlagerstätte Habachtal

GRUNDMANN, G.

Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München,
Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching

Einleitung

Die Smaragdlagerstätte mit dem Smaragdbergwerk an der Leckbachscharte im Habachtal ist der bekannteste Edelsteinfundort der Alpen. SCHROLL (1797) war der erste Autor, der mit der direkten Nennung der Lokalität, Smaragd in Glimmerschiefern vom "Heubachtal" im "Fürstenthum und Erzstift Salzburg" beschrieb. Seit den ersten geologisch-petrographischen Beschreibungen wurde die Genese der Smaragde generell mit der metasomatischen Reaktion zwischen injizierten granitischen Magmen und/oder den davon ausgehenden fluiden Phasen und Ultrabasiten in Verbindung gebracht. (WEINSCHENK, 1896; FERSMAN, 1929; KÖLBL, 1932; LEITMEIER, 1937).

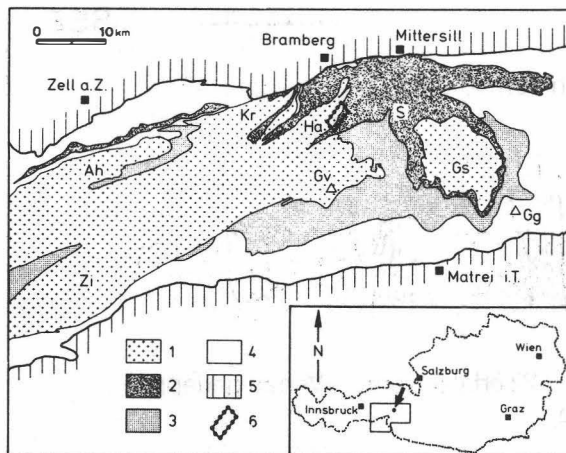


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Umgebung des Smaragdvorkommens im Habachtal (aus GRUNDMANN, 1985). Der Ausschnitt zeigt die regionale Position des Exkursionsgebietes innerhalb des mittleren Tauernfensters. Ah = Ahorn-Kern, Gg = Großglockner, Gs = Granatspitz-Kern, Gv = Großvenediger, Ha = Habachzunge, Kr = Krimmler Gneiswalze, S = Scheelitlagerstätte Felbertal.

Nach der von SINKANKAS (1981) vorgeschlagenen genetischen Klassifikation der weltweiten Smaragdorkommen wurde dieser Typ schließlich als "Metamorphic-Hydrothermal" und die Art der Lagerstätte als "Schist type (exometamorphic)" bezeichnet. Petrologische und geochemische Detailuntersuchungen konnten dagegen zeigen, daß das "exometamorphic"-Konzept einer Kontaktmetamorphose zwischen "Pegmatiten" bzw. "Apliten" und Ultrabasiten die Entstehung der Smaragde nicht sinnvoll erklären kann (MORTEANI & GRUNDMANN, 1977; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982; 1989).

Vielmehr zeigen die Intern- und Externgefüge der Smaragde sowie die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente in den Smaragd-führenden Gesteinsserien, daß die Smaragde im Verlauf der Alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) in einer metasomatisch alterierten und tektonisch überprägten Melange aus Beryllium-reichen Metapeliten, Metavulkaniten und Chrom-reichen Ultrabasiten ohne magmatische Aktivität gesproßt sind. Dieser Smaragdlagerstättentyp kann zusammengefaßt als "regionalmetamorph, metasomatisch-horizontgebunden" bezeichnet werden

(GRUNDMANN, 1983). Das regionalmetamorphe Kristallwachstum geschah in der durch metasomatischen Stoffaustausch zwischen Serpentinitten und Granatglimmerschiefern entwickelten Serpentintrandserie mit den typischen Zonen (blackwall zones) aus Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefern.

Geologischer Überblick

Die Smaragdlagerstätte im Habachtal liegt im Nordteil des mittleren Tauernfensters nahe dem tektonischen Kontakt zu den Ortho-Augengneisen am Südrand der Habachzunge (Zentralgneis) in einer Serie aus Amphiboliten, Glimmerschiefern, Serpentinitten und Talkschiefern der Habach-Formation (Abb. 1). Sowohl die Habach-Formation als auch die Habachzunge werden zu den tieferen großtektonischen Einheiten im Penninikum des Tauernfensters gerechnet. Die Habach-Formation ist ein Äquivalent der Unteren Schieferhülle, die generell als alpidische Decke über den Zentralgneiskernen liegt (Abb. 2).

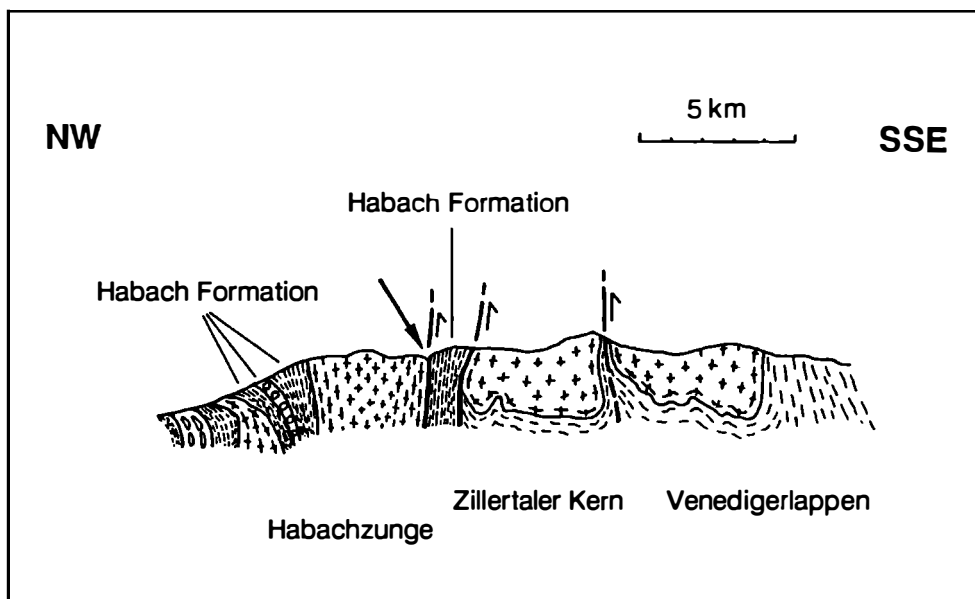


Abb. 2: Vereinfachtes geologisches Profil durch die östliche Venedigerdecke zwischen Untersulzbachtal und Habachtal (mittleres Tauernfenster), umgezeichnet nach SCHMIDEGG (1961) und FRISCH (1977) aus GRUNDMANN (1983). Der Pfeil weist auf die Position der Smaragdlagerstätte im Habachtal.

Die Smaragdmineralisation selbst tritt in einer tektonisch stark beanspruchten Zone aus Serpentinrandgesteinen (blackwall zones) auf, die mit Metapeliten, intermediären bis basischen Metavulkaniten und Serpentinitten zum Teil intensiv verschuppt sind.

Die wichtigsten Smaragd-führenden Gesteine sind Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefer. Lokale lagenförmige Anreicherungen mit Chalkopyrit, Molybdänit, Scheelit und Beryll im Nahbereich der Smaragdlagerstätte deuten auf die genetische Ähnlichkeit zur benachbarten Scheelitlagerstätte Felbertal und auf den Cu-Bi-Mineralisationstyp Bärenbad (Hollersbachtal) hin. Die Smaragdlagerstätte in der Leckbachrinne im Habachtal wird als eine tektonische Melange interpretiert, die überwiegend syn- bis posttektonisch während der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) gebildet wurde.

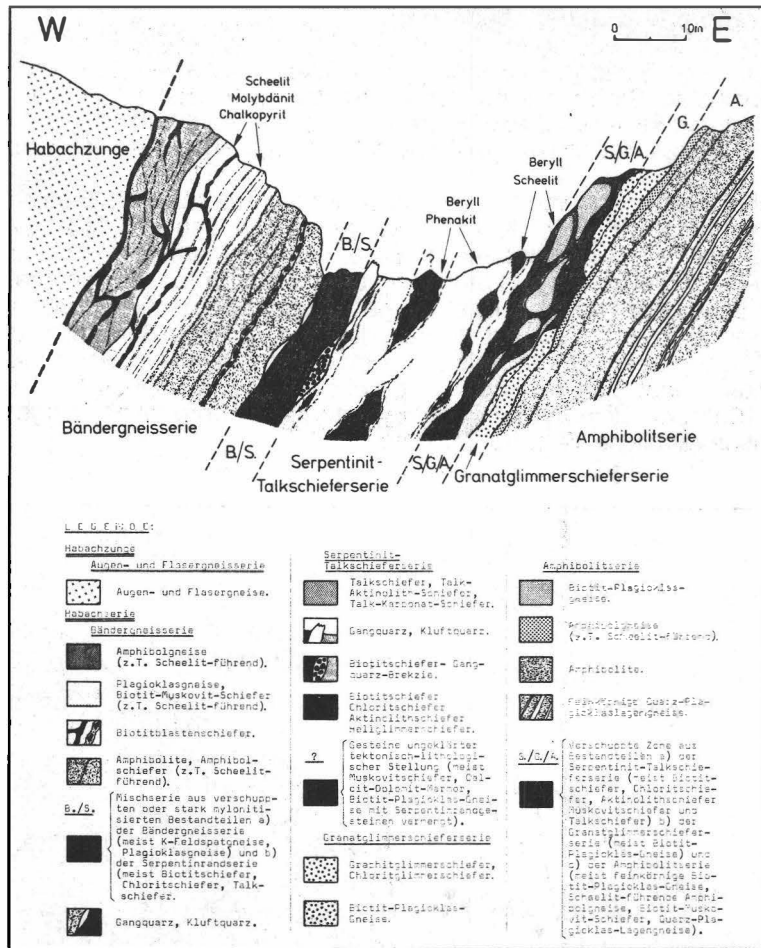


Abb. 3: Vereinfachtes geologisches Profil durch den mittleren Habachkamm im Bereich des tektonischen Parallelkontaktes von Habachzunge und Habach-Formation. Die Pfeile weisen in Richtung der vermuteten Haupteinengung (aus GRUNDMANN, 1983). Die gewellte Linienführung veranschaulicht den Verlauf der Serpentin-Talkschieferserie und Granatglimmerschieferserie mit tektonischer Ausdünnung und Aufweitung.

Nach HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974), GRUNDMANN (1980, 1989), SATIR & FRIEDRICHSEN (1986) und GRUNDMANN & MORTEANI (1982) sind in den Gesteinen der Smaragdlagerstätte im Habachtal mindestens eine präalpidische und eine alpidische Metamorphose dokumentiert. Aus Gefügerelationen und diagnostischen Mineralparagenesen konnten die präalpidischen (wahrscheinlich herzynischen) Metamorphosebedingungen mit <3 kbar und <450 °C und die alpidischen der Tauernkristallisation mit 4.5 - 6 kbar und <550 °C (obere Grünschieferfazies) abgeschätzt werden (GRUNDMANN, 1980; KOLLER & RICHTER, 1984). Aus den Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Umgebung des Habachtals ist abzuleiten, daß die Smaragd-führenden Gesteine mit dem Durchschreiten des Maximums der Tauernkristallisation zwischen 50 und 35 Millionen Jahren regionalmetamorph überprägt wurden. Die Mehrzahl der Habachtaler Smaragde ist demnach während des Alt-Tertiärs im Eozän-Oligozän entstanden.

Feldpetrographie und Seriengliederung

Die Smaragdmineralisationen im Raum der Leckbachrinne sind an eine tektonisch stark beanspruchte Störungszone gebunden, die sich, bedingt durch signifikante Kompetenzunterschiede der Gesteine, innerhalb der Habachformation subparallel zur tektonischen Grenze Habachzunge/Habach-Formation entwickelt hat (Abb.3).

Hauptgesteine dieser Scherzone sind Serpentinite, Talkschiefer, Biotitschiefer und Chloritschiefer mit geringmächtigen lokalen Einschaltungen aus Muskovitschiefern, K-Feldspatgneisen, Plagioklasgneisen und Dolomit-Calcit-Marmoren (zusammengefaßt: "Serpentin-Talkschieferserie"). In Streichrichtung dieser durch Serpentinrandgesteine markierten Scherzone treten linsenförmige Antigorit-Serpentinittkörper und einige Milchquarzgänge bzw. Linsen auf. Neben den zwei großen Serpentinittkörpern des "Sedl" (Leckbachgraben, Habachtal) und der Schwarzen Wand (Scharnbachgraben, Hollersbachtal) findet sich noch ein vergleichsweise sehr kleines Vorkommen von Serpentinitt 100 m nördlich der Leckbachscharte. Diese Serpentinite zeigen stets cm- bis m-mächtige randliche Vertalkungszonen.

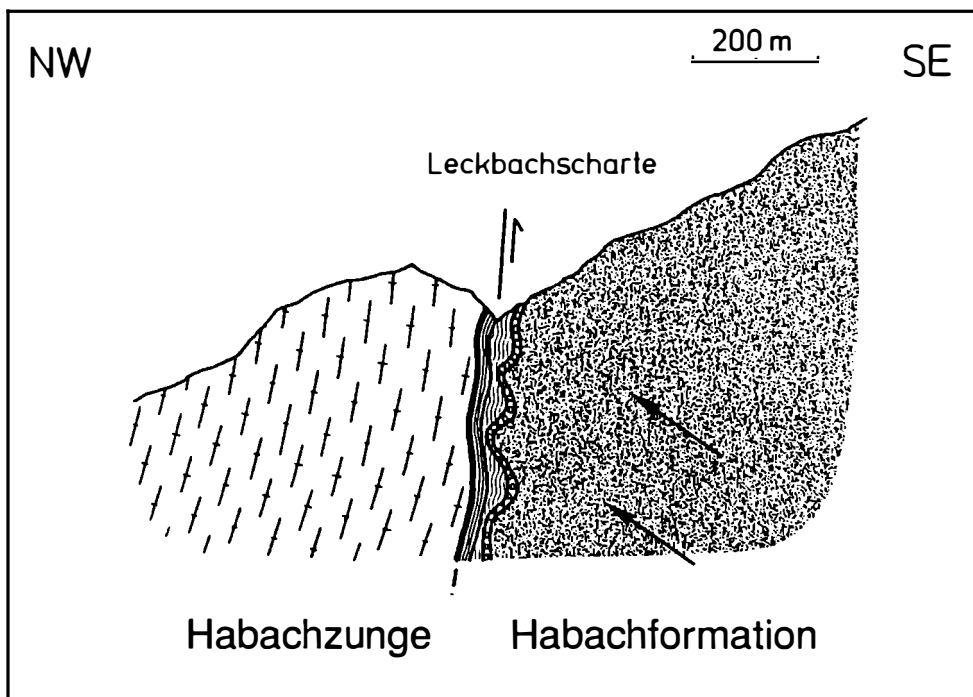


Abb. 4: Halbschematische Profildarstellung des lithologischen Aufbaus der oberen Leckbachrinne in Höhe der Smaragdlagerstätte im Habachtal (2200 m üNN) (aus GRUNDMANN, 1983).

Die am Südrand der Habachzunge über einige Kilometer verfolgbare Serpentin-Talkschieferserie erstreckt sich mit einigen Unterbrechungen von der Schwarzen Wand, Hollersbachtal über die Leckbachscharte, Habachtal hinweg bis hin zur Kesselscharte und Kesselklamm, Untersulzbachtal. Diese tektonische Melange wird in dem gut aufgeschlossenen Bereich der oberen Leckbachrinne von folgenden Gesteinsserien begrenzt: An ihrer Nordwestflanke im wesentlichen von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Bändergneisen und Amphiboliten (zusammengefaßt: "Bändergneissserie") und an ihrer Südostflanke im wesentlichen von Biotit-Plagioklas-Gneisen, Granat-führenden

Glimmerschiefern (zusammengefaßt: "Granatglimmerschieferserie") sowie einer Wechselfolge von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen, Quarz-Plagioklas-Lagengneisen und Amphiboliten (zusammengefaßt: "Amphibolitserie").

Um den meist sehr komplizierten lithologischen Bau der Leckbachrinne überschaubarer zu machen, wurde eine halbschematische Profildarstellung gewählt (Abb. 4), die alle einzeln benannten Gesteinseinheiten im beobachteten Verband darstellt und zugleich die Größen- und Lagerungsverhältnisse ungefähr maßstabsgetreu wiedergibt. Die folgende Aufstellung gibt noch einmal die von GRUNDMANN & MORTEANI (1982) vorgeschlagene Seriengliederung in einer übersichtlichen Kurzform wieder:

1. Habachzunge
 - 1.1 Augen- und Flasergneisserie
 - 1.1.1 Augen- und Flasergneise
2. Habachformation
 - 2.1 Bändergneisserie
 - 2.1.1 Amphibolgneise (z.T. Scheelit-führend)
 - 2.1.2 Biotit-Plagioklas-Gneise (z.T. Scheelit-führend)
 - 2.1.3 Biotit-Muskovit-Schiefer (Scheelit-führend)
 - 2.1.4 Feinkörnige Plagioklasgneise
 - 2.1.5 Biotitblastenschiefer, Biotit-Chlorit-Prasinit
 - 2.1.6 Amphibolite
 - 2.2 Serpentin-Talkschieferserie
 - 2.2.1 Serpentine
 - 2.2.2 Talkschiefer
 - 2.2.3 Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer
 - 2.2.4 Biotitschiefer
 - 2.2.5 Chloritschiefer
 - 2.2.6 Muskovitschiefer
 - 2.2.7 Gangquarz, Kluffquarz
 - 2.2.8 Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie
 - 2.3 Granatglimmerschieferserie
 - 2.3.1 Graphitglimmerschiefer (Granat-führend)
 - 2.3.2 Chloritglimmerschiefer (Granat-führend)
 - 2.3.3 Biotit-, Plagioklas-Gneise (Granat-führend)
 - 2.3.4 Schwarzphyllite (Granat-führend)
 - 2.4 Amphibolitserie
 - 2.4.1 Grobkornamphibolite
 - 2.4.2 Mittel- bis feinkörnige Amphibolite
 - 2.4.3 Quarz-Plagioklas-Lagengneise
 - 2.4.4 Amphibolgneise (z.T. Scheelit-führend)
 - 2.4.5 Biotit-Plagioklas-Gneise (z.T. Scheelit-führend)

Zusammengefaßt zeigt die vorliegende lithologische Grobgliederung einen deutlich asymmetrischen Aufbau an beiden Flanken der Serpentin-Talkschieferserie.

Die Bändergneisserie besteht aus Gesteinen vorwiegend andesitischer und trachy-basaltischer Zusammensetzung. Dieser Teilbereich der Habach-Formation grenzt zugleich scharf an die Augen- und Flasergneisserie der Habachzunge. Die Variationsbreite der Bändergneisserie kann als eine Wechselfolge intermediärer bis basischer Vulkanite unter Beteiligung tuffitischen Materials gedeutet werden. Hinweise auf Gesteine granitischer Zusammensetzung, die als "aplitische Injektionen" in Frage kämen, finden sich nicht. Dunkle, zum Teil diskordant-gangartige Gesteine können als Meta-Lamprophyre gedeutet werden. Innerhalb der Bändergneisserie treten außerdem lokal s- bzw. stoffkoncordante Scheelit-, Chalkopyrit- und Molybdänitvererzungen auf, die meist eine enge Bindung an einen wahrscheinlich primären stofflichen Lagerbau erkennen lassen.

Die Amphibolite der Amphibolitserie zeichnen sich durch einen überwiegend alkali- bis tholeiit-basaltischen Chemismus aus. Nur untergeordnet finden sich andesitische bis trachybasaltische Äquivalente insbesondere unmittelbar an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie in Form von Hornblendegneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen, ähnlich denen der Bändergneisserie. Magmatische Reliktgefüge (zum Beispiel porphyritische Gefüge) kennzeichnen diese Gesteine als ursprünglich vulkanogene Wechselfolge basaltischer Laven mit lokalen Einschaltungen von Grobkornamphiboliten, die sich als ursprüngliche Gabbros deuten lassen, und geringmächtigen, sehr feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Gneisen, die sich als ehemalige tuffitisch verunreinigte Kieselgelabscheidungen deuten lassen (KARL & SCMIDEGG, 1964).

Als einziges sicher nachweisbares Metasediment sind die Granat-führenden Graphit- und Chloritglimmerschiefer der Granatglimmerschieferserie mit generell pelitischer Zusammensetzung zu nennen. Ein Blick auf die geologisch petrographische Karte gibt zu erkennen, daß diese Gesteinsserie nur an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie als schmaler mehr oder weniger zusammenhängender Horizont der Amphibolitserie aufliegt. Infolge tektonischer Zerlegung sind die Granatglimmerschiefer in diesem lithostratigraphischen Niveau häufig mit den Gesteinen der Serpentin-Talkschieferserie und der Amphibolitserie eng verzahnt. Diese Dislokationen waren der Ausgangspunkt für durchgreifende metasomatische Alterationen am Kontakt zum Ultrabazit (jetzt Talkschiefer) und den darin z.T. eingeschuppten Glimmerschiefern und Gneisen. Es entwickelten sich dort in Abhängigkeit vom jeweiligen Stoffangebot und tektonischen Einflüssen metasomatische Zonierungen (englisch: "blackwall zones") mit lokal reichen Smaragdmineralisationen.

Weitere häufig mehrere Meter mächtige Metasomatosezonen mit Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefern finden sich im Grenzbereich der Bändergneisserie und Talkschieferzone. Allerdings sind hier Smaragdfunde äußerst selten. Vor allem zwischen Bergwerk und Leckbachscharte sind die linsigen Ausdünnungen, die teilweise metasomatischen Umwandlungen oder die tektonischen Durchtrümerungen mit Biotitschiefern, Chloritschiefern und Aktinolithschiefern besonders auffällig. Die Gangquarz- und Kluffquarzbildungen innerhalb der Talkschieferzone zeigen dagegen keinerlei Kontakterscheinungen zu den meist scharf angrenzenden schieferigen Gesteinen.

Der Mineralbestand und das Gefüge einer außergewöhnlichen Form von Quarz-Durchtrümerung (Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie) in der oberen Leckbachrinne geben Hinweise, das nach der letzten Hauptschieferung der Biotitschiefer während der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) weitreichende Hohlräume gebildet wurden, in die durch Druckentlastung SiO₂-reiche fluide Phasen eindringen und Spalten und Klüfte mit einem weit verzweigten Netzwerk aus Quarz, etwas Karbonat und Chlorit ausfüllten. Bisher unerwähnt geblieben sind einige charakteristische Gesteine, die nur in lokal eng begrenzten Vorkommen geringer Mächtigkeit, zuweilen nur in einigen wenigen Dezimetern im Bereich der Leckbachrinne angetroffen wurden. Von diesen sind für die Interpretation der metasomatischen Alterationen wichtige Gesteine:

- a) Biotitquarzite, Muskovitquarzite (z.T. Smaragd-führend)
- b) Aktinolithquarzite, Chloritquarzite (z.T. Smaragd-führend)
- c) Epidot-Hornblende-Calcit-Schiefer, Kalifeldspatgneise
- d) Adular-Dolomit-Calcit-Phlogopit-Marmor
- e) Phlogopit-Chlorit-Schiefer (z.T. Smaragd- und Margarit-führend)

Diese Gesteine sind lokal in Metasomatosezonierungen der Serpentin-Talkschieferserie eingebunden und zeigen z.T. ungewöhnliche Mineralparagenesen in enger Verknüpfung mit Beryll- bzw. Smaragdmineralisationen.

Lagerungsverband und Tektonik

Der tektonische Baustil im Raume der Leckbachrinne im Habachtal dürfte im wesentlichen von alpidischer Einengungstektonik geprägt worden sein (FRISCH, 1977). Im Verlauf der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) wurde der Tauernkörper infolge der ansteigenden Temperaturen von einer duktilen Deformation erfaßt. Bewegungsbahnen alpidischer Abscherungskörper verlagerten sich in die paläozoischen Metabasite der Habach-Formation, da dort inkompetente schiefrige Gesteine vorherrschen. Die angrenzenden relativ starren Gneiskerne (Habachzunge, Sulzbachzungen, Krimmler Gneiswalze) wirkten dagegen als kompetente Widerlager. Diese wurden nur in ihren peripheren Bereichen stärker geschiefert und erfuhren eine nordvergente Rotation (Abb. 2). Es bildeten sich entlang der Gneiswalzen tektonische Parallelkontakte heraus. Die Einengungsbeträge der ausgequetschten Schiefermulden lagen schätzungsweise bei 80% gegenüber 20 - 30% bei den Gneiskernen (FRISCH, 1977).

In einem vergrößerten Ausschnitt (Abb. 3) ist zu erkennen, daß die alpidische Relativbewegung der Habach-Formation im Bereich des Graukogelmassivs (Habachkamm) in einer nordgerichteten Anpressung der Metabasite gegen die Gneiswalze der Habachzunge bestand.

Mit dem Nachweis intensiver Mylonitisierungshorizonte, ausgeprägter Boudinage-Strukturen und einer Fülle von Faltungsgefügen (GRUNDMANN & MORTEANI, 1982) kann davon ausgegangen werden, daß die Serpentin-Talkschieferserie am Südrand der Habachzunge als Einengungs- und Abscherungshorizont erster Ordnung wirksam war. Der eigentliche tektonische Hauptkontakt zwischen Habachzunge und Bändergneisserie (Habach-Formation) war für den lokalen Beanspruchungsplan von nur untergeordneter Bedeutung.

Gefüge-Inventar

Das Hauptmaximum der s-Flächenpole liegt bei etwa 120°/40° SE. Die Streubreite pendelt zwischen 30° NNE und etwa 210° SW mit Einfallwinkeln zwischen etwa 0° und etwa 80°. Die Hauptstreichrichtung des lokalen Schieferungs-s ist gegenüber dem regionalen s um etwa 20° - 30° nach N verstellt. Die schwächer besetzten Streubereiche kennzeichnen großräumige wellige Deformationen der Metabasite an der SE-Flanke der Serpentin-Talkschieferserie. Die Hauptschieferungsrichtung verläuft im wesentlichen parallel der lithologischen Wechsellagerung. Im Aufschluß- und Handstückbereich sind neben dieser noch weitere meist spitzwinklig dazu liegende s-Flächen in Form von Scherfugen zu erkennen; diese deuten darauf hin, daß unter anderem durchgreifende einscharige Scherungen diagonal zur Hauptschieferungsrichtung wirksam waren.

Das Hauptmaximum der B-Achsen liegt bei etwa 20°/20° NNE, ein etwas schwächer besetztes Teilmaximum fällt in etwa 300°/45° WNW. Die Streubreite pendelt zwischen etwa 190° SSW und etwa 70° ENE mit Einfallwinkeln zwischen etwa 0° und etwa 70°. Die Haupt-B-Achsenlagen der Leckbachrinne sind analog den s-Flächenpolen gegenüber dem regionalen Trend um etwa 20° - 30° nach N verstellt.

Im Nahbereich der Störungszone des oberen Leckbachgrabens ist eine außergewöhnliche Bandbreite an Faltungsgefügen zu beobachten. Neben größeren Biegegleitfalten und Scherfalten des m-Bereiches treten intensive Feinfältelungen bis hin zu Isoklinalfältelungen im mm-Bereich und darunter auf.

Weit verbreitet finden sich Formen von Boudinage. Es sind sowohl Auslängungs- als auch Verkürzungsboudins zu beobachten. Aus den internen Bewegungsrichtungen in den betreffenden Gesteinen ist abzuleiten, daß eine Kombination aus Scherungen und Rotationen den ursprünglichen Lagerungsverband lokal verändert hat.

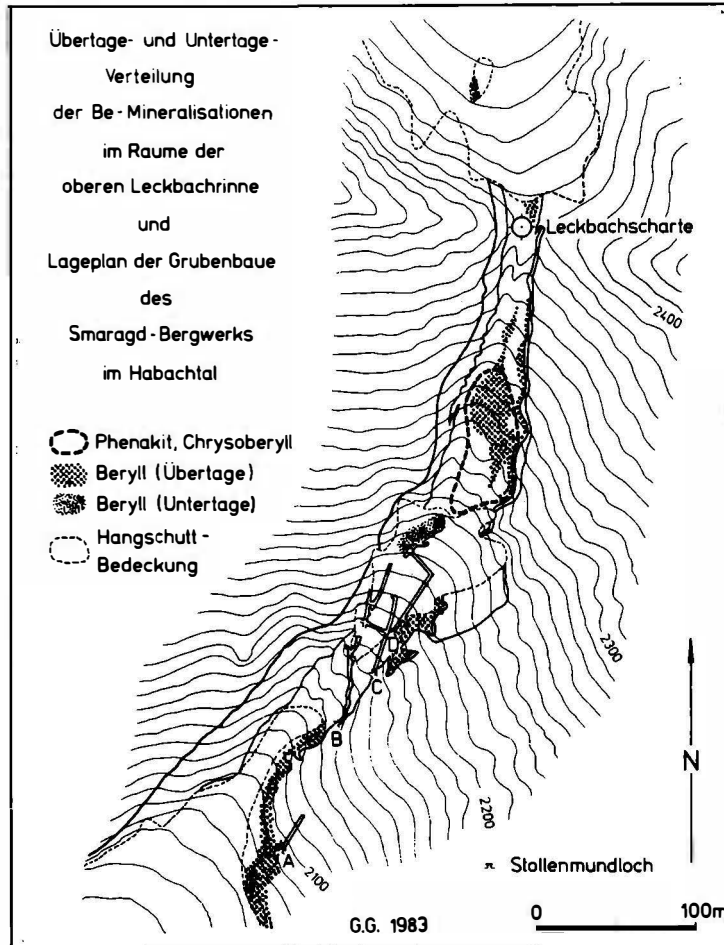


Abb. 5: Lageplan der Grubenbaue des Smaragdbergwerkes in der oberen Leckbachrinne im Habachtal mit der Übertage- und Untertage-Verteilung der Beryllium-Mineralisationen (aus GRUNDMANN, 1985).

Der stoffliche Lagenbau (Bänderung) repräsentiert heute petrogenetisch die Hauptschieferungsrichtung. Primäre Wechsellagerungen von Gesteinen, deren Teilbeweglichkeit im Verlauf ansteigender Metamorphose partiell zunahm, erlitten syntektonische Deformationen, die vielerorts zu chaotischen Verbandsverhältnissen führten. Vor allem in der unmittelbaren Umgebung der Stollen sowie Untertage sind häufig linsen- und walzenförmig verquetschte Plagioklasgneiskörper mit dazwischen eingeschuppten schiefrigen Serpentinrandgesteinen anzutreffen. Deren ursprüngliche Position und deren Edukte samt ursprünglichen Ausmaßes sind nur noch bedingt rekonstruierbar. Störungsfugen, die meist mit Biotit, Chlorit, Aktinolith oder Talk gefüllt sind, können sich - oft nur cm-dünn - wiederholt linsenartig erweitern und sogar Gangcharakter annehmen. Dieser Wechsel von Ausdünnung zur Erweiterung ist in jedem Fall auf tektonische Formgebung zurückzuführen. Einflüsse durch früher immer wieder postulierte "magmatische Injektionen" sind auszuschließen.

Wichtige Bezugshorizonte, an denen die tektonischen Auswirkungen sehr gut studiert werden können, sind die Biotitblastenschiefer, die hellen Plagioklasgneise und die Granatglimmerschiefer. Ihre Bänderung verläuft annähernd parallel zur Hauptschiefer-

rungsrichtung. Im speziellen Fall der Granatglimmerschieferserie (Metapelite) dürfte der stoffliche Lagenbau noch weitgehend identisch mit dem ursprünglichen sedimentären sein, da die Phyllosilikate generell in dem unter anderem auch von Graphit-Pigment und Turmalin nachgezeichneten Quarz/Glimmer-Lagenbau subparallel eingeregelt sind. Die Hauptschieferung hat dementsprechend das sedimentär angelegte primäre Lagengefüge überprägt.

Formen und Verteilung der Smaragdmineralisationen (Makrogefüge)

Die räumliche Über- und Untertageverteilung der bis jetzt bekannten Be-Mineralparagenesen in der oberen Leckbachrinne bis hin zur Leckbachscharte ist in Abbildung 5 dargestellt. In dieser Karte bleiben vereinzelte Klufmineralisationen unberücksichtigt.

Entsprechend dem Auftreten von gesteinsbildendem Beryll bzw. Smaragd in den einzelnen lithologischen Einheiten ist zu erkennen, daß die Beryll-Mineralisationen im Inneren und gehäuft an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie angesiedelt sind. In der Augen- und Flasergneisserie, im gesamten Bereich der Bändergneisserie sowie in den metasomatisch weitgehend unbeeinflusst gebliebenen Gesteinen der Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie konnten bislang keine gesteinsbildenden Smaragde nachgewiesen werden. Der gleiche Befund trifft auch für die selteneren Be-Mineralien Phenakit und Chrysoberyll zu, die lokal mit Beryllen vergesellschaftet sein können. (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973).

Zuverlässige Angaben über die Erscheinungsformen von Be-Mineralisationen sind in der Literatur bislang nur in sehr geringem Umfang gemacht worden. Die erste geologische Interpretation der Untertage-Verhältnisse des Smaragdbergwerkes (hier nur "C"- und "D"-Stollen) mit Angaben über die Beryll-Führung wurde im Sinne einer pegmatitisch-pneumatolytischen Genese von LEITMEIER (1937) verfaßt.

Eine im Sinne einer ausschließlich regionalmetamorphen Genese erneuerte geologisch-petrographische Bearbeitung aller vier Stollen "A", "B", "C" und "D" legten GRUNDMANN & MORTEANI (1982) vor. Durch diese neuen Untertagekartierungen wurde das Gesamtergebnis der Übertage-Geländearbeiten bestätigt, wonach auch im Grubengebäude die Beryll-führenden Gesteine mit zum Teil bedeutenden Anreicherungen nur zwischen der Serpentin-Talkschieferserie und der Granatglimmerschieferserie bzw. Amphibolitserie anstehen.

Endgültige Aussagen über die Verbreitung, Erscheinungsformen und Mengenverhältnisse von Beryll-Mineralisationen der oberen Leckbachrinne sind nur mit erheblichen Bedenken vertretbar. Demgegenüber wurde wiederholt mit Ausschließlichkeiten argumentiert, wo und wo nicht Smaragde auftreten können. Meist diente das klassische kontaktmetamorphe Genesekonzept dazu, die eigenen Erfahrungen und Beobachtungen als allgemeingültig herauszustellen. Infolge der sich Jahr für Jahr rasch ändernden und zum Teil auch verbessernden Aufschlußverhältnisse (z.B. Blockschuttstürze) wurden immer wieder Geländebeobachtungen und Neufunde möglich, die die alten bestehenden Meinungen und Thesen in Frage stellten oder gar widerlegen konnten. Eindringliche Beispiele hierfür bieten:

- der Erstnachweis von Phenakit und Chrysoberyll (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973),
- der Erstnachweis von Aeschnit-(Y) (GRUNDMANN & KOLLER, 1979)
- der Nachweis von mikroskopisch kleinen idiomorphen Smaragden (GRUNDMANN, 1981; vgl. hierzu LEITMEIER, 1937).

Unter diesem Aspekt müssen alle früheren und die folgenden eigenen Angaben über die Erscheinungsformen der Smaragd-Mineralisationen nicht repräsentativ für alle Bereiche des Smaragd-vorkommen in der Leckbachrinne sein, sondern beziehen sich nur auf die in den Jahren 1976 bis 1989 angetroffenen lokalen Aufschlußverhältnisse. Ergänzend fließen diverse Beobachtungen an Exponaten von mineralogischen Museen

und Privatsammlungen sowie freundliche mündliche Mitteilungen von H. Hofer, Mittersill, S. Berger(†), Bruck a.d. Leitha, 1977-81, K. Nowak, Wald i. Pinzgau, 1978-80, F. Koller, Wien, 1978-89, F. Sieder(†), Bramberg, 1978-82, in die Gesamtdarstellung mit ein.

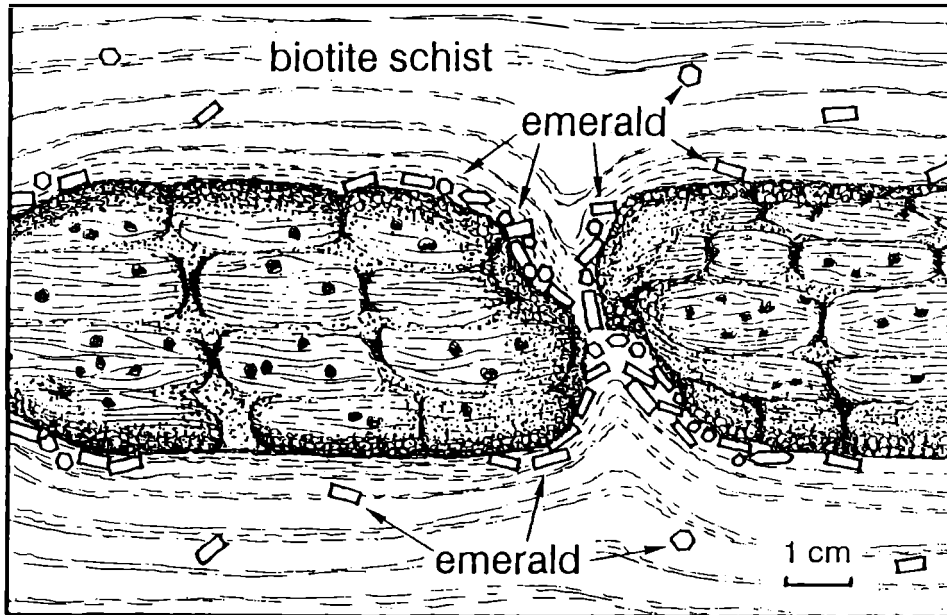


Abb. 6: Schematischer Schnitt durch Muskovit-Plagioklas-Boudins, die in Biotitschiefer eingebettet sind. Im Randbereich der Boudins sind Smaragd-Porphyroblasten gespro t. Das Wachstum erfolgte in Bezug auf die alte Boudin-interne s-Fläche postdeformativ. Das Innere der großen Boudins ist durch kleinere kombinierte Boudins gekennzeichnet. Die Flecken sind Formrelikte ehemaliger Granat-Porphyroblasten, die von Chlorit, Biotit und Muskovit verdrängt wurden (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989).

In der folgenden Aufstellung sind die als besonders charakteristisch erachteten Formen der Smaragd-Mineralisationen nebst Gesteinsarten mit einer Häufigkeitsangabe aufgelistet (vgl. GRUNDMANN, 1983, 1985):

	Gesteinsart	Begleitmineralien, Erscheinungsform und Häufigkeit von gesteinsbildendem Smaragd
1	Biotit-Plagioklas-Gneis	(+/- Muskovit, Epidot, Turmalin, Titanit, u.a.) Hypidiomorphe bis xenomorphe Porphyroblasten (sehr selten)
2	Quarz-Plagioklas-Lagengneis	(+/- Epidot, Muskovit, u.a.) Xenomorphe Porphyroblasten (sehr selten)
3	Muskovitschiefer	(+/- Turmalin, Biotit, Chlorit, Quarz, Titanit, Albit, Pyrit) Idiomorphe Porphyroblasten (sporadisch)
4	Biotitschiefer	(+/- Epidot, Muskovit, Chlorit, Aktinolith, Turmalin, Talk, Plagioklas, Apatit, Karbonat, Rutil, Titanit u.a.); Hypidiomorphe bis idiomorphe Porphyroblasten (lokal sehr häufig)
5	Chloritschiefer	(+/- Turmalin, Titanit, Biotit, Epidot, Apatit, Talk, Aktinolith, Rutil, Karbonat, u.a.) Idiomorphe Porphyroblasten (sporadisch)
6	Phlogopit-Chlorit-Fels	(+/- Phenakit-Megablasten, die randlich von Smaragd korrodiert werden, Chrysoberyll, Xenotim, Ilmenit, Rutil, Aeschnit, Apatit, Epidot, Scheelit, Pyrit, Magnetit, Gadolin, Margarit, Muskovit, Apatit, Klinozoisit u.a.) Hypidiomorphe Porphyroblasten (selten)
7	Aktinolithquarzit	(+/- Plagioklas, Biotit, Chlorit, Karbonat, Epidot, Talk, Titanit, u.a.) Idiomorphe Porphyroblasten (sehr selten)
8	Aktinolithschiefer	(+/- Biotit, Quarz, Talk, Chlorit, Karbonat, Epidot, Pyrit, Rutil, u.a.) Hypidiomorphe bis xenomorphe Porphyroblasten (lokal häufig)
9	Talkschiefer	(+/- Chlorit, Biotit, Aktinolith, Karbonat, Pyrit, Magnetit, Pyrrhotin, Scheelit, Phenakit, Apatit, u.a.) Idiomorphe Porphyroblasten (selten)
10	Epidotfels	(+/- Biotit, Muskovit, Plagioklas, Aktinolith, Karbonat, Pyrit, Apatit, u.a.) Xenomorphe Porphyroblasten (selten)

Unter den dargelegten Formen sind insbesondere jene Smaragdorkommen auffallend, die unmittelbar an Gesteinsgrenzen flächig gehäuft auftreten. Schon LEITMEIER (1937) berichtete über das bevorzugte Auftreten von Smaragden an der Grenze oder in unmittelbarer Nähe von "Aplitgängen" und "migmatischen Gneisen". Diese

sogenannten "Aplitapophysen" wurden von LEITMEIER (1937) als die primären Beryllium-Lieferanten angesprochen.

Von besonderer Bedeutung für die Genese der Smaragde sind daher Kristallisationen in den äußeren Randbereichen von cm- bis m-großen Boudins, die durch die Deformation und Metasomatose einer Wechsellagerung aus Granatglimmerschiefern, Amphibolgneisen, Muskovitschiefern, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Talkschiefern entstanden sind (Abb. 6). Der ursprünglich straff parallel orientierte Mineralbestand der Boudins (meist Muskovit- und/oder Biotit-Plagioklas-Gneis) kann randlich metasomatisch verändert und in ein Gemenge aus Albit/Oligoklas, Chlorit und Biotit umgewandelt sein. Diese neu gebildeten Blasen sind in Bezug auf die alte Schieferung der Boudins posttektonisch gesproßt. Die Phyllosilikate der unmittelbar angrenzenden Gesteinslagen (meist Biotitschiefer) zeigen dabei auch noch eine deutliche Regelung subparallel der ausgebauchten Boudins. Sie liegen damit größtenteils diskordant zur alten s-Fläche. Der Zonenbau dieses Gefüges und seines Mineralbestandes geben zu erkennen, daß generell dort, wo die Smaragde sitzen, ein ausgeprägter Materialwechsel von der boudinierten Gesteinslage bis hin zu den angrenzenden inkompetenteren Gesteinen vorliegt. Insbesondere in den Bereichen ihrer Druckschatten wurden die Boudins offenbar von einer Metasomatose (Albitisierung, Biotitisierung, Chloritisierung) erfaßt, in deren Folge es zu einer lokal eng begrenzten, oft flächig verteilten Smaragd-Kristallisation kam.

Die oben dargelegten Geländebefunde stehen im Gegensatz zu den früheren Interpretationen FERSMAN's (1929) und LEITMEIER's (1937) über die magmatische Entstehung der sogenannten "Smaragdserie" des Habachtales. Die sehr detaillierten Beobachtungen und Beschreibungen LEITMEIER's sind jedoch ohne weiteres im Sinne der heutigen Petrologie umdeutbar. So können die sogenannten "Injektionslagengneise" zwanglos als gebänderte Biotit-Plagioklas-Gneise und feinkörnige Plagioklas-gneise, die sogenannten "Aplite" als Quarz-Plagioklas-Lagengneise, die sogenannten "Migmatite" als eine Wechsellagerung aus Metapeliten, Plagioklas-Lagengneisen Amphibolgneisen und Amphiboliten und damit insgesamt als vulkanogen-sedimentäre Wechselfolge uminterpretiert werden.

Erscheinungsformen der Metasomatose-Zonen

Die Verteilung der Smaragdmineralisationen zeigt eindeutig, daß

- a) der tektonische Kontakt Bändergneisserie/Augen- und Flasergneisserie,
- b) die Bändergneisserie im Ganzen und
- c) der Kontaktbereich Bändergneisserie/Serpentinit-Talkschieferserie frei von gesteinsbildendem Smaragd sind.

Vielmehr finden sich die ausgedehnten Beryll-Mineralisationen in den Serpentinrandgesteinen an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie.

Voraussetzungen für das Einsetzen eines metasomatischen Stoffaustausches zwischen Ultrabasiten (Serpentiniten) und basischen, intermediären und sauren Nebengesteinen sind die Gegenwart eines geeigneten intergranularen Transportmediums, ausreichende PT-Bedingungen und ein ausreichend hoher diffusionsgesteuerter Gradient des chemischen Potentials. Es entstehen je nach Grad der Metamorphose charakteristische Metasomatosezonen ("blackwall zones"; BRADY, 1977).

Bei statischer Metamorphose entwickelt sich in Abhängigkeit vom Stoffangebot und der Wegsamkeit eine im Normalfall eindimensional gerichtete Mineralisationsabfolge mit lokalem Gleichgewicht innerhalb der einzelnen Mineralzonen.

Unter regionalmetamorphen Bedingungen können, ausgelöst durch tektonische Ereignisse, diese Zonenabfolgen wesentlich gestört sein, wobei durch Translationen und Rotationen der ursprünglichen Lagerungsverband überprägt wird. Insbesondere im Einflußbereich einer Störungszone von der Art der Leckbachrinne sind tektonisch unversehrte Kontakte Ausnahmeerscheinungen. Die ursprünglichen Gesteine sind durch die intensiven Stoffverschiebungen so stark verändert worden, daß eine Rekonstruktion ihrer chemischen und mineralogischen Ausgangszusammensetzung erheblich erschwert wird.

Mit dem Graphitglimmerschiefer an der Südflanke der Serpentin-Talkschieferserie liegt in der Leckbachrinne ein Gesteinstyp vor, der wegen der lokal ausgezeichneten Erhaltung feinsten Intern- und Externgefüge seiner Gemengteile als metasomatisch weitgehend unbeeinflußtes Ausgangsgestein- bzw. Nebengestein beurteilt werden kann. Weitere Gesteine, die diese Voraussetzung wenigstens teilweise erfüllen, und die damit auch als fast unveränderte Nebengesteine der Metasomatosezonen anzusprechen wären, sind einige Scheelit-führende Biotit-Plagioklas-Gneise, Quarz-Plagioklas-Lagengneise und K-Feldspatgneise der Serpentin-Talkschieferserie, Scheelit-führende Amphibolgneise und einige Amphibolite der Amphiboliterie.

Metasomatoseprodukte sind nach petrographisch-gefügekundlichen Kriterien (GRUNDMANN, 1979, 1983; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982) und in Anlehnung an die theoretischen Überlegungen von BRADY (1977), PHILLIPS & HESS (1936), CURTIS & BROWN (1969, 1971) und SANDFORD (1982) der größte Teil der Biotitschiefer, Chloritschiefer, Tremolitschiefer, Aktinolithschiefer und Talkschiefer innerhalb der Serpentin-Talkschieferserie. Darüberhinaus unterlagen deutlichen metasomatischen Alterationen die Granat-führenden Biotit-Plagioklas-Gneise der Granatglimmerschieferserie, Scheelit-führenden Amphibolgneise, Aktinolithquarzite, Plagioklasite (Albit/Oligoklasgneise), Quarzglimmerschiefer und die Marmore in Form von eng begrenzten, nur sehr geringmächtigen Einschaltungen in den Gesteinen der Serpentin-Talkschieferserie.

Gemessen an den makroskopisch sichtbaren mineralogischen Veränderungen des Ultrabasites und der Nebengesteine kann der im Gebiet der Leckbachrinne vorherrschende Metasomatostyp als "Alkali-Metasomatose" unter niedriggradig metamorphen Bedingungen mit Biotitisierungen (K-Zufuhr) und Albitisierungen (Na-Zufuhr) bezeichnet werden.

Detaillierte geochemische Untersuchungen und eine Massenbilanz des Berylliums in den Gesteinen der Smaragdlagerstätte zeigen, daß die während der metasomatischen Reaktionen freigesetzte Menge an Beryllium mit der beobachteten Menge an Smaragd-Kristallen konsistent ist (GRUNDMANN & MORTEANI, 1990).

Smaragdmineralisationen (Mikrogefüge)

Die gesteinsbildenden Smaragde (Berylle) von der Leckbachrinne sind überwiegend idiomorph bis hypidiomorph mit säuligem oder flachprismatischem Habitus. Die am häufigsten beobachteten Kristallgrößen schwanken zwischen 0,5 und 2 cm Länge mit Durchmessern zwischen 0,1 und 0,8 cm. Die größten in der Leckbachrinne je

gefundenen Smaragd-Kristalle erreichen über 10 cm Länge. Korngrößen von 3 cm sind jedoch schon Ausnahmerecheinungen. Häufiger als bisher angenommen sind dagegen Kristalle die unter 1 mm messen.

Xenomorph begrenzte Kristallaggregate aus Smaragd gehören zu den selteneren Ausbildungsformen. Die Entwicklung der Eigengestalt wurde hier offenbar durch tektonische Einflüsse behindert, da sich das interne Korngefüge vorwiegend aus s-parallel gelängten, z.T. polygonal rekristallisierten Subkörnern zusammensetzt. Zudem ist die äußere Begrenzung dieser Smaragd-Aggregate meist linsenförmig.

Die grüne Farbintensität ist generell sehr ungleichmäßig über die Smaragd-Kristalle verteilt. Die häufigste Erscheinungsform der Farbe ist schlierig, fahnenförmig und wolkgig. In Einschluß-ärmeren Kristallen kann gelegentlich, bei günstiger Schnittlage parallel oder senkrecht zur c-Achse ein relativ scharfer Farbzonaubau sichtbar werden. Vom Kern zum Rand folgen oft mehrere Zonen unterschiedlicher Farbintensität.

Hin und wieder werden Smaragd-Porphyroblasten von einer scharfen Farbgränze zwischen milchigweiß und grün diagonal durchzogen. Dieser Farbwechsel vollzieht sich in der Regel parallel eines stofflichen Lagenbaus aus Biotit- Aktinolith-, Epidot- oder Talk-Schichten, der während der Smaragd-Blastese zugleich erfaßt wurde. Die in den Biotit- und Talksichten gesproßte Smaragd-Substanz zeigt oft eine weitaus geringere Einschlußdichte, als die in den Epidot- und Amphibol-Schichten gesproßten. Es handelt sich hierbei um ein differenziertes Korrosionsvermögen der Beryll-Porphyroblasten. Ähnliches kann auch sehr eindrucksvoll an der häufig zu beobachtenden scharf zonierten Einschlußdichte abgelesen werden. In Längs- und Querschnitten ist oft ein dicht gefüllter Kern von einer schmalen, scharf begrenzten, einschlußarmen bis einschlußfreien Randzone zu unterscheiden (Abb. 7a). Dieser Zonabau deutet darauf hin, daß während des Kristallwachstums ein abrupter Wechsel in den Bildungsbedingungen, und damit ein Wechsel im Korrosionsvermögen der Berylle eingetreten sein muß. In Längsschnitten parallel zur c-Achse der Berylle sind die Spuren selektiver Verdrängung in Form der sog. "Sanduhrstruktur" zu erkennen.

Ein weiteres Charakteristikum stellt das meist deutlich gerichtete, oder auch feingefaltete Interngefüge dar, wie aus der Abbildung 7b ersichtlich. Reliktisch erhaltene Schieferungen oder Falten werden hier durch perlschnurartig aneinandergereihte Einschüsse abgebildet. Dieses Feinkorngefüge zeigt intern wie extern oft identische Schieferungsrichtungen und übereinstimmende B-Achsenlineationen, aber auch Diskordanzen. Smaragde, die diese Gefügerelationen aufweisen, sind in Bezug auf die Deformation des Interngefüges überwiegend posttektonisch gesproßt.

Der Artenreichtum und die räumliche Anordnung der Einschlußparagenesen in den Smaragden hängen entscheidend von der mineralogischen Zusammensetzung und dem Gefüge des umgebenden Gesteins im Zeitraum der Blastese des wachsenden Smaragds ab. Einen Eindruck von dem außerordentlichen Artenreichtum an Mineraleinschlüssen in den Smaragden vermittelt die folgende Tabelle:

Sulfide: Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Molybdänit, Pentlandit, Cubanit, Mackinawit;
Oxide: Magnetit, Ilmenit, Chromit, Rutil, Anatas, Quarz, Aeschynit, Aeschynit-(Y),
Goethit, Uraninit;
Carbonate: Calcit, Dolomit, Ankerit;
Phosphate: Mischkristalle der Apatit-Gruppe, Monazit, Xenotim;
Wolframate: Scheelit, Molybdoscheelit;
Silikate: Mischkristalle der Biotit-Phlogopit-Reihe, Muskovit ("Fuchsit"), Margarit,

Mischkristalle der Chlorit-Gruppe, Talk, Mischkristalle der Tremolit-Aktinolith-Reihe, Mischkristalle der Epidot-Gruppe (Allanit, Klinozoisit, Epidot, Zoisit - oft zonar verwachsen), Mischkristalle der Plagioklas-Reihe (Albit, Oligoklas - meist zonar verwachsen), Mischkristalle der Turmalin-Gruppe (Dravit, Schörl - meist zonar verwachsen), Zirkon, Titanit, Phenakit, Mikroklin, Gadolinit-(Ce).

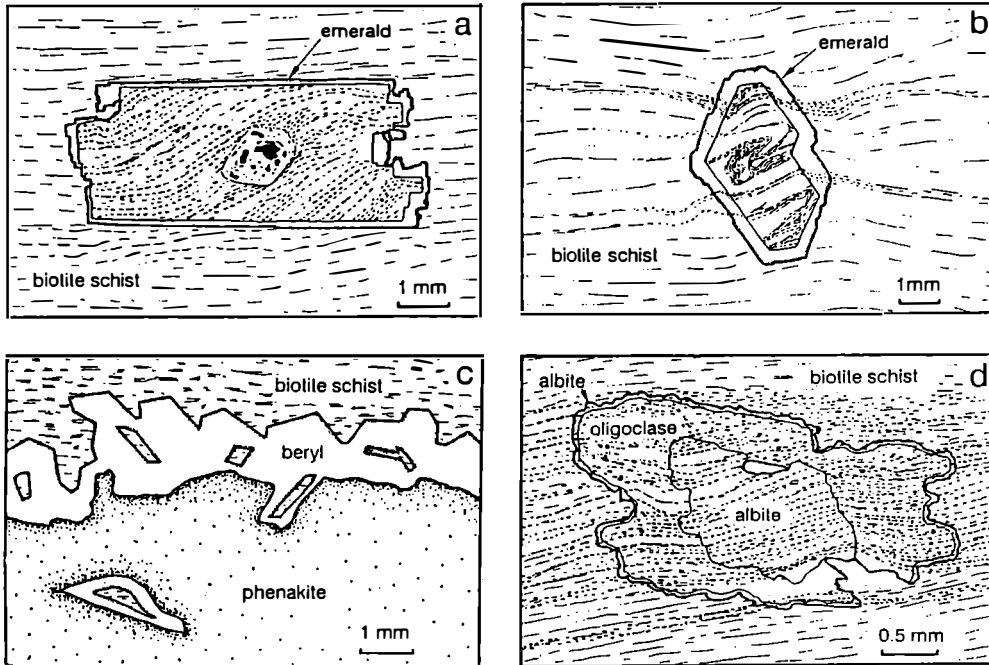


Abb. 7: **a:** Smaragd-Porphyroblast parallel zur c-Achse geschnitten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; der innere Kern zeigt orientierungslose Einschlüsse aus Chalkopyrit, Pyrrhotin, Apatit und Biotit, der innere Rand zeigt sigmoidale Einschlußzüge, die auf ein syntektonisches Wachstum hinweisen. Der dünne äußere Rand ist fast einschlußfrei.
b: Smaragd-Porphyroblast senkrecht zur c-Achse geschnitten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; der Kernbereich ist durch ein isoklinal-feingefältes Interngefüge aus feinstkörnigen Tremolitifasern gekennzeichnet. Da Amphibole im Externgefüge des Kristalls fehlen, handelt es sich hierbei um ein gepanzertes Reliktgefüge eines bereits vor des Blastese des Kernes gefältes Tremolitschiefers (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989).
c: Schnitt durch die Randzone eines Phenakit-Megablasten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; Die Beryllsprossung ist in Bezug auf den Biotitschiefer posttektonisch.
d: Schnitt durch einen zonierten Plagioklas-Porphyroblasten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; Das feinkörnige, interne und externe Gefüge zeigt eindeutig syn- bis posttektonisches Kristallwachstum.

Neben den hier aufgelisteten festen Einschlüssen treten zwei- und dreiphasige Flüssigkeits-Gas-Einschlüsse auf. Die Variationsbreite der Zusammensetzung läßt sich in fünf charakteristische Typen gliedern, die mit mindestens fünf verschiedenen trapping-Perioden korrespondieren (NWE & GRUNDMANN, 1990): Der älteste primäre Typ wird durch eine wässrige Lösung mit geringer Salinität (<10 Gew.% NaCl Equ.) mit oder ohne CO₂ (bis zu XCO₂ = 0,04) repräsentiert. Ein späterer zweiter Typ ist vom ersten durch unterschiedliche Morphologie und seine Diskordanz im Erscheinungsbild zum

ersten zu unterscheiden. Geringe Salinität, CO_2 -freie Flüssigkeiten und CO_2 -führende dichtere Einschlüsse mit höheren CO_2 -Gehalten (bis zu $\text{XCO}_2 = 0,11$) sind charakteristisch für diesen zweiten Typ. Mindestens zwei weitere Deformationsphasen und drei weitere trapping-Perioden führen zu immer CO_2 -ärmeren Zusammensetzungen mit immer geringer werdender Salinität.

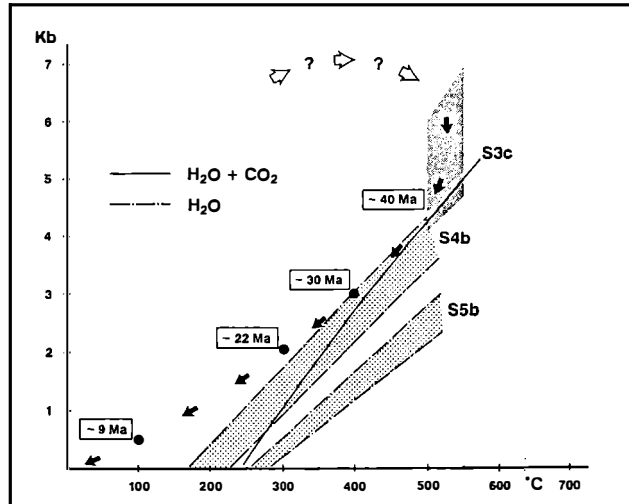


Abb. 8: Druck-Temperatur-Zeit-Diagramm für die alpidische Kristallisationsgeschichte der Smaragde des Habachtales (nach NWE & GRUNDMANN, 1990). Die gefüllten Kreise und Pfeile zeichnen den generellen P-T-Pfad der Gesteine des Smaragdorkommens nach, wie er nach GRUNDMANN & MORTEANI (1985) und GRUNDMANN (1989) anzunehmen ist. Die offenen Pfeile zeigen die vermuteten P-T-Bedingungen während der Kristallisation der Smaragd-Kernzonen und Konservierung der primären Flüssigkeitseinschlüsse. Die dicht gerasterte Fläche zeigt die maximalen P-T-Bedingungen während der Konservierungsphase der CO_2 -reichen sekundären Einschlüsse. Die Linien und gepunkteten Flächen zeigen die Bandbreite der Konservierungsbedingungen für die sekundären CO_2 -armen bis CO_2 -freien (H_2O) Flüssigkeitseinschlüsse in den Smaragden.

Aus den Ergebnissen der Mikrothermometrie und geochronologischen Daten läßt sich nunmehr ein Druck-Temperatur-Zeit-Pfad der alpidischen Regionalmetamorphose und damit zugleich die Kristallisationsgeschichte der Smaragde des Habachtales rekonstruieren (Abb. 8 nach GRUNDMANN & MORTEANI, 1985, und NWE & GRUNDMANN, 1990).

Exkursionsveriauf:

Anfahrt von Neukirchen nach Habach, vom Gasthaus Habachklause aus Auffahrt zum Gasthaus Alpenrose. Aufstieg vom Gasthaus Alpenrose (1400 m) zum Smaragdbergwerksgelände (2100 m) ca. 3 Stunden reine Gehzeit, langer, steiler Aufstieg. Begehung der näheren Umgebung des Smaragdbergwerksgeländes Übertage bis hin zur Leckbachscharte (2375 m). Samstag spätnachmittags: Abstieg zur Alpenrose, Rückfahrt vom Gasthaus Alpenrose nach Habach und Neukirchen.

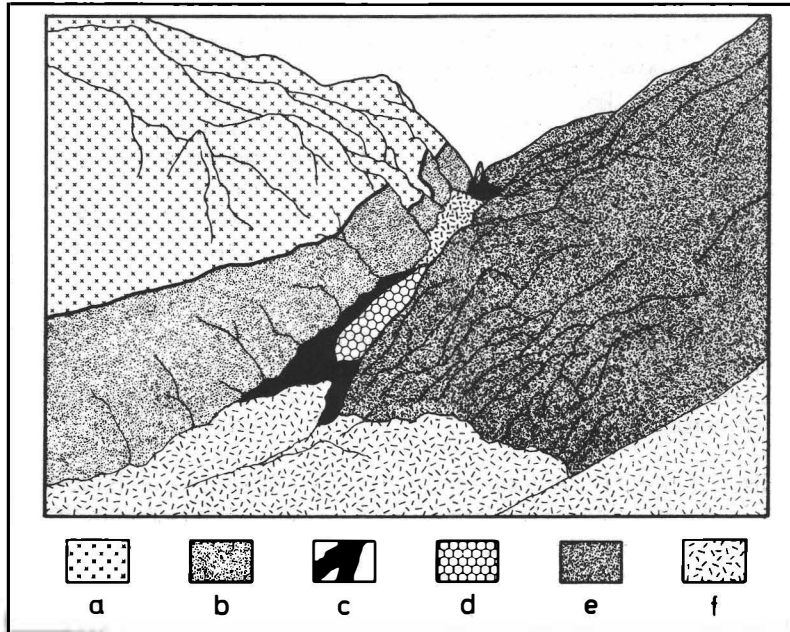


Abb. 9: Ansichtsskizze des obersten Teilbereiches des Leckbachgrabens mit Leckbachscharte und Gelände des Smaragdbergwerkes (Exkursionsgebiet).
Legende: a = Augen- und Flasergneisserie (Habachzunge); b = Bändergneisserie; c = Serpentin-Talkschieferserie; d = Gangquarz innerhalb der Serpentin-Talkschieferserie; e = Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie (ungegliedert); f = Hangschuttbedeckung.

Zentralgneis, Habachzunge: Augen- und Flasergneisserie

Habachformation:

Bändergneisserie: Amphibolgneise, Biotit-Plagioklas-Gneise, Biotit-Blastenschiefer, Amphibolite (sporadische Scheelit-, Molybdänit- und Chalkopyritführung)

Serpentin-Talkschiefer-Serie: Serpentin, Talk-, Aktinolith-, Chlorit-, Biotit-, Hellglimmerschiefer, Biotit-Chlorit-Fels, Gangquarz (zum Teil Beryll-, Smaragd-, Phenakit-, Chrysoberyll-, Scheelitführung).

Granatglimmerschieferserie: Granatglimmerschiefer (zum Teil Graphit- und Turmalinführung und/oder metasomatische Alteration).

Amphibolitserie: Amphibolit, Amphibolgneise, Quarz-Plagioklas-Lagengneis.

Tektonik: tektonisch überprägter Kontakt von Habachformation und Zentralgneis der Habachzunge. Vielzahl tektonisierter Gesteinsvarianten. Boudinage, Mylonitisierung, Faltung, Transversalschieferung, prätauernkristalline rupturale Deformation.

Literaturverzeichnis:

- BRADY, J.B. (1977): Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 113-125.
- CURTIS, C.D. & BROWN, P.E. (1969): The metasomatic development of zoned ultrabasic bodies in Unst, Shetland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **24**, 275-292.
- CURTIS, C.D. & BROWN, P.E. (1971): Trace element behavior in the zoned metasomatic bodies of Unst, Shetland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **31**, 87-93.
- FERSMAN, A.E. (1929): Geochemische Migration der Elemente. *Abh. prakt. Geol. u. Bergw.* **18**, 1, 74-116.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1977, 675-696.
- GRUNDMANN, G. (1979): Geologisch-petrologische Untersuchung der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal (Land Salzburg, Österreich). Unveröff. Dipl.-Arbeit, FB 16, Techn. Univ. Berlin, 315 S., 113 . 10 Tab. Taf. 1-10.
- GRUNDMANN, G. (1980): Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. *Fortschr. Miner.* **58**, 39-41.
- GRUNDMANN, G. (1981): Die Einschlüsse der Berylle und Phenakite des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). *Der Karinthin* **84**, 227-237.
- GRUNDMANN, G. (1983): Die Genese der regionalmetamorphen, metasomatisch-horizontgebundenen Beryll-Mineralisationen des Habachtales, Land Salzburg, Österreich. Diss. Techn. Univ. Berlin, D 83, 207 S.
- GRUNDMANN, G. (1985): Die Mineralien des Smaragd-vorkommens im Habachtal. *Lapis* **10**, 13-33.
- GRUNDMANN, G. (1989): Metamorphic Evolution of the Habach Formation - A Review. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **82**, 75-88.
- GRUNDMANN, G. & KOLLER, F. (1979): Die Aeschynite und ihr Zonarbau aus Beryllium-Mineralparagenesen des Smaragd-vorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal, Land Salzburg (Österreich). *N. Jb. Miner. Abh.* **135**, 1, 36-47.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). *Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A.* **2**, 71-107.
- 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**, 197-216.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1989): Emerald Mineralization During Regional Metamorphism: Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) Deposits. *Economic Geology* **84**, 1835-1849.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **54**, 769-788.
- KÖLBL, L. (1932): Das Nordostende des Großvenedigermassivs. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. Abt. 1*, **141**, 39 S.
- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1984): Die Metaroddingite der Habach Formation Hohe Tauern (Österreich). *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.* **33**, 49-66.
- LEITMEIER, H. (1937): Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. *Z. f. Krist. Miner. u. Petrogr., Abt. B, Min. petrogr. Mitt.* **49**, 245-368.
- MORTEANI, G. & GRUNDMANN, G. (1977): The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the Tauern Window, Austrian Alps. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1977, 509-516.

- NIEDERMAYR, G. & KONTRUS, K. (1973): Neue Funde von Phenakit Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich, und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. *Ann.Naturhist.Mus.Wien* 77, 7-13.
- NWE, Y.Y. & GRUNDMANN, G. (1990): Evolution of metamorphic fluids in shear zones: The record from the emeralds of Habachtal, Tauern Window, Austria. *Lithos* (in press).
- PHILLIPS, A.H. & HESS, H.H. (1936): Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. *Amer.Mineral.* 21, 333-362.
- SANDFORD, R.F. (1982): Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *Amer.J.Sci.* 282, 545-616.
- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H. (1986): Geochronological and stable isotope investigations on polymetamorphic rocks from the Eastern Alps (Western Tauern Window, Austria). *N.Jb.Mineral.Abh.* 154, 313-334.
- SCHROLL, K.M. (1797): Grundriß einer Salzburgischen Mineralogie, oder kurzgefaßte systematische Anzeige der bis itzt bekannten Mineralien des Fürstenthums und Erzstifts Salzburg. *Jb.Berg.Hüttenk.*, hrsg. v. K.E. Freih. von Moll, 1, 95-196.
- SINKANKAS, J. (1981): Emerald and other beryls. *Chilton Book Comp.*, Radmor, Pennsylvania, 665 S.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. *Z.Krist.* 26, 337-508.

Exkursion E6: Mineralfundstellen im Obersulzbachtal

NIEDERMAJR, G., BECHERER, K.

- * Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien
- ** Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Einleitung

Obwohl das Obersulzbachtal um einiges weitläufiger angelegt ist als das östlich unmittelbar anschließende Untersulzbachtal und als das Habachtal, die darüber hinaus mehr oder weniger auch die gleichen Gesteinsformationen aufweisen, sind im Einzugsgebiet des Obersulzbaches wesentlich weniger Mineralvorkommen bis heute bekannt geworden und auch weniger spektakuläre Funde nachgewiesen. Hopffeld Boden, Hopffeld Graben, Mitter Kopf, Kampriesen Alm, Seebachkar, Waschkopf, Krausenkar Kopf, Schliefer Spitz, Sattelkar und Bleidächer sind jene Fundstellen und Regionen, die in die mineralogische Literatur Eingang gefunden haben.

Vom Sattelkar stammt der mit 203 Kilogramm wahrscheinlich bisher schwerste Rauchquarzfund des gesamten Alpenraumes, der im Sommer vergangenen Jahres einheimischen Sammlern glückte. Dieser Fund ist nun im Heimatmuseum Bramberg ausgestellt. Im Klufschutt konnte dann später von hier auch feinfilziger Bavenit nachgewiesen werden.

Im Rahmen der Exkursion werden die zwei bekanntesten Fundstellen des Obersulzbachtales, "Seebachsee" und "Hopffeld Boden", besucht.

Allgemeine Geologische Situation

Regionalgeologisch gesehen liegt das Obersulzbachtal zur Gänze in Gesteinen des Pennins. Nur am unmittelbaren Talausgang ragen Dolomite und quarzitisches Gesteine der unterostalpinen Krimmler Trias unter eiszeitlichen Sedimenten und dem Hangschutt hervor (Kalchhütten, Ruine Burgfried und Weißer Plaven). Die Grenze Krimmler Trias/Pennin verläuft etwa am südlichen Rand der Sulzau.

Der penninische Gesteinsbestand umfaßt einerseits die mächtigen "Zentralgneis"-Massen, die tektonisch im Obersulzbachtal in Nördliche und Südliche Sulzbachzunge sowie Habachzunge zu untergliedern sind und eine generelle Streichrichtung der mehr oder weniger steilstehenden Gneiskörper von WSW-ENE aufweisen. Zwischen diesen Gneiskörpern, im wesentlichen als variszisch intrudierte Granite, Granodiorite und Tonalite aufzufassen, sind die als paläozoisch, möglicherweise zum Teil auch präkambrisch (?) interpretierten Schieferhüllgesteine eingemuldet, die dementsprechend auch als Knappenwandmulde (zwischen Nördlicher und Südlicher Sulzbachzunge) und Habachmulde (zwischen Südlicher Sulzbachzunge und Habachzunge) genannt werden. Diese Schieferhüllserien werden als Habachformation bezeichnet.

Geringmächtige helle Porphyroide und Metaarkoseschiefer im Bereich Blausee und Untersulzbach-Fall werden zur permo-skythischen Wustkogelserie gestellt (vgl. Geol. Karte d. Republik Österreich, Blatt 151 Krimml; Ausschnitt Abb. 1).

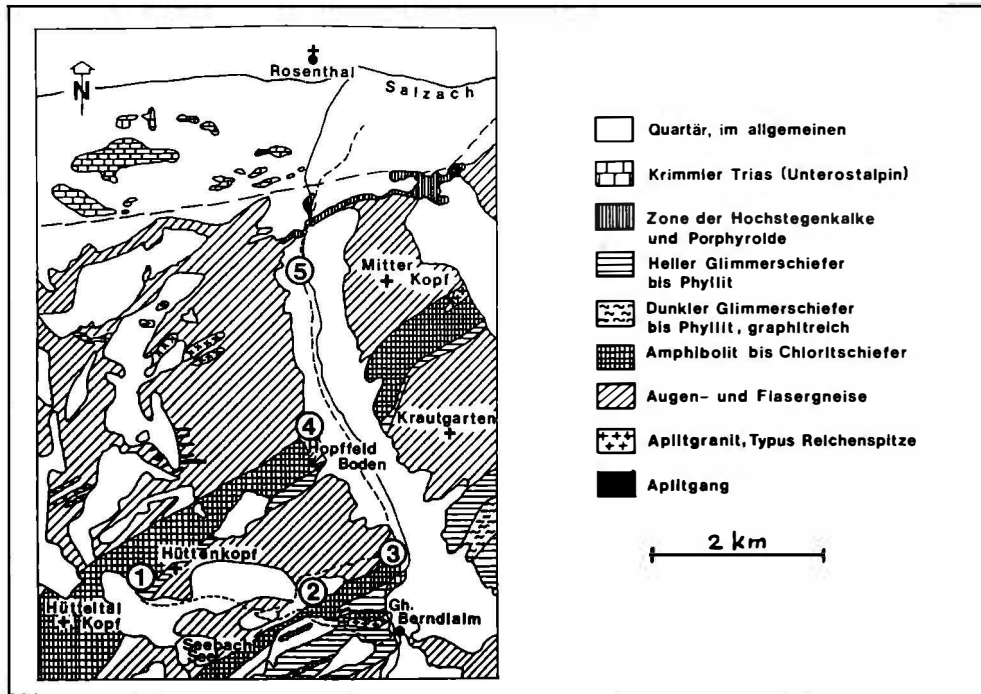


Abb. 1: Ausschnitt aus der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151 Krimml, mit Exkursionspunkten.

Nach bisher vorliegenden radiometrischen Altersdaten erfolgte die letzte Prägung der Gesteine im Zuge der jungalpidischen Metamorphosephasen vor etwa 30-10 Millionen Jahren (vgl. FRANK et al., 1987a). Die dabei erreichten Temperaturen werden für die penninischen Gesteine mit etwa 450 °C im Norden und bis etwa 550 °C im hinteren Obersulzbachtal anzunehmen sein (vgl. auch STEYRER, 1983; FRANK et al., 1987b). Nach FRANK et al. (1987b) ist das erste Auftreten von Granat in Metasedimenten und von Oligoklas im Obersulzbachtal etwa im Bereich der Knappenwandmulde zu beobachten und die 500 °C-Isotherme (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974) liegt hier etwa im Grenzbereich Südliche Sulzbachzunge/Habachmulde.

Haltepunkt 1: Epidot-Diopsid-Fundstelle im oberen Seebachkar

Das Vorkommen von Epidot und Diopsid im Seebachkar - in der Literatur meist unter der Bezeichnung "Seebachsee" geführt, was eigentlich nicht richtig ist, da der unmittelbar südlich an den See anschließende Amphibolizug praktisch nicht entsprechend mineralisiert ist - ist schon seit ZEPHAROVICH (1889) bekannt. Obwohl der Anstieg sehr lang und mühsam ist, ist die Fundstelle früher viel von Sammlern begangen worden. In der Halde unterhalb der Fundstelle findet sich daher auch heute

noch reichlich Material.

Die Mineralien (in alphabetischer Reihung):

Adular: selten; meist sägezahnartig gruppiert.

Albit: wenige Millimeter groß, tafelig, trübweiß bis glasklar; relativ häufig.

Amphibol (bis aktinolithische Hornblende, Aktinolith): ältere, dunkelgrüne, stengelige Kristalle und jüngere graugrüne feinfilzige Massen. Wie bei den paragenetisch sehr ähnlichen, im selben Grüngesteinszug liegenden Vorkommen des Söllenkares, vom Hopffeld Boden und von der Knappenwand, sind auch hier die Amphibole der älteren Generation häufig von anderen Mineralarten umschlossen. Die jüngere feinfilzige Amphibol-Generation ("Byssolith") kann dagegen gelegentlich auch als watteartiger Belag über Kristallrasen von Epidot und diopsidischem Augit beobachtet werden, wie das besonders typisch für das Vorkommen im Söllenkar ist.

Apatit: kleine, bis etwa 5 mm große, dicktafelige bis fast kugelige und flächenreiche, wasserklare Kristalle.

Calcit: z.T. trübweiße rhomboedrisch-linsenförmige Kristalle, bisweilen auch mit skalenödrischer Tracht; manche Klüfte vollständig ausfüllend.

Cerussit - bzw. Hydrocerussit: als winzigste, trübweiße, fettig-glänzende Kriställchen über Galenit.

Chalkopyrit: bis 40 μm große Körnchen in dunkelbraunem Sphalerit eingewachsen.

Dlopsid - bzw. dlopsidischer Augit: ein sehr charakteristisches Mineral dieser Fundstelle. Die Kristalle sind kurzprismatisch entwickelt und häufig auch doppelendig. Typisch sind die treppenartigen Verwachsungen der schwarzgrünen bis schwarzen Kristalle. ZEPHAROVICH (1889) hat den Augit dieses Vorkommens sehr gründlich untersucht und beschrieben.

Epidot: bildet meist dichte Rasen kurzstengeliger Kristalle mit charakteristisch gelbgrüner bis bräunlichstichiger Färbung. Als Seltenheit sind hier aber auch bis mehrere Zentimeter lange, flachprismatische Kristalle gefunden worden, die dann sehr ähnlich jenen Epidoten sind, die seinerzeit auch im Söllenkar in größerer Menge beobachtet werden konnten. Sie erreichen aber, genau wie diese, nie den Glanz und die typische schwarzgrüne Färbung der Knappenwand-Epidote.

Galenit: nicht sehr häufig; es wurden hier aber bis 1,5 cm große Oktaeder gefunden.

Palygorskit (Bergleder): dünne Häutchen, beige bis schmutzig-weiß gefärbten "Bergleders" gibt STRASSER (1989) an.

Quarz: WAGNER (1988) nennt auch Bergkristall von hier.

Scheelit: angeblich einige wenige Kristalle (WAGNER, 1988).

Sphalerit: als Einzelfund wurde vor Jahren ein 3,5 cm großer, schwarzbrauner, stark korrodierter Kristall über Rasen von Epidot gewachsen, festgestellt. Der FeS-Gehalt wurde mit 11,5 Vol.% bestimmt.

Titanit: meist klein, selten bis 2 cm groß; grüngelb bis fast farblos und häufig unverzwillingt.

"Limonit": als dicke Kruste um den von hier als Neufund beschriebenen Sphalerit fand sich auch Fe-Oxihydrat; wohl auf den Fe-Gehalt des Sphalerits zurückgehend.

Vom nahegelegenen Kleefelder Kopf konnte als zweifellos ungewöhnliche Mineralphase für diesen Bereich Mn-armer Wolframit, eingewachsen in orangebraunem Scheelit, bestimmt werden (NIEDERMAYR, 1982).

Haltepunkt 2: Klufthmineralisationen im Bereich der "Seebachplakke".

Beim Abstieg von der Seebach Alm quert der markierte Steig den Fundbereich "Seebachplakke", der seinerzeit durch den Fund des im alpinen Bereich sehr seltenen Harmotoms bekannt geworden ist (FOLTIN, 1968) und später den Erstnachweis des Be-Silikates Bertrandit in den Ostalpen erbracht hat (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973). Die Fundstelle liegt in sehr steilem und Steinschlag-gefährdetem Gelände, so daß ihre Begehung nur bei gutem, trockenem Wetter ratsam ist.

Die Mineralien: Rauchquarz, Adular (in bis 10 cm großen Kristallen), Calcit (teils als flache Rhomboeder, teils als "Blätterspat" ausgebildet), Apatit (bis 5 mm groß, farblos, flächenreich und hochglänzend), Hämatit (in Form von "Eisenrosen"), Biotit (flachtafelig-länglich), Rutil (leuchtend rot, bis 8 cm Länge), Turmalin, orangebrauner Titanit, Albit, Chlorit und Harmotom, in bis 3 mm großen, meist beidseitig beendeten, typischen Durchkreuzungszwillingen, milchig-trüb bis farblos (FOLTIN, 1968; POEVERLEIN, 1984). Daneben sind noch Bertrandit, Aquamarin und Fluorit zu erwähnen.

Der Bertrandit tritt hier einerseits in bis 5 mm großen, durch Chloritröllchen meist mehr oder weniger intensiv graugrün gefärbten, langtafeligen Einzelkriställchen und in typischen Kniezwillingen nach (021) auf. Paragenetisch interessant ist das Vorkommen von Aquamarin in kleinen, hellblauen Säulchen, die in Derbyquarz eingewachsen sind. Dunkelvioletter Fluorit findet sich als schmale Restfüllung in massivem Feldspat (Adular).

POEVERLEIN (1984) nennt bis 3 mm große Harmotome, Prehnit, Rutil, Adular, wasserklare, flächenreiche und hochglänzende Apatite bis 5 mm Größe, Calcit, Hämatit (eher Ilmenit! Anmerkung G. NIEDERMAYR), Rauchquarz, orangebraunen Titanit, Turmalin, Albit, Byssolith und Chlorit.

Haltepunkt 3: Straßenaufschluß vom Bildbaum am Obersulzbach-Weg bis zur "Streifkamp"

Durch die Verbreiterung des Weges vor einigen Jahren sind hier schöne Aufschlüsse im nördlichen Randbereich der Habachmulde entstanden. Aufgeschlossen ist eine Folge von Metabasiten mit zwischengeschalteten, meist geringmächtigeren Lagen von z.T. quarzitischen Metasedimenten.

Die Metabasite dominieren im tieferen Teil des Profils (talwärts) und sind im wesentlichen als feinkörnige, stark geschieferte Prasinite anzusprechen, mit Albit/Oligoklas, Biotit, Epidot und Amphibol sowie etwas Chlorit, Titanit und opake Phasen (überwiegend Pyrit). Grobkörnige Amphibolite treten nur sehr untergeordnet auf. Die Metasedimente sind sehr unterschiedlich entwickelt und liegen meist als mehr oder weniger granatführende Glimmerschiefer, seltener als glimmerreiche Quarzite vor. Im südlichen, hangenden Randbereich des Profils, nahe dem obenerwähnten Bildbaum, treten auch geringmächtige Calcit führende Amphibolitschiefer und Hornblendegarbenschiefer auf.

In Quarzmobilisationen, welche die Prasinite durchsetzen, tritt feinkristalliner Galenit auf und an Schieferungsflächen sind bisweilen auch Molybdänitfitterchen zu beobachten. Interessant ist, daß die Glimmerschiefer bis glimmerreichen Quarzite im Hangenden der Prasinite mit 2,5 - 6,5 ppm W, 1,3 - 6,2 ppm Mo und 4,1 - 16 ppm Sn deutlich erhöhte Gehalte aufweisen und auch ein in den Prasiniten eingeschalteter Quarzit im tieferen

Profilteil erhöhte Gehalte an Molybdän (13 ppm Mo) und Wolfram (1,84 ppm W) ergeben hat.

Haltepunkt 4: Bergsturzmateriel im Bereich des Hopffeld Boden

Das Vorkommen Hopffeld Boden zählt auch heute noch zu den lohnendsten Fundstellen für Mineraliensammler in dieser Region, insbesondere aber für "Mikromounter".

Es sind vor allem helle, feinkörnige, "aplitische" Gneise, die in schmalen Kluftrissen und in kleinen Kavernen eine überaus artenreiche Mineralisation führen. Bereits etwas mehr als 50 verschiedene Mineralien, darunter viele seltene Mineralarten, sind von hier nachgewiesen:

GESAMTÜBERSICHT DER MINERALIEN VOM HOPFFELDBODEN

SULFIDE

Sphalerit
Chalkopyrit
Galenit
Pyrrhotin
Pyrit
Molybdänit

OXIDE

Magnetit
Hämatit
Ilmenit
Bergkristall
Hyalit
Rutil
Anatas
Brookit
Euxenit
Tanteuxenit
Polykras
Columbit
Aeschynit-Y
Fergusonit
Limonit

KARBONATE

Calcit
Vaterit
Siderit
Smithsonit
Aragonit
Cerussit
Malachit
Aurichalcit
Synchisit

HALOGENIDE

Fluorit

SULFATE

Gips

PHOSPHATE

Xenotim
Monazit
Apatit

MOLYBDATE

Wulfenit

SILIKATE

Hemimorphit
Zirkon
Thorit
Titanit
Gadolinit
Bertrandit
Axinit
Epidot
Klinozoisit
Zoisit
Turmalin
Milarit
Aktinolith
Muskovit
Biotit
Chlorit
Adular
Albit

Der Grund für die überaus reiche Mineralführung ist bisher nicht hinreichend geklärt, da über das Vorkommen bzw. über seinen Mineralinhalt zwar bereits viele Veröffentlichungen, größtenteils von ambitionierten Sammlern, vorliegen, eine wissenschaftliche Bearbeitung dieser Mineralisationen bisher jedoch noch nicht erfolgt ist. Hinweise auf

eine besondere Stellung des mineralisierten Gesteinskomplexes ergeben sich aber bereits aufgrund des geologischen Kartenbildes (ÖK, Blatt 151, Krimml), da der streng WSW-ENE streichende Grüngesteinszug der Knappenwandmulde hier durch die gegenständliche mächtige Gneismasse unterbrochen ist. Der Gneis selbst entspricht auch nicht dem Typus der Flaser- und Augengneise, die die beherrschenden Elemente der einzelnen Gneismassive an der Nordseite des Großvenedigers darstellen. Ein ähnlicher Gneistyp im Bereich der westlichen Breitfuß-Flanke im Untersulzbachtal führt Monazit, Xenotim, Hämatit, Fluorit, Berylliumminerale sowie seltene Bismutsulfide. Es ist hier aus Platzgründen nicht möglich, auf alle vom Hopffeld Boden und aus dem Hopffeld Graben bekannten Mineralien im Detail hinzuweisen. Gute Zusammenstellungen darüber bringen SCHEBESTA (1982, 1986) sowie POEVERLEIN (1986).

An sulfidischen Erzminerale wurden jedenfalls Sphalerit, Chalkopyrit, Galenit, Pyrit, Molybdänit und Pyrrhotin in Quarzgängen festgestellt. Pyrrhotin tritt auch in länger aushaltenden Schnüren, einzelnen xenomorphen Körnern und intergranular lagig in einem an Biotit reicheren Gneis dieses Gebietes auf (NIEDERMAYR et al., 1989). Entsprechend dem Erzreichtum des Gesteins finden sich auch verschiedene Sekundärprodukte, u.a. Hydrozinkit, Hemimorphit, Aurichalcit, Malachit und Cerussit.

Fluorit wurde von hier angeblich in winzigen farblosen Würfeln festgestellt, was insofern bemerkenswert ist, als in alpinen Klüften das Hexaeder normalerweise nicht bzw. nur in Kombination mit dem dominierenden Oktaeder ausgebildet ist. Darüber hinaus sind aus dem Hopffeld Graben auch rosa und grün gefärbte, bis mehrere Zentimeter große Fluoritoktaeder bekannt. Sie lassen sich nach ihren Gehalten an Seltenen Erden zwei verschiedenen Genesetypen zuordnen (SPETTEL et al., 1981).

Auffällig ist auch der hohe Anteil an Mineralien, die Seltene Erden, Y, Zr, Nb, Ta und Ti im Gitter eingebaut haben und ansonsten im alpinen Bereich extrem selten oder zumindest nicht besonders häufig sind, wie z.B. Euxenit, Tanteuxenit, Fergusonit, Synchisit, Columbit, Gadolinit, Polykras, Monazit und Xenotim. Genaue Daten zum Synchisit vom Hopffeld Boden lieferten BRANDSTÄTTER et al. (1982); nach diesen Autoren ist das Mineral als Synchisit-(Ce, Nd) zu bezeichnen und eindeutig optisch zweiachsig positiv ($2V \approx 6^\circ$). Auch die röntgenographischen Einkristallaufnahmen belegen eine Erniedrigung von hexagonaler zu rhombischer oder monokliner Symmetrie.

Es ist jedenfalls zu erwarten, daß die Mineralisationen im Bereich des Hopffeld Boden auch in Zukunft neue, bisher von hier noch nicht bekannte Minerale erbringen werden.

Haltepunkt 5: Gneis-Steinbruch im Bereich des Sulzauer Wieser Waldes.

Dieser etwas südlich des Sulzauer Wieser Waldes gelegene Steinbruch schließt typischen Zentralgneis auf. Der sehr massive, grobkörnige Gneis zeigt kaum Klüftung und dementsprechend sind von hier, trotz ausgezeichneter Aufschlußverhältnisse, bisher keine Klüftmineralisationen bekannt geworden.

Literaturverzeichnis:

BRANDSTÄTTER, F., MEREITER, K. & NIEDERMAYR, G. (1982): Über den Synchisit vom Hopffeld Boden im Obersulzbachtal, Salzburg. Mitt.Österr.Min.Ges. 128, 61-64.

- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987a): Geochronical Data from the Eastern Alps. In: Geodynamics of the Eastern Alps (Eds. H.W. FLÜGEL & P.FAUPL), 272-281.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987b): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. In Geodynamics of the Eastern Alps (Eds. H.W.FLÜGEL & P.FAUPL), 34-54.
- FOLTIN, Ch. (1968): Harmotom vom Obersulzbachtal in den Hohen Tauern. Der Aufschluß 19, 6, 133-135.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern (Austria). - Schweizer Min.Petr.Mitt. 54, 769-788.
- NIEDERMAYR, G. & KONTRUS, K. (1973): Neue Funde von Phenakit, Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. Ann.Naturhist.Mus.Wien 77, 7-13.
- NIEDERMAYR, G. (1982): Mineralneufunde aus Österreich, 1980-1982. Mitt. Österr.Mineralog.Ges. 128, 51-60.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KIRCHNER, E., MOSER, B. & POSTL, W. (1989): Neue Mineralfunde aus Österreich, XXXVIII. Carinthia II, 179/99, 231-268.
- POEVERLEIN, R. (1984): Harmotom aus dem Seebachkar, Obersulzbachtal. Lapis 9, 38.
- POEVERLEIN, R. (1986): Erzminerale vom Hopffeldboden. Lapis 11, 19-20.
- SCHEBESTA, K. (1982): Hopffeld Boden/Obersulzbachtal. Die Mineralien der alpinen Klüfte vom Hopffeld Boden. Lapis 7, 9-20.
- SCHEBESTA, K. (1986): Neue Mineralien vom Hopffeld Boden im Obersulzbachtal. Lapis 11, 9-18.
- SPELTEL, B., NIEDERMAYR, G., PALME, H., KURAT, G. & WÄNKE, H. (1981): Spurenelemente in Fluoriten aus alpinen Klüften (Abstract). Fortschr.Mineral. 59, Beih. 1, 191-192.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). Mitt.Österr.Geol.Ges. 76, 69-100.
- STRASSER, A. (1989): Die Minerale Salzburgs. Salzburg: Eigenverlag A. Strasser, 348 S.
- WAGNER, U. (1988): Mineralien im Ober- und Untersulzbachtal. Haltern/Westfalen: Bode Verlag, 127 S.
- ZEPHAROVICH, V.R.v. (1889): Neue Mineral-Vorkommen in den Salzburger Alpen. Mitt.Ges.Salzb.Landeskunde 29, 227-244.

Exkursion E7: Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See

HEINISCH, H. & SCHLAEGEL-BLAUT, P.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Lulsenstr. 37, D-8000
München 2

1. Geologischer Überblick

1.1 Einführung

Der Bereich der Kitzbüheler Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See beherbergt monotone siliciklastische Gesteine großer Mächtigkeit ("Wildschönauer Schiefer"). Darin treten Einschaltungen von basischen Magmatiten und sauren Vulkaniten (Porphyroide) auf. Im Nordteil des Arbeitsgebietes dominieren mächtige Karbonatgesteins-Abfolgen. Die Kitzbüheler Grauwackenzone ist schwachgradig metamorph (Grünschiefer-Fazies).

Tektonisch ist die Kitzbüheler Grauwackenzone dem Oberostalpin *sensu* TOLLMANN (1973) zuzurechnen. Sie wird im Norden winkeldiskordant von den permomesozoischen Abfolgen der Nördlichen Kalkalpen überlagert (Abb. 1). Grundlegende geologische und conodontenstratigraphische Untersuchungen stammen von einer Innsbrucker Arbeitsgruppe (MOSTLER, 1968, 1970, 1984; MAVRIDIS & MOSTLER, 1970; COLINS et al., 1980). Die conodontenstratigraphischen Daten beschränkten sich naturgemäß auf das Verbreitungsgebiet der Karbonatgesteine im Norden, während der aus monotonen Wildschönauer Schiefem bestehende Hauptteil bisher als fossilieer galt ("Glemmtal-Einheit"). Diese monotonen Schiefererrien wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme neu aufgenommen und detailliert stratigraphisch, petrographisch-sedimentologisch sowie geochemisch-vulkanologisch untersucht.

Wegen des guten Erhaltungszustandes der Gesteine, insbesondere auch der basischen und sauren Vulkanite, war die Kitzbüheler Grauwackenzone häufig Ausgangspunkt für geotektonische Hypothesen (Zusammenstellung vgl. HEINISCH, 1988). Die neu erarbeiteten Daten machen eine grundlegende Revision der bisherigen geotektonischen Konzepte notwendig. Die Exkursion soll einen kleinen Einblick in die vielschichtige Problematik geben und damit Gelegenheit zur Diskussion vor Ort ermöglichen. Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen, insbesondere fehlen noch einige biostratigraphische Daten für die Konstruktion tektonischer Profile. Trotzdem ist in Abb. 1 die derzeit wahrscheinlichste Arbeitshypothese zum geologischen Großbau schematisch dargestellt.

1.2 Tektonische und stratigraphisch-fazielle Neugliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone

Im Arbeitsgebiet wurden zwei tektonische Deckeneinheiten definiert, die sich auch in fazieller Hinsicht deutlich unterscheiden. Um Verwechslungen mit deckentektonischen Gliederungen früherer Bearbeiter zu vermeiden, wurden die Einheiten als Wildsee-

loder-Einheit und Glemmtal-Einheit benannt. Trennendes Element ist ein breiter tektonischer Schollenteppich, die Hochhörndler Schuppenzone (Abb.2). Am Südrand des Arbeitsgebietes wurde eine weitere tektonische Melangezone definiert, die Uttendorfer Schuppenzone. Diese bildet die Grenze zum Unterostalpin bzw. Penninikum.

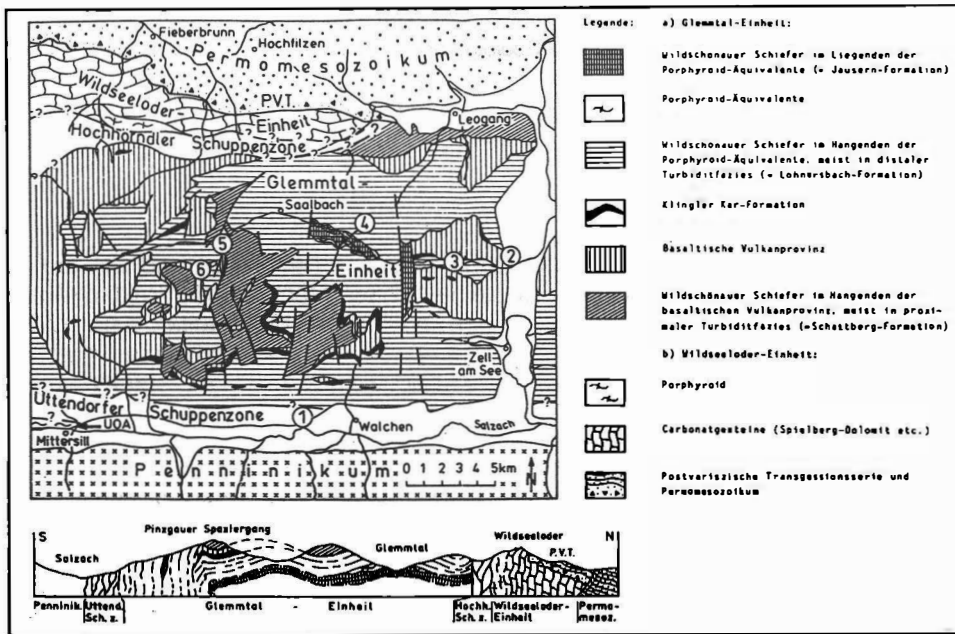
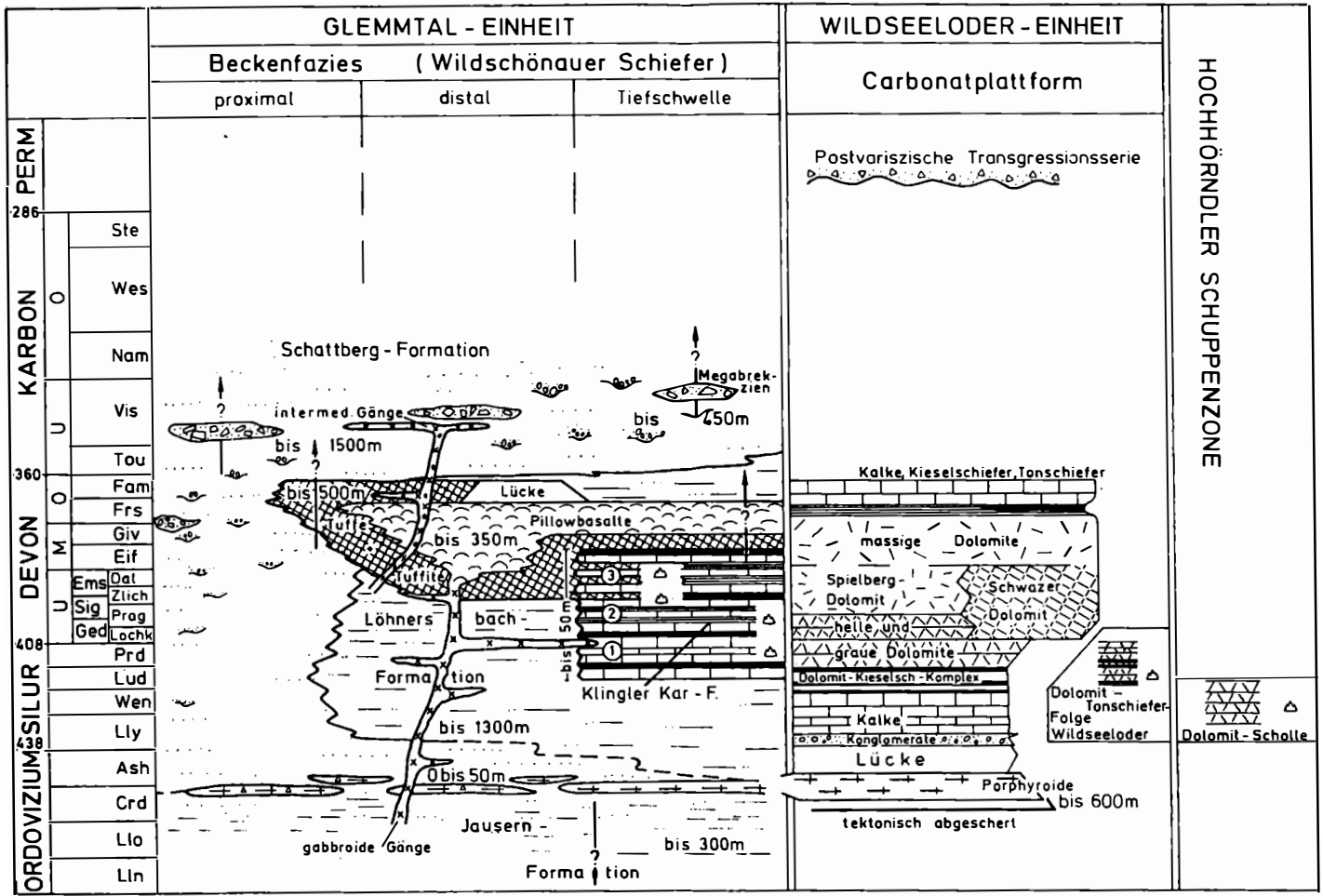


Abb. 1: Arbeitshypothese zum geologischen Großbau der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See. Stark generalisierte geologische Kartenskizze mit unmaßstäblichem 'Idealprofil'; UOA: Unterostalpin des Innsbrucker Quarzphyllits, Ziffern 1 bis 6: Exkursions-Haltepunkte.

Die Wildseeloder-Einheit umfaßt den Nordteil des Arbeitsgebietes und wird von der Postvariszischen Transgressionsserie überlagert (Abb. 1, 2). Im Oberordovizium treten hier mächtige Porphyroide auf, die als subaerische Ignimbrite abgelagert wurden (vgl. Kap. 1.5). Ihre primäre Unterlage ist tektonisch abgeschert. Auf dieser Porphyroplattform entwickelt sich im Silur und Devon die bereits durch frühere Bearbeiter ausführlich untersuchte Karbonatplattform mit Flachwasserdolomiten und Riffgesteinen.

Abb. 2: Stratigraphisch-fazielle Neugliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone; Stratigraphie der Wildseeloder-Einheit unter Einbeziehung von Literaturdaten (SCHÖNLAUB, 1979), Zeitskala nach HARLAND et al. (1982); lithologische Gliederung innerhalb der Klinger Kar-Formation: 1 Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge, 2 Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge, 3 Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge.



Die Glemmtal-Einheit beinhaltet im wesentlichen mächtige Sequenzen siliciklastischer Wildschönauer Schiefer. Hinzu treten geringmächtige, pelagische Karbonat- und Lyditfolgen. Aller Wahrscheinlichkeit nach zeitgleich mit den Ignimbriten der Wildseeloder-Einheit tritt auch hier Porphyrmaterial auf, jedoch in Form geringmächtiger, umgelagerter Vulkanoklastika. Der basische Magmatismus ist ein weiteres wesentliches Merkmal der Glemmtal-Einheit.

Pauschal läßt sich also die Plattform-Fazies der Wildseeloder-Einheit einer Beckenfazies in der Glemmtal-Einheit gegenüberstellen. Die neuen stratigraphischen Daten (HEINISCH et al., 1987) zeigen, daß entgegen der bisherigen Annahme der Hauptteil der Wildschönauer Schiefer nicht das stratigraphisch Liegende der Porphyroide und der Karbonatplattform darstellt. Die Abfolgen der Glemmtal-Einheit sind zeitgleich und paläogeographisch benachbart entstanden (Abb. 2).

Innerhalb der Glemmtal-Einheit war es möglich, nach faziellen Kriterien drei Teilräume abzugrenzen:

- Die Schattberg-Formation als Zone proximaler Turbiditsequenzen mit großen Sedimentmächtigkeiten
- Die Löhnersbach-Formation als Zone distaler Turbiditsequenzen mit ebenfalls großen Sedimentmächtigkeiten
- Die Klingler Kar-Formation als pelagische Tiefschwelle mit geringmächtigen Karbonat-Lydit-Abfolgen.

Der basaltische Vulkanismus stellt nach den wenigen bisher biostratigraphisch datierten Profilen (HEINISCH et al., 1987) ein relativ kurzzeitiges Ereignis dar. Die vulkanische Fazies greift lateral über die drei Fazies-Teilräume hinweg und beendet die Existenz der Tiefschwellen-Fazies. Damit kommt den basischen Vulkaniten innerhalb der fazies-heteropen Glemmtal-Einheit die wichtige Bedeutung einer Zeitmarke zu. Im Gegensatz zur bisher geltenden Auffassung hat der basische Vulkanismus dort, wo er zweifelsfrei datiert werden konnte, ein devonisches Alter.

1.3 Sedimentologische Merkmale der Wildschönauer Schiefer

Hinter dem Begriff "Wildschönauer Schiefer" verbirgt sich eine monotone Wechselfolge aus schwachgradig metamorphen Tonschiefern, Siltsteinen und Sandsteinen. Trotz mehrfacher Schieferung und Verscherung finden sich lokal sedimentäre Reliktgefüge (rhythmische Bänderungen, Gradierungen, Rippel-Schrägschichtungen, Laminationen, convolute bedding). Gelegentlich sind auch komplett oder teilweise erhaltene BOUMA-Zyklen rekonstruierbar (MIDDLETON & HAMPTON, 1973).

Damit lassen sich Turbidit-Mechanismen zur sedimentologischen Deutung der mehrere 1000 m mächtigen Wildschönauer Schiefer heranziehen. Mit Hilfe des klassischen Gliederungsschemas nach WALKER & MUTTI (1973) konnten die Hauptverbreitungsgebiete proximaler und distaler Turbiditfazies auskartiert werden (Mengenverhältnis Sand/Ton, Bankmächtigkeiten, Abb. 3). Diese Faziestypen verzahnen engräumig miteinander und sind in erster Linie als diachron aufzufassen. Allerdings zeichnet sich innerhalb der Gesamtsequenz recht deutlich ein "coarsening upwards" ab, im Zuge dessen die proximale Turbiditfazies alle übrigen Faziesräume der Glemmtal-Einheit überwältigt (Abb. 2).

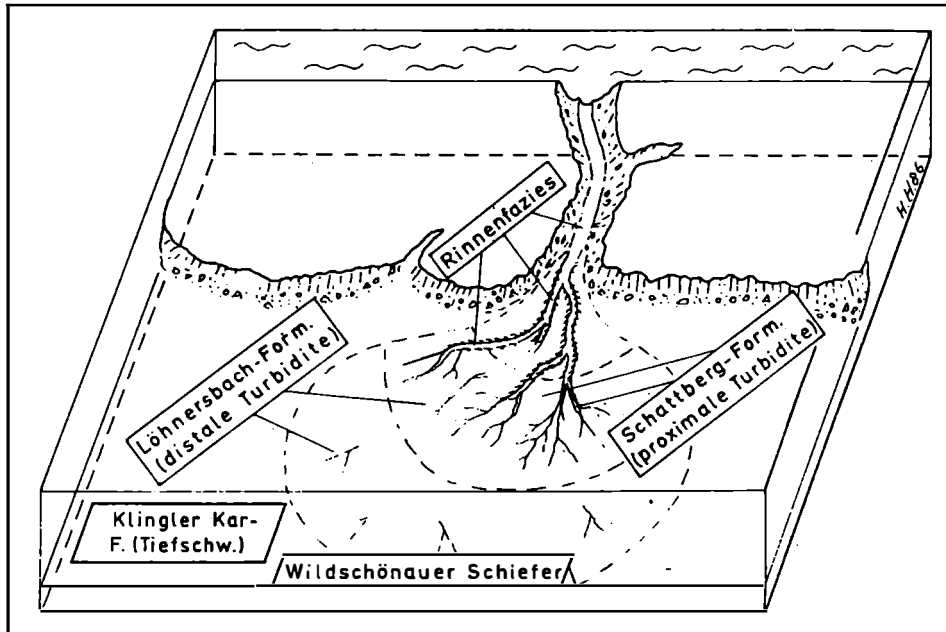


Abb. 3: Sedimentologische Interpretation der Wildschönauer Schiefer als Produkte proximaler und distaler Turbidite, abgelagert auf marinen Rinnenfächern.

Als weitere Besonderheiten fanden sich konkordante Einschaltungen von Mikrokonglomeraten, Konglomeraten und Brekzien. Die Aufschlußgeometrie dieser extrem seltenen Grobklastika ließ ihre Interpretation als Rinnensedimente zu. Daneben treten Megabrekzienkörper auf, die nicht den Charakter rinnengeführter Sedimente haben. Es handelt sich hierbei um syndementäre, olistolithische Rutschbrekzien. Die geröllanalytische Auswertung ergab ein außerordentlich buntes, lagenweise stark variierendes Geröllspektrum (HEINISCH, 1986). Einerseits treten Komponenten auf, die aus dem Faziesraum der Glemmtal-Einheit selbst bekannt sind (Sandsteine, Siltsteine, Tonschiefer, Lydite, Basaltlaven, Vulkaniklastika, Ganggesteine). Dies belegt Resedimentationsvorgänge, verknüpft mit syndementärer Tektonik. Andere Brekzienkörper enthalten exotische Komponenten (Granatgneise, Granat-Hornblendegneise, Amphibolite, Hornblendite, Quarzite, Serizitgneise, Granitoide). Damit ist als distributive Provinz ein metamorph zoniertes, von Plutonen durchsetztes Kontinentgebiet nachweisbar, das offensichtlich tiefgründig erodiert wurde.

Die Auswertung der Sandsteinpetrographie ergab ein vollkommen analoges Ergebnis. Die Sandsteine liegen überwiegend im Feld der Subgrauwacken. Bei Anwendung von Klassifikationsdiagrammen nach DICKINSON & SUCZEK (1979) zeigt sich eindeutig als distributive Provinz ein kontinentales Hinterland. Vulkanische Inselbögen lassen sich als Liefergebiet ausschließen. Für die Fazies der Wildschönauer Schiefer ergibt sich somit das Bild kleinräumig untereinander verzahnender, mariner Rinnenfächer mit distalen und proximalen Anteilen. Die genannten gröber klastischen Einschaltungen sind als channel fills im proximalen Teil der Fächersysteme zu verstehen. Die Kitzbüheler Grauwackenzone nahm also über lange erdgeschichtliche Zeiträume die Position eines Randbeckens in Nachbarschaft eines Kontinents ein, aus dem über

Trübestrom-Mechanismen und Canyonsysteme große Mengen von Detritus angeliefert wurden.

1.4 Die Bedeutung der Klingler Kar-Formation

Lateral neben den Bereichen, die von den Turbiditen der Wildschönauer Schiefer beherrscht wurden, existierte ab dem Obersilur bis etwa in das Mitteldevon eine Tiefschwelle. Auf dieser wurden kondensierte Cephalopodenkalke, Mergelfolgen, Tonschiefer, Lydite und Schwarzschiefer abgelagert. Die Mächtigkeiten erreichen maximal 50 m. Durch die Verfolgung dieses conodontenführenden, lithologisch markanten Leithorizontes gelang eine grobe stratigraphische Untergliederung der Gesamtfolgen (HEINISCH et al., 1987). Im Hangenden verzahnen dünne fossilführende Karbonatbänke mit basischen Vulkaniten, weshalb das Einsetzen des basischen Vulkanismus relativ genau mit höchstem Unterdevon angegeben werden kann. Offen bleibt bisher seine stratigraphische Obergrenze. Das in der Literatur angenommene tiefordovizische Alter konnte nicht bestätigt werden.

1.5 Die Bedeutung des sauren Vulkanismus

Aufgrund lithologischer Vergleiche mit dem Steirischen Blasseneck-Porphyröid ist für die Porphyroide des Arbeitsgebietes ein oberordovizisches Alter anzunehmen (SCHÖNLAUB, 1979). Direkte stratigraphische Datierungen waren in der Kitzbüheler Grauwackenzone bisher nicht möglich. Nur die Porphyroide überschreiten die fundamentale Fazies- und Deckengrenze zwischen Wildseeloder- und Glemmtal-Einheit (Abb. 2), allerdings sind zwei faziell völlig verschiedene Ausbildungen zu unterscheiden.

In der Wildseeloder-Einheit treten bis 600 m mächtige Ignimbritstapel auf. Es fehlen Sedimentzwischenschaltungen, die Abfolgen sind durchgehend verschweißt. Eine Vielzahl vulkanologischer Detailbeobachtungen belegt die Ignimbritnatur dieser Abfolgen (HEINISCH, 1981; MOSTLER, 1984). Eine subaerische Platznahme der Ignimbrite ist sehr wahrscheinlich. Beim Vergleich mit rezent beobachteten Ignimbritsequenzen (FISHER & SCHMINCKE, 1984) ließe sich allenfalls die Alternative einer Förderposition in einem epikontinentalen Flachmeer diskutieren. Dadurch ergibt sich ein weiteres Indiz für die Existenz eines Kontinentgebietes.

Die Porphyroide der Glemmtal-Einheit liegen innerhalb klastischer, mariner Sedimente. Hier umfaßt der vulkanogen beeinflusste Bereich wenige Zehnermeter oder Dezimeter Mächtigkeit. Es dominieren vulkanogene Grauwacken, die intensiv mit terrigen-detritischem Material wechsellagern. Diese Porphyräquivalente sind als allochthoner Abtragungsschutt der Porphyrplattformen zu interpretieren, der über Turbiditmechanismen in das Sedimentbecken gelangte (HEINISCH, 1986).

Die geochemische Untersuchung der Porphyroide zeigte für die Kitzbüheler Grauwackenzone ausschließlich Rhyolith- und Alkalirhyolith-Chemie (HEINISCH, 1981). Diese Gesteine lassen sich daher nicht als Beleg für ein kalkalkalisches Inselbogensystem verwenden.

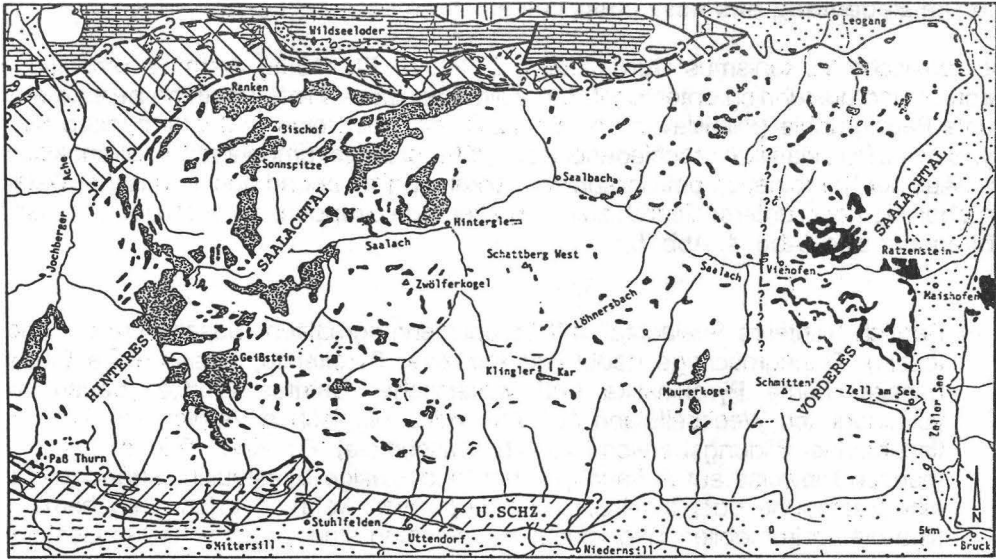


Abb. 4: Verbreitung der basischen Magmatite zwischen Paß Thurn und Zell am See, Konturen nach OHNESORGE et al. (1935). Tektonischer Großbau siehe Abb. 1, Gliederung der basischen Magmatite in zwei Regionen: a) Vorderes Saalachtal: Basalte, gabbroide und dioritische Lagergänge (schwarz); b) Hinteres Saalachtal: Basalte, Vulkaniklastika, gabbroide Lagergänge und Pyroxenite (Punktraster).

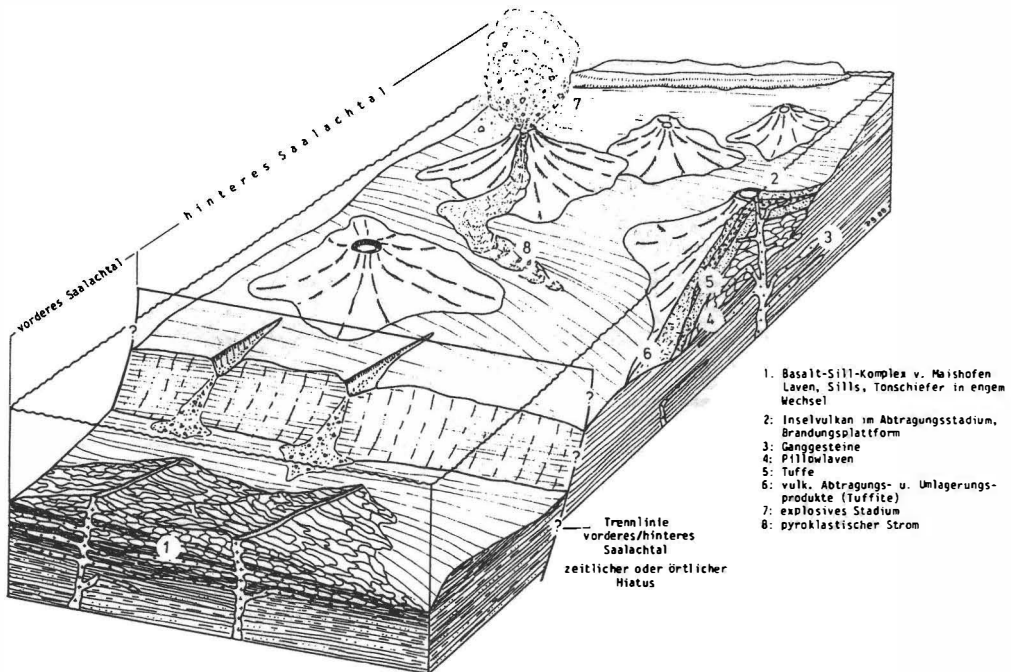


Abb. 5: Vulkanologische Interpretation der innerhalb der basaltischen Vulkanprovinz unterscheidbaren Faziesräume.

1.6 Die Bedeutung des basischen Vulkanismus

Der basische Vulkanismus wurde durch SCHLAEGEL (1988) erstmals umfassend beprobt und ausführlich untersucht. Die vulkanologische Profilaufnahme belegte eine bunte Petrographie (Pillowlaven und Schichtlaven, gabbroide und intermediäre Sills, Pyroxenite, Pyroklastika verschiedener Korngröße, gravitativ umgelagerte Vulkanoklastika). Aus der Kombination petrographisch-vulkanologischer und geochemischer Daten ergeben sich zwei unterschiedlich zu interpretierende Gruppen, die auch geographisch abtrennbar sind (Abb. 4, Abb. 5):

- a) Bereich "Hinteres Saalachtal" mit Intraplattenmagmatiten (Basalte Ozeanischer Inseln): Geringmächtige gabbroide Intrusiva, Pyroxenite, blasenreiche Pillowbasalte, bunte Pyroklastika und vulkanischer Detritus (Tuffite) bauen die vulkanogenen Wechselfolgen auf. Aus vulkanologischen Vergleichen folgt ein flachmariner Bildungsbereich (< 500 m Wassertiefe). Für einen Teil der Abfolgen machen Hinweise auf Auftauchphasen (hochblasige Bimsfetzen, Strandgerölle) eine Seamount- oder Inselvulkan-Förderposition wahrscheinlich. Geochemisch sind die an immobilien inkompatiblen Elementen stark angereicherten Gesteine als "transitional basalts" bzw. Alkalibasalte mit einer geotektonischen Intraplatten-Position ausgewiesen. Diese Abfolgen werden als vulkanische Hochzonen bzw. temporäre Inseln im flachmarinen Bereich nahe eines passiven Kontinentalrandes interpretiert. Dieser Gruppe gehört der überwiegende Teil der basischen Magmatite der Kitzbüheler Grauackenzonen an. Auf diese Gruppe bezieht sich auch die biostratigraphische Datierung (Devon).

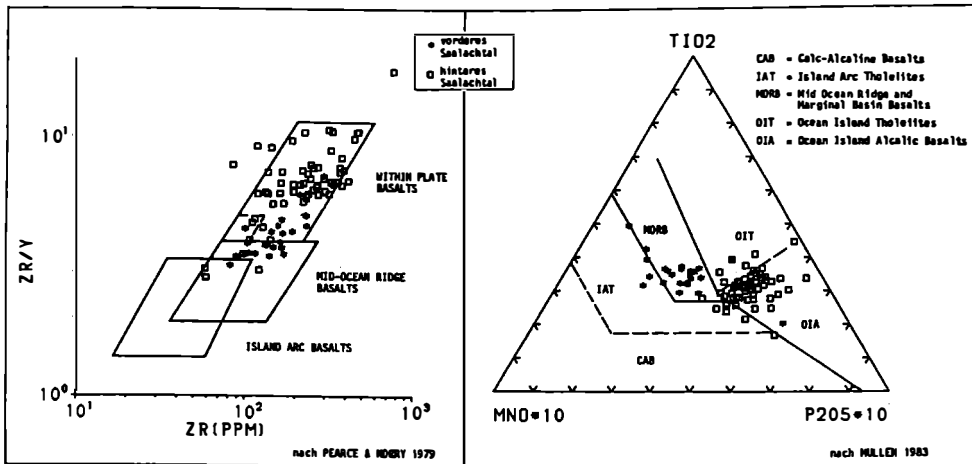


Abb. 6: Geotektonische Position der basischen Magmatite der Kitzbüheler Grauackenzonen, am Beispiel der Basaltlaven. Die Proben 'vorderes Saalachtal' zeigen vorwiegend die Eigenschaften von Basalten mittelozeanischer Rücken, die Proben 'hinteres Saalachtal' sind als Intraplatten-Basalte bzw. Basalte Ozeanischer Inseln ausgewiesen.

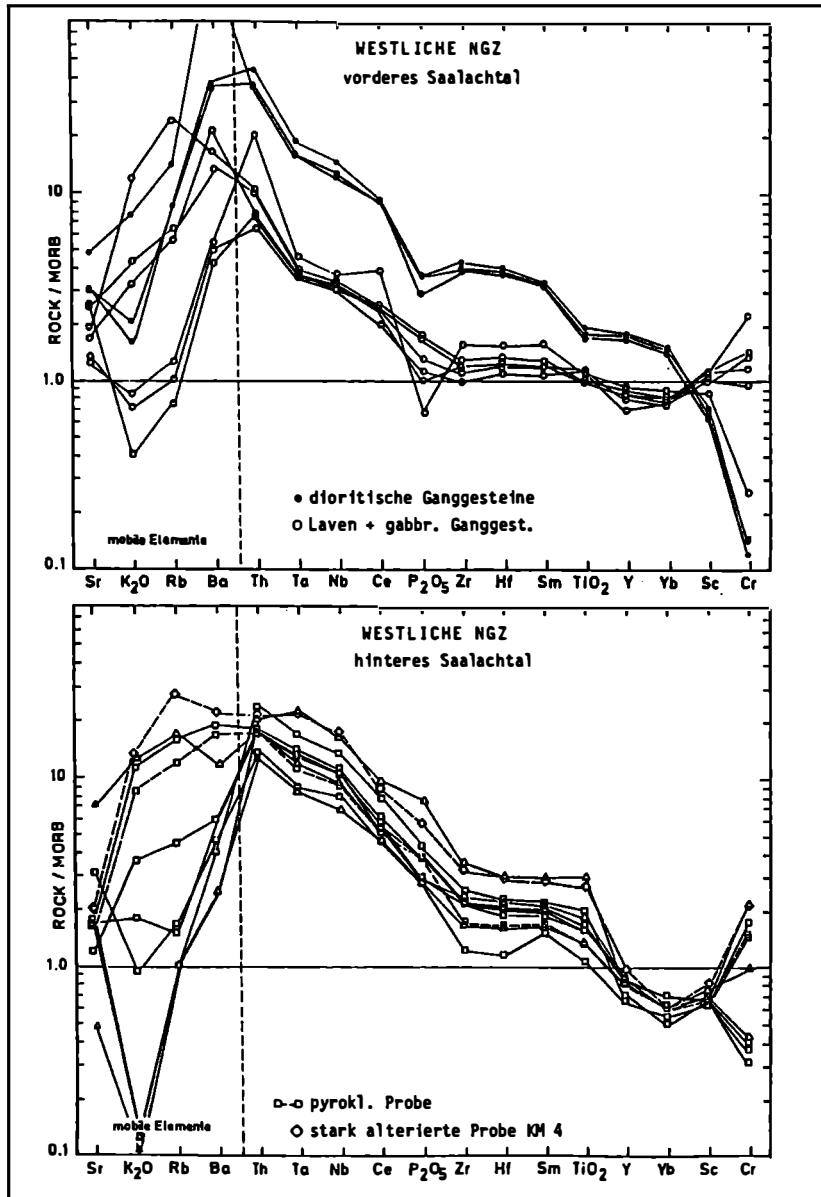


Abb. 7: MORB-normierte Elementverteilungsmuster der Proben aus der Kitzbüheler Grauwackenzone (Normierung nach PEARCE, 1982).

- b) Bereich "Vorderes Saalachtal" (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) mit Tholeiiten eines "marginal basin": Im Bereich um Viehhofen-Maishofen tritt eine Sonderentwicklung in Form von blasenarmen Pillow- und Schichtlaven im engen Verband mit gabbroiden Lagergängen auf. Zusätzlich finden sich intermediäre Ganggesteine in stratigraphisch noch ungesicherter Position. Zeugen eines explosiven Vulkanismus fehlen völlig. Die Abfolgen werden daher größeren Wassertiefen

zugeordnet. Die Gesteine zeigen einen vorwiegend tholeiitischen Chemismus und eine weniger starke Anreicherung an immobilen inkompatiblen Elementen (Abb. 6, 7). Aus der Gesamtheit der Merkmale werden ein Riftsystem innerhalb eines marginal basin bzw. Bildungen einer Ozeanischen Plattform diskutiert (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Aus geologischen Gründen (Kartierung) wird angenommen, daß die Gesteine des vorderen Saalachtals einer jüngeren erdgeschichtlichen Epoche zuzuordnen sind (Karbon??).

Diese Daten widerlegen einen Großteil der in der Literatur vorzufindenden geotektonischen Hypothesen. Die basischen Magmatite der Kitzbüheler Grauwackenzone wurden nicht an einem aktiven Plattenrand gebildet. Weder die Existenz eines voll entwickelten Mittelozeanischen Rückens noch ordovizische Subduktionsprozesse sind zu belegen. Der basische Vulkanismus stellt sich als weitgehend horizontgebundenes, eigenständiges geotektonisches Ereignis dar.

1.7 Geotektonisches Modell

Wesentlich am neuen geotektonischen Konzept ist der Nachweis eines über lange erdgeschichtliche Zeiträume stabilen, passiven Kontinentalrandes. Recht eindeutig läßt sich hierbei die enge paläogeographische Nachbarschaft der Faziesräume innerhalb der Glemmtal-Einheit untereinander und zu einem kontinentalen Liefergebiet belegen. Unklar bleibt der Abstand zur Karbonatplattform (Abb. 8). Damit ist auch die Bedeutung der tektonischen Schollenzzone (Hochhörndler Schuppenzone) offen, die heute Wildseeloder-Einheit und Glemmtal-Einheit trennt. Die Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone sind nicht als ozeanische Sedimente eines paläozoischen Ozeanbodens interpretierbar.

Damit bleibt der Verlauf einer hypothetischen Proto-Tethys-Sutur offen, ebenso wie der genaue Zeitpunkt von Beginn und Ende der Sedimentation in den Faziesräumen, mangels genügend dichter stratigraphischer Informationen. Für den beschriebenen Zeitraum gibt es keinerlei Hinweise auf Einengungstektonik (Faltung, Detachment, Deckenstapelung) oder die Ausbildung von Akkretionsprismen. Altpaläozoische Subduktionsvorgänge bzw. eine kaledonische Kollisions-Orogenese im Sinne von FRISCH et al. (1984) sind daher für die Kitzbüheler Grauwackenzone nicht zu belegen.

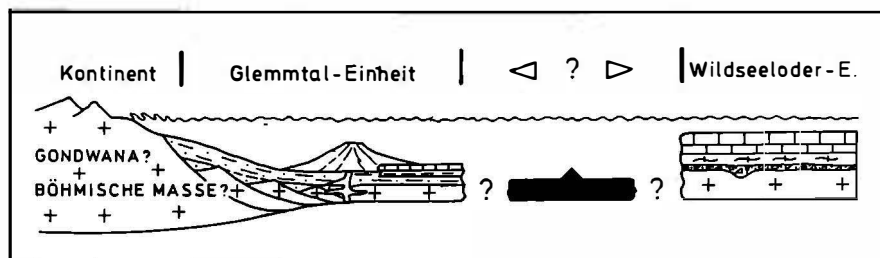


Abb. 8: Schemabild der paläogeographischen Gesamtsituation: Die Glemmtal-Einheit bildet einen passiven Kontinentalrand mit proximalen und distalen Rinnenfächer-Sedimenten, einer landferneren Tiefschwelle und faziesübergreifendem basischem Vulkanismus. Die Karbonatplattform der Wildseeloder-Einheit zeigt kaum paläogeographische Beziehungen zur Glemmtal-Einheit. Es lassen sich derzeit weder die geographische Paläo-Position noch die Orientierung der Schemaskizze angeben.

Bei vorsichtiger Interpretation der lückenhaften neuen Datenbasis aus der Kitzbüheler Grauwackenzone zeichnet sich eine Dreiteilung der geotektonischen Entwicklung ab:

- Zerschneiden eines bereits prä-oberordovizisch kratonisierten Basements
- Ausbildung eines über lange Zeitabschnitte des Paläozoikums stabilen, passiven Kontinentalrands
- Spätere Umgestaltung des Ablagerungsraumes zu einem orogenen Flyschbecken im Zusammenhang mit der variszischen Plattenkonvergenz und Kollision.

Beim Versuch, das neu erkannte Bruchstück eines paläozoischen Kontinentalrands einem bestimmten Kontinent zuzuweisen, kann man, den klassischen paläogeographischen Skizzen folgend, eine Position am Südrand der Böhmisches Masse als Bestandteil des europäischen Kontinents vorsehen (SCHÖNLAUB, 1979). In paläomagnetischen Weltkarten des Paläozoikums werden Ostalpin und Dinariden alternativ nördlich der Proto-Tethys-Sutur (KASANEWICH et al., 1978) oder südlich der Proto-Tethys-Sutur angeordnet (SMITH et al., 1982).

2. Haltepunkte

Route: Neukirchen - Salzachtal-Bundesstraße - Zell am See - Maishofen - Glemmtal-Bundesstraße - Jausern - Schwarzachengraben - Zwölferkogel bei Hinterglemm und zurück.

2.1 Straßenaufschlüsse entlang der Salzachtal-Bundesstraße

Zwischen Mittersill und Niedernsill streichen vertikalgestellte Abfolgen spitzwinklig auf das Salzachtal zu. Diese komplex gebaute Zone wurde als Uttendorfer Schuppenzone benannt. Ein deutlicher Metamorphoseanstieg fällt mit einem hohen Grad an duktiler und bruchhafter Durchbewegung zusammen. Es handelt sich um eine tektonische Melangezone aus höher metamorphen Äquivalenten der Grauwackenzone (Phyllite, Metasandsteine), Bändergneisen, Plagioklasgneisen (biotit- und z.T. granatführend), Glimmerschiefern, Kalkglimmerschiefern, Serizitquarziten, Kalkphylliten, Schwarzphylliten, Dolomit-Marmoren, Kalkmarmoren, Prasiniten, Chloritschiefern. Bedingt durch Kompetenzkontrast ist eine typische Block-in-Matrix-Struktur ausgebildet. Die Matrix besteht aus Phylliten, Phylloniten und Myloniten.

Die genetische Deutung ist offen. Der Übergang zur Nördlichen Grauwackenzone vollzieht sich kontinuierlich. Die Problematik der Grenzziehung zum sog. "Unterostalpin des Innsbrucker Quarzphyllits" wird derzeit untersucht. Vermutlich handelt es sich bei der Uttendorfer Schuppenzone um ein Nord-Äquivalent der Matreier Zone (Grenze Ostalpin/Penninikum).

2.2 Maishofen - Steinbruch Ratzenstein

Der aufgelassene Steinbruch befindet sich gut sichtbar (hinter Sägewerk) am Fuße des "Ratzenstein", 1,5 km NW Maishofen, Höhe 770 m.

Das Profil (Abb. 9) stellt einen typischen Schnitt durch die Basaltabfolgen des vorderen Saalachtals (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) dar. Die ca. 130 m mächtige Abfolge besteht aus einem Wechsel von blasenarmen Pillow- und Schichtlaven. Gabbroide

Lagergänge und ein Tonschieferhorizont sind eingeschaltet. Im mittleren Pillow-basaltstapel finden sich cm-mächtige Karbonatbändchen und karbonatische Zwickelfüllungen. Conodonten ließen sich bisher nicht isolieren. Das Liegende der Basalt-abfolge ist nicht aufgeschlossen.

Die Gesteine sind in der Regel einsprenglingsarm bis aphyrisch, mit sehr kleinen Phänokristallen aus Klinopyroxen und Plagioklas. Häufig überwiegt Plagioklas, wie es für Basalte mit geringen Gehalten an inkompatiblen Elementen typisch ist ("N-type" MORB; BRYAN, 1983).

Geochemisch ist die Abfolge zweigeteilt. Der Wechsel ist durch eine sprunghafte Zunahme des SiO_2 -Gehalts (im Hangendteil >53 Gew.-% SiO_2 , basaltische Andesite) und Abnahme des MgO- und Cr-Gehalts gekennzeichnet. An der Morphologie oder petrographischen Zusammensetzung der Laven läßt sich dieser geochemische Unterschied nicht nachvollziehen. Im Unterschied zu Profilen aus dem hinteren Saalachtal weisen die Basalte des Ratzenstein geringere Gehalte an TiO_2 und P_2O_5 auf, was sie geochemisch als Tholeiite ausweist. Die eingeschalteten feinkörnigen gabbroiden Lagergänge (Dolerite) unterscheiden sich chemisch nicht eindeutig von den Laven und sind daher einem gemeinsamen Ausgangsmagma zuzurechnen.

Der Wechsel von tholeiitischen, teilweise SiO_2 -reichen Pillow- und Schichtlaven, gabbroiden Lagergängen und geringmächtigen Tonschieferhorizonten im Profil "Ratzenstein" ist typisch für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen (Teilgebiet "vorderes Saalachtal"). Die Art der Sequenz weist auf unregelmäßige Förderraten und Ruhephasen hin. Das Fehlen eines explosiven Vulkanismus kann als Hinweis auf eine Bildung in großer Wassertiefe gewertet werden. Die Interpretation der Basalte des vorderen Saalachtals als typische MORB's (MOSTLER, 1984) läßt sich nicht nachvollziehen. Übereinstimmung herrscht hinsichtlich der genetischen Interpretation als Bildungen tieferen Wassers.

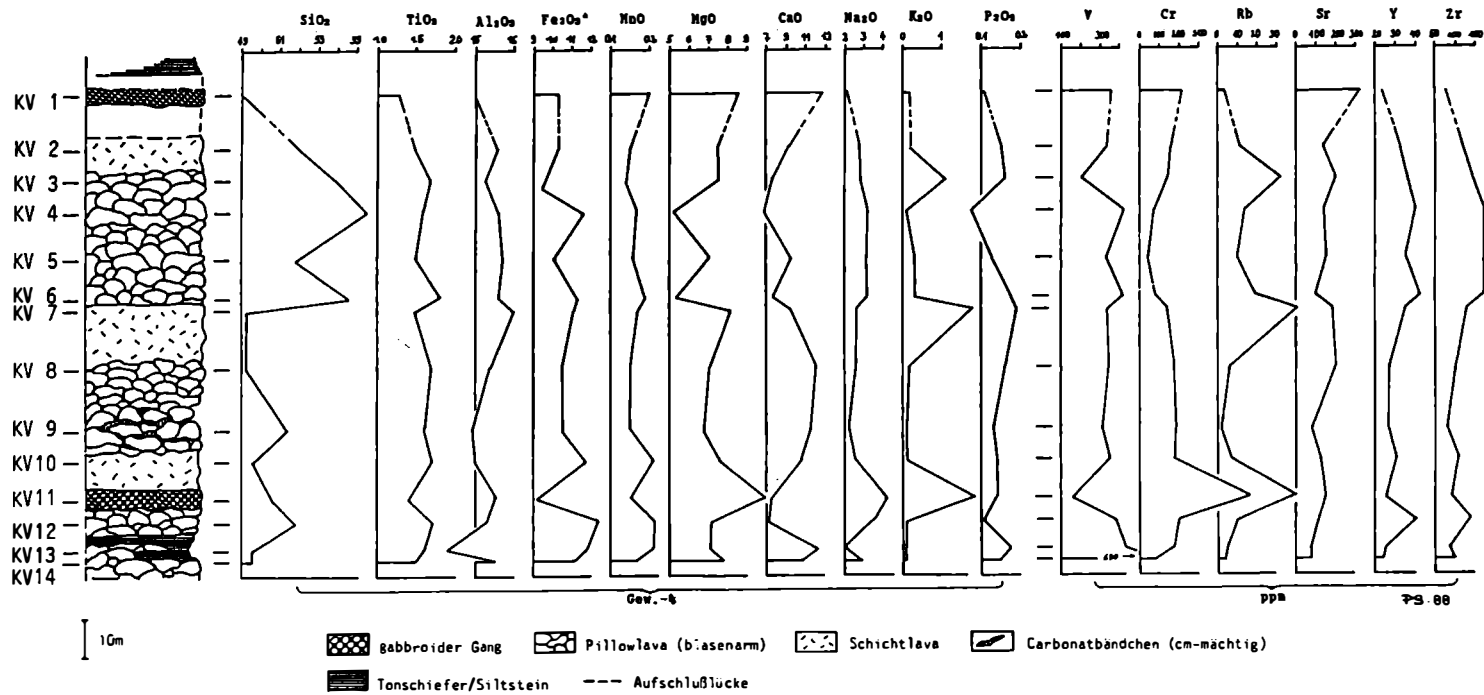
2.3 Glemmtal-Bundesstraße - Wh. Glemmtaler Hof

Der Aufschluß befindet sich ca. 200 m NW Gasthof Glemmerhof im Saalachtal, in der nördlichen Hangkante oberhalb zweier Bauernhäuser, erkennbar an frischer Abrißnische, Höhe 840 m. Es handelt sich um eine Metabrekzie mit sehr geringem Matrixanteil. Die bis zu mehrere Dezimeter großen Fragmente stützen sich aufeinander ab. Sie haben Phacoidform. Petrographisch handelt es sich ausschließlich um Basalt-Fragmente. Im Korngrößenbereich unter 1 cm ("Matrix") treten auch andere Gesteinsfragmente (Tonschieferfetzen, Siltsteine, Subgrauwacken) und Mineral-Klasten (Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Biotit, Granat, Zirkon, Epidot, Pyroxen, Klinozoisit/Zoisit und Titanit) auf.

Monomikte Großfragmente sind in einer polymikten Matrix eingelagert. Daraus folgt eine komplexe Entstehungsgeschichte. Die Basaltfragmente entstammen einer olistholithischen Gleitung aus dem Bereich der basaltischen Vulkanprovinz.

Abb. 9: Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil 'Ratzenstein', charakteristisch für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen, vorderes Saalachtal.

PROFIL RATZENSTEIN



Die Matrix entstand teils durch Resedimentation im Wildschönauer-Schiefer-Meer, teils durch Antransport terrigenen Materials (vgl. Kap. 1.3). Insgesamt handelt es sich um ein Beispiel proximaler Fazies, die mit dem tieferen Teil des Maishofener Basalt-Sill-Komplexes verzahnt.

2.4 Jausern

Die Aufschlüsse befinden sich beidseits der Saalach, im Mündungsbereich des Löhnersbaches und gegenüber Landhaus Agnes. Im Talgrund sind mehrere Lagen von Porphyroiden erschlossen. Aufgrund ihrer Petrographie werden sie als Äquivalente des oberordovizischen Blasseneck-Porphyroides angesehen (Zeitmarke!). Vulkanologisch handelt es sich um umgelagertes, epiklastisches Porphyrmaterial, das intensiv mit Geröllpelitlagen und vulkanogen beeinflussten Grauwacken wechsellagert. Beispiele für Profile sind in Abb. 10 zusammengestellt.

Die Wildschönauer Schiefer im Liegenden dieser Einschaltungen werden als "Jausern-Formation" auskartiert. Nur für diese Abfolgen konnte ein prä-oberordovizisches Alter (älter als die Porphyroide) wahrscheinlich gemacht werden; sie stellen damit die ältesten Gesteine des Kartenblattes dar. Palynologische Test-Proben waren leider fossilleer.

2.5 Schwarzachengraben

Der durch die Katastrophen-Muren des Jahres 1987 morphologisch neu ausgeformte Schwarzachengraben erschließt Wildschönauer Schiefer in distaler Fazies (Löhnersbach-Formation). Einzelne Sturzblöcke aus Metabasalten und Pyroklastika zeigen die vulkanologische Vielfalt des Zölferkogel-Gebietes.

2.6 Zwölferkogel bei Hinterglemm

Die basischen Magmatite vom Profil "Zwölferkogel" sind am NE-Grat zwischen 1700 m und 1820 m Höhe, NE der Sessellift-Trasse aufgeschlossen. Pillowlaven finden sich auch hinter der Breitfuß-Skihütte (1688 m, SB-Restaurant).

Das Profil (Abb. 11) zeigt eine ca. 120 m mächtige Pillowbasaltabfolge, unterbrochen durch eine Brekzienlage, wie sie für das Untersuchungsgebiet "hinteres Saalachtal" charakteristisch ist. Im Liegenden der Laven sind Tuffite aufgeschlossen, das Hangende bilden ein Tuffband, zwei gabbroide Lagergänge und Tonschiefer.

Die Laven zeigen durchwegs Pillowstruktur, an den Formen konnte die aufrechte Lagerung des Profils belegt werden. Die gleichmäßige Größe der Pillows weist auf eine kontinuierliche Eruptionstätigkeit hin. Die Pillows zeigen einen deutlichen Gehalt an Blasenhölräumen, besonders blasig sind die Basalte unterhalb des Brekzienhorizonts und am Top des Profils. Sie stellen wahrscheinlich die primäre Oberfläche von kontinuierlich geförderten Pillowfolgen dar. Eventuell sind damit zwei Fördereinheiten zu unterscheiden, wofür auch die trennende Lage des Brekzienhorizonts spricht.

Für die Basalte ist ein deutlicher Phänokristallanteil charakteristisch. Die Laven im Liegenden weisen nur Klinopyroxen-Einsprenglinge auf, im Hangendteil Plagioklas und Klinopyroxen, mit überwiegend Klinopyroxen-Phänokristallen. Nach BRYAN (1983)

und WHITE et al. (1979) ist ein Überwiegen von Klinopyroxen-Phänokristallen typisch für "P-type" Basalte bzw. Alkalibasalte Ozeanischer Inseln. Die gabbroiden Lagergänge im Hangenden des Profils markieren die mechanische Diskontinuitätsfläche zwischen Basalten und auflagernden Sedimenten. Generell belegen die Geländedaten, daß der Großteil der Intrusiva jünger ist als die Hauptförderphase der Vulkanite.

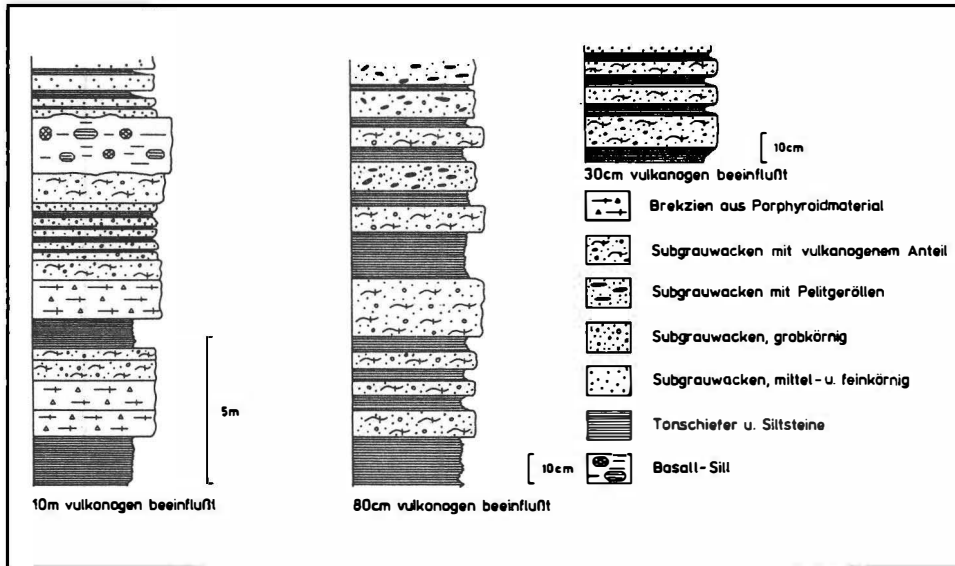


Abb. 10: Beispiele für Profile durch Porphyroid-Äquivalente der Glemmtal-Einheit, Umgebung von Jausem.

Geochemisch ergibt sich innerhalb der Basalte keinerlei Zonierung. Die Brekzie unterscheidet sich chemisch nicht von den Basalten, was darauf schließen läßt, daß keine ausgeprägte epiklastische Umlagerung stattfand. Die Elementgehalte zeigen die für die Basalte des hinteren Saalachtals charakteristischen Variationen, die der Zusammensetzung von "transitional basalts" bis Alkalibasalten entspricht (mittlere bis hohe Gehalte an TiO_2 , P_2O_5 und Zr).

Chemisch wie petrographisch unterscheiden sich die beiden Ganggesteine deutlich. Der liegende Gang weist neben Pyroxen einen deutlichen Feldspatanteil auf, seine chemische Zusammensetzung liegt im Rahmen der Basalte. Der hangende Gang besteht vorwiegend aus Pyroxen (Übergang zum Pyroxenit), und zeigt auch die für Pyroxenite typischen geringen Al_2O_3 - sowie hohen MgO- und Cr-Werte.

Das Profil "Zwölferkogel" ist ein typisches Beispiel für die mächtigen, blasenreichen, lateral mit mächtigen Pyroklastika verzahnenden Pillowbasaltabfolgen des hinteren Saalachtals. Der Chemismus entspricht größtenteils dem von "transitional basalts" und Alkalibasalten Ozeanischer Inseln. Die Pillowbildung ist gleichbleibenden Förderbedingungen und einer niedrigen bis mittleren Eruptionsrate zuzuschreiben. Die Abfolge wird als Teil eines Pillowvulkans interpretiert.

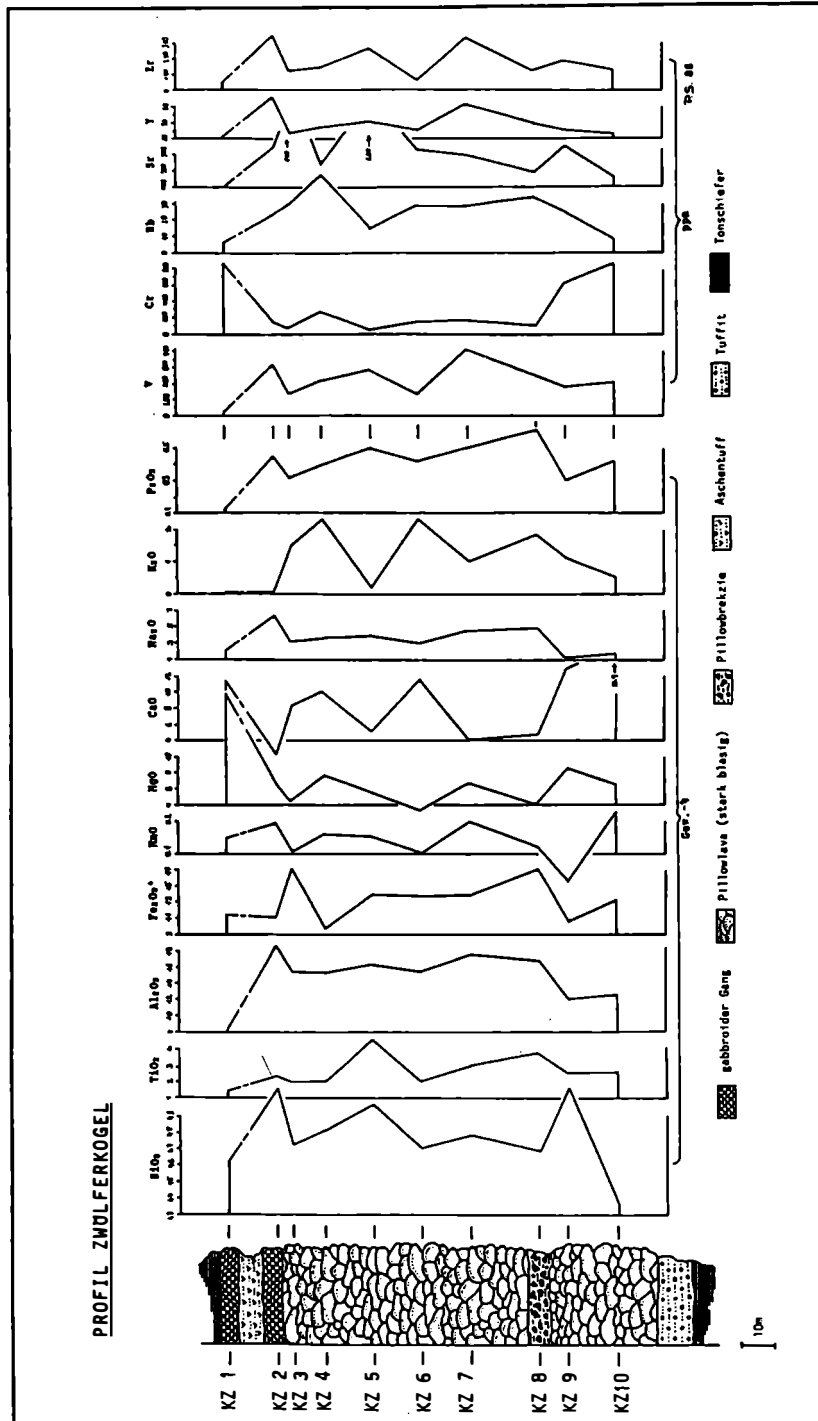


Abb. 11: Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil 'Zwölfertogel', charakteristisch für die Intra-Platten-Basaltlaven des hinteren Saalachtals.

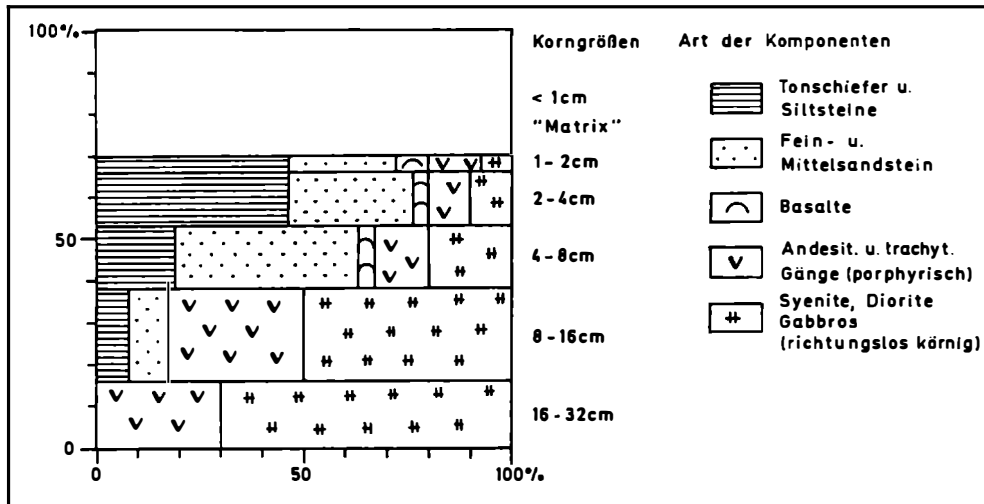


Abb. 12: Analyse des Geröllbestandes der Meta-Megabrekzie vom Zwölfkogel, Hinterglemm. Darstellung nach Geröllbestand und Korngrößen-Klasse in Flächen-%, ermittelt durch Geländemessungen.

Das stratigraphisch Hangende der Basaltfolgen ist an der Skiabfahrt vom Zwölfkogel zur Breitfuß-Skihütte und am Zwölfkogel-Gipfel zu besichtigen. Im heidekrautbewachsenen Hang steht auf ca. 1860 m Höhe (schwer auffindbar) die Meta-Megabrekzie vom Zwölfkogel an. Hier ist die Schattberg-Formation als typische proximale Turbidit-Fazies ausgebildet (mächtige, z.T. gradierte Sandsteine, aber auch Silt- und Tonsteinlagen). Darin konkordant eingeschaltet fand sich eine Meta-Megabrekzie mit z.T. exotischem, gut gerundetem Geröllbestand (Abb. 12), die analog zur Metabrekzie vom Glemmerhof eine sehr komplexe Entstehungsgeschichte hat. Die Gerölle belegen die Nähe des Ablagerungsraumes der Wildschönauer Schiefer zu einer kontinentalen distributiven Provinz.

3. Literaturverzeichnis

- BRYAN, W.B. (1983): Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. *Contrib.Mineral.Petrol.* **83**, 62-74.
- COLINS, E., HOSCHEK, E. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. *Mitt.österr.geol.Ges.* **71/72**, 343-378.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEC, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. *Bull.amer.Assoc.Petroleum Geol.* **63/12**, 2164-2182.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, 472 S.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol.Rdsch.* **73**, 47-68.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge. 131 p.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und

- Südalpen - Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Jb.Geol.B.-A. Wien 124, 1-109.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. Unveröff. Habilitationsschrift, Fak. f. Geowiss. Univ. München, 291 S., München.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen. Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt. 68, 407-418.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). Jb.Geol.B.-A. Wien 130, 163-173.
- KASANEWICH, E.R., HAVSKOV, J. & EVANS, M.E. (1978): Plate tectonics in the Phanerozoic. Can.J.Earth Sci. 15, 919-955.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberg-horns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. Festbd.Geol.Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523-546, Innsbruck.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Mechanics of flow and deposition: I. Turbidites and deep water sedimentation. SEPM Pacific Short Course, 1-38, Los Angeles.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Mitt.Ges.Geol.- u. Bergbaustud. Wien 18, 89-150.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). Festbd.Geol.Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507-522, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill - Zell am See - Salzburg. Arch.f.Lagerst. forsch. Geol. B.-A. 5, 105-115.
- MULLEN, H. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments an its implications for petrogenesis. Earth and planet.Sci.Lett. 62, 53-62.
- OHNESORGE, Th. et al. (1935): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Kitzbühel und Zell am See. Geol.Bundesanst. Wien.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.- In: THORPE, R.S. (ed.): Andesites, 525-548, Chichester (Wiley).
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib.Mineral.Petrol. 69, 33-47.
- SCHLAEGEL, P. (1988): Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen - ein Überblick. Schweiz.Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 419-432.
- SCHLAEGEL-BLAUT P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. Abh.Geol. B.-A. Wien 43, Wien (im Druck).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Abh.Geol.B.-A. Wien, 33, 124 S.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums.- 102 S., Enke, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik.- XXIII+404 S., Deuticke, Wien.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. SEPM Pacific short course. 119-158, Los Angeles.
- WHITE, W.M., TAIPA, M.D. & SCHILLING J.-G. (1979): The petrology and geochemistry of the Azores Islands. Contrib.Mineral.Petrol. 69, 201-213.

Exkursion E8: Schlegeis und Pfitscher Joch, Zillertaler Alpen

LAMMERER*, B., MORTEANI**, G.

- * Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München
- ** Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching

Überblick

Das Tauernfenster ist eine in Ost-West-Richtung gestreckte, ca. 150 x 30 km messende, domartige Aufwölbung zwischen Brenner und Katschberg. Die Abb. 1 zeigt die geologisch-tektonischen Einheiten des Tauernfensters. Der Rahmen im Zentrum der Abbildung gibt das im folgenden näher behandelte Gebiet an. Die Gesteine im zentralen Teil des Tauernfensters wurden von 20 bis 30 km, lokal mehr als 50 km mächtigen Gesteinspaketen, aus ostalpinen und z.T. höheren penninischen Einheiten überlagert. Diese sind in den vergangenen 30 Millionen Jahren durch Erosion und/oder tektonische Prozesse abgetragen worden.

Im Zentrum des Tauernfensters erscheinen mit den Zentralgneisen und ihren Hüllgesteinen und den diskordant darüber liegenden postvariszischen Metasedimenten die tiefsten Einheiten der Ostalpen. Die Zentralgneise waren variszisch intrudierte Plutone granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung, die in eine Gesteinfolge intrudierten, die hier im folgenden als "Altes Dach" bezeichnet wird (s.u.). Diese tiefsten Einheiten der Ostalpen werden als ein Teilbereich aus dem einstigen Südrand Ureuropas gedeutet, der im Verlaufe der alpidischen Gebirgsbildung teilweise subduziert und während der Oberkreide und/oder dem Alttertiär von penninischen und ostalpinen Decken überfahren wurde. Die Gesteine erfuhren dabei eine recht komplexe metamorphe Überprägung die von verschiedene Autoren diskutiert wurde (vgl. z.B. SATIR, 1975; SATIR & MORTEANI, 1982; FRANZ & SPEAR, 1983; HOSCHEK, 1980a, 1980b, 1981, 1982; MILLER, 1986; SELVERSTONE et al., 1984, SELVERSTONE 1985; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; BLANCKENBURG et al., 1989; BLANCKENBURG & VILLA, 1988).

Für den Bereich des Schlegeistales und des Pfitscher Jochs wurde für diese Alpidische Metamorphose eine P-T Schleife der alpinen Metamorphose anhand der typischen Mineralparagenese:

Hornblende + Disthen + Staurolith + Granat + Biotit + Epidot + Plagioklas + Ankerit + Quarz + Rutil + Ilmenit + Chlorit oder Paragonit

der Garbenschiefer der Greinerzone von SELVERSTONE et al. (1984) konstruiert (Abb. 2). Bemerkenswert an diesem P-T-Pfad ist die fast isothermale Dekompression um ca. 7 kb, entsprechend einer schnellen Hebung von ca. 20 km. Eine nennenswerte Abkühlung der Gesteine hat erst dann eingesetzt, als die Gesteine schon in weniger als 5 km Tiefe lagen.

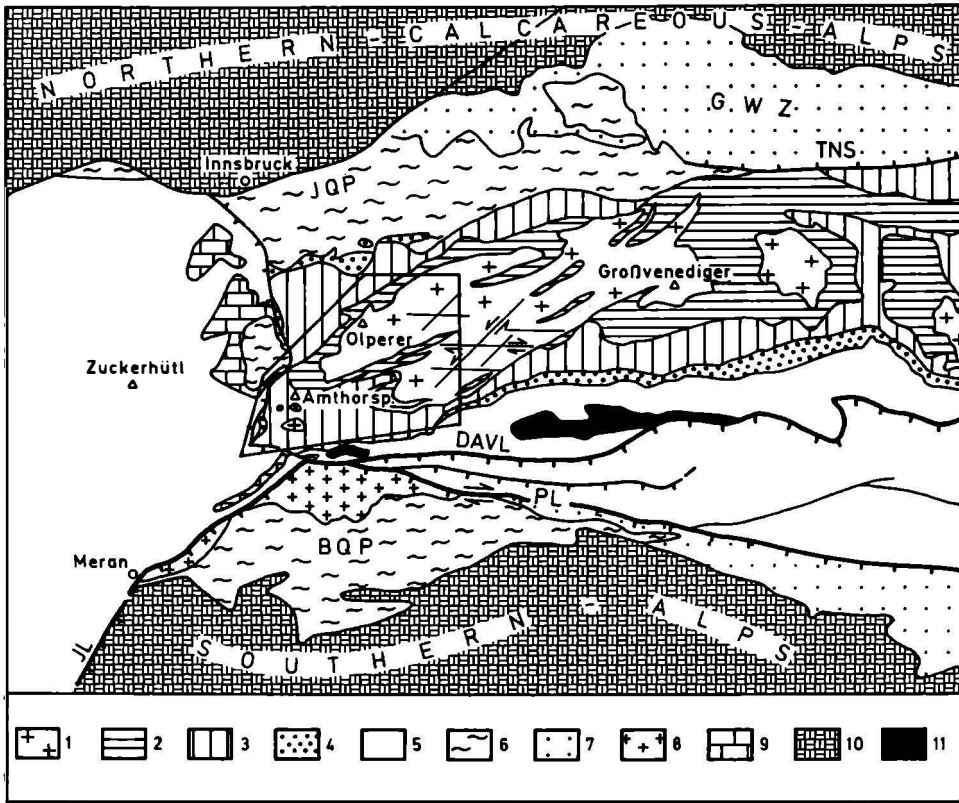


Abb. 1: Übersichtskarte des Tauernfensters.

Legende: Helvetische Zone: 1 = Variszische Intrusiva, 2 = Gesteine des 'Alten Daches' und mesozoische Hüllgesteine. Penninische Zone und Austroalpine/Penninische Schuppenzone: 3 = Bündnerschleifer mit Ophioliten, 4 = Matreier Schuppenzone und Tarmtaler Mesozoikum, 5 = Mittelostalpine Serien, 6 = Innsbrucker Quarzphyllit (IQP), 7 = Grauwackenzone (GWZ), 9 = Metamorphes Mesozoikum. 10 = Nördliche Kalkalpen. Südalpine Zone: 6 = Brixener Quarzphyllit (BQP), 7 = Grauwackenzone (GWZ), 8 = Brixener Granit, 10 = Südalpen, Alpidische Intrusiva: 11 = Tertiäre Granite. Tektonische Linien: TNS = Salzach Linie, DAVL = Deferegggen-Antholz-Valles-Linie, PL = Pustertaler Linie, JL = Judikarientlinie

Die Datierung verschiedener Minerale mit unterschiedlichen radiometrischen Altersbestimmungsmethoden erlaubt die Angabe von Zeiten auf der P-T Schleife. Die Zeitangaben in Abb.2 sind der Arbeit von BLANCKENBURG et al. (1989) entnommen. Ein Problem solcher Zeitangaben ist die Festlegung der Schließungstemperatur für die verschiedenen Minerale bei unterschiedlichen Metamorphosetypen und im speziellen für die Tauernkristallisation. Für die Diskussion dieser Problematik wird auf die Arbeiten von BLANCKENBURG & VILLA (1988) und BLANCKENBURG et al. (1989) verwiesen.

Problematisch ist vor allem die Festlegung des unteren fast waagrechten Teils der P-T-Schleife. Sie erfolgte durch SELVERSTONE et al. (1984) im wesentlichen aufgrund von Flüssigkeitseinschlußdaten. Neuere Untersuchungen lassen aber vermuten, daß dieses Verfahren zu geringe Drucke ergibt. Aus diesem Grunde und aufgrund der Spaltspurendatierungen von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) wird in Abb. 2 ein zweiter

Abkühlungspfad vorgeschlagen, der bei etwas höheren Drucken liegt, als der von SELVERSTONE et al. (1984).

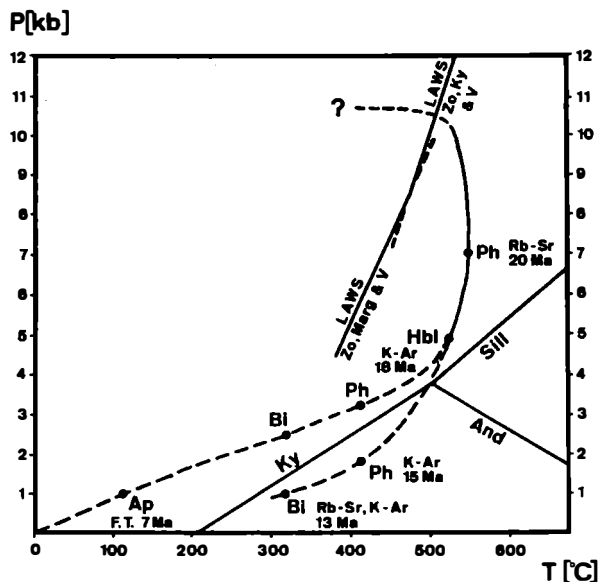


Abb. 2: P-T-t-Pfad für die Garbenschiefer der Greiner serie am Pfitscher Joch nach SELVERSTONE et al. (1984) und BLANKENBURG et al. (1989).

Die Hebungs- und Abkühlungsgeschichte des Tauernfensters wurde von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) anhand von Spaltspurenaltern an Apatiten untersucht. In zentralen westlichen Tauernfenster treten die jüngsten Apatitspaltspurenalter auf. Dies zeigt, daß die Hebung in dem Bereich des zentralen Tauernwestendes (Zillertaler Alpen) ein Maximum hatte und nach allen Seiten deutlich abnimmt (Abb. 3). Diese Hebung erklärt auch die deutliche, späte, achsenparallele Dehnungstektonik am Tauernwestende, wie sie durch die vielen offenen ac-Klüfte und niedertemperaturierten ac-Kluffüllungen in den Gesteinen der Greiner serie dokumentiert ist.

In dem von der Exkursion besuchten Westteil des Tauernfensters sind die geologisch-tektonischen Verhältnisse besonders klar und vollständig zu erkennen. Vom Pfitscher Joch aus erhält man einen guten Einblick in den strukturellen Bau und in die überlagernden Serien der penninischen Kalkphyllite mit Ophioliteinschaltungen. Ganz im Westen erscheinen bereits die das Tauernfenster überlagernden ostalpinen Einheiten mit der Weißspitze und der Ötztal-Stubai-Masse.

Die tektonischen Einheiten des "Alten Daches", die hier die Greiner serie bilden, des Zentralgneises und seiner eng gefalteten autochthonen bis parautochthonen postvariszischen Sedimenthülle (Permo-Trias bis Kreide) werden besucht.

Es sei hier ausdrücklich bemerkt, daß in der Abgrenzung dieser drei Serien keine Übereinkunft zwischen den verschiedenen Bearbeitern besteht. So wurden insbesondere die Biotit-Graphitschiefer ("Furtschlagschiefer") einmal zu der postvariszischen

Abfolge gestellt (DE VECCHI & BAGGIO, 1982), zum Anderen wegen der östlich des Schönbichler Horns klar erkennbaren Intrusivkontakte gegen die Zentralgneise zu den Serien des "Alten Daches" (LAMMERER, 1986). Andererseits werden von manchen Autoren diese Gesteine mit graphitischen Schiefern und Quarziten im Liegenden des Hochstegenmarmors gleichgestellt (TOLLMANN, 1963; DE VECCHI & BAGGIO, 1982), die von anderen (FRISCH, 1975; LAMMERER, 1986) in den Lias gestellt und somit streng davon abgetrennt werden. Insbesondere können sich zerscherte Zentralgneise und Konglomeratgneise gelegentlich recht ähnlich werden, was schon zu Verwechslungen Anlaß gab.

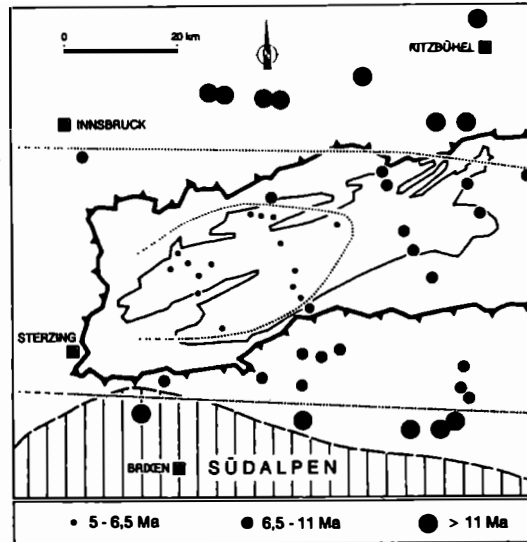


Abb. 3: Apatit-Spaltspurenalter bezogen auf eine Referenzhöhe von 1000 m ü. N.N.. Die sehr jungen Abkühlungsalter im zentralen westlichen Teil des Tauernfensters zeigen die sehr starke und junge Hebung in diesem Bereich. Die gepunkteten Linien umfassen die Gebiete mit gleichen Abkühlungsaltern.

Im folgenden wird die Gliederung nach LAMMERER (1986) verwendet.

Gesteine des "Alten Daches": "Greinerserie" s. str.

Der von CHRISTA (1931) nach dem Hauptgipfel des Greinerkammes (Großer Greiner, 3199 m, östlich des Schlegeisstausees) benannte Gesteinskomplex umfaßt Serpentinite, Amphibolite, Garbenschiefer sowie helle Gneise. Letztere können als grob- bis feinklastische Metasedimente gedeutet werden. Untergeordnet treten zwischen den Amphiboliten auch karbonatische Lagen auf. Diese gesamte Gesteinsfolge wird von granitisch-tonalitischen Magmen intrudiert oder von Gängen durchschlagen.

Die Greinerserie ist in ihrem Gesteinsbestand und ihrer tektonischen Position identisch mit den Gesteinsfolgen des "Alten Daches" (FRASL, 1958) und wird - trotz lithologischer Unterschiede - diesen gleichgestellt. Das Alter der Greinerserie wurde früher meist als altpaläozoisch angesehen, seit den Funden präkambrischer Acritarchen (vermutlich Zysten planktonischer Einzeller) aus den Habachphylliten (REITZ & HÖLL, 1988) könnte man jedoch auch von einem noch höheren Alter ausgehen (ca. 700 Ma, Riphäikum/Wendium).

Als typische Gesteine einer metamorphen einstigen ozeanischen Lithosphäre oder der eines Randmeeres, finden sich in der Greinerserie Serpentinite, Garbenschiefer, Hornblendite und Amphibolite.

Neben dem mehrere Kubikkilometer großen Serpentinittkörper des Ochsner-Rotkopf-Massivs im oberen Zemmgrund treten mehrere Dutzend kleinere Serpentinittkörper (ein- bis tausend Kubikmeter) in vier Horizonten auf. Vielfach sind sie in graphitische Metapelite zusammen mit vereinzelt groben, eckigen Klasten eingelagert, sodaß wahrscheinlich ist, daß es sich um eine "Coloured Melange" oder um einen Olisthostrom handelt. Besonders gut sind diese melangeartigen Gesteine am Südwestrand des Ochsner-Serpentinites (Oberer Zemmgrund, nicht im Exkursionsprogramm) zu sehen. Die Serpentinite bestehen aus Antigorit mit Resten von Ortho- und Klinopyroxen sowie Olivin, weiterhin kommen auch Chlorit, Talk, Klinohumit, Anthophyllit, Aktinolith, Granat, Klufchrysolit und viele andere während der Alpidischen Metamorphose neugebildete Minerale vor. Edukte der Serpentinite waren Harzburgite bis Klinopyroxenite (Wherlite).

Die Granat-Amphibolite und Hornblendite der Greinerserie erweisen sich aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung als Ozeanbodenbasalte (WEBER-DIEFENBACH, 1976). Geochemische Untersuchungen von STEYRER & HÖCK (1985) an Amphiboliten der Habachserie (Zentrale Hohe Tauern) weisen auch auf andesitische Vulkanite, also auf Inselbogenmagmatite hin. Es ist denkbar, daß dies auch für einige der Amphibolite der Greinerserie zutrifft. Untersuchungen an Amphibolitxenolithen im Zentralgneis belegen, daß die Amphibolite bereits spätvariszisch geschiefert und gefaltet waren. Grobkornamphibolite mögen z.T. Metagabbros oder -pyroxenite repräsentieren, doch fehlen gut erkennbare basische Intrusiva, wie sie in anderen Teilen des Tauernfensters vorkommen (Eklogitzone und zentrale Tauern).

Die Hornblende-Garbenschiefer werden zum Teil auf vulkanogen-sedimentäre Ablagerungen oder intermediäre Vulkanite zurückgeführt, zum Teil handelt es sich aber auch um stark tektonitisierte und aplitisch durchäderte Amphibolite und andere Gesteine.

Beiderseits des Schlegeistales und an der Mörchnerscharte (Oberer Zemmgrund/ Florental) sind den Amphiboliten Kalkmarmorlagen von dm bis m Mächtigkeit zwischengeschaltet. Sie belegen eine untermeerische Platznahme des basaltischen Eduktes der Amphibolite.

Die dunkelgrauen bis schwarzen Biotit-Graphitschiefer (Furtschaglschiefer) sind Metapelite mit z.T. rhythmischer Bänderung, die auf ehemalige Silt- oder Feinsandlagen zurückgeht. Die Furtschaglschiefer waren Sedimente eines abgeschlossenen Beckens mit geringer Bodenwasserzirkulation und gelegentlicher Einschüttung distaler Turbidite, wie sie für eine Randmeerfazies typisch sind. Im untersten Teil der Furtschaglschiefer kommen Brekzienlage vor, die an Olisthostromhorizonte erinnern. Migmatische Gneise in der Greinerserie könnten ein noch älteres Basement repräsentieren, doch sind die geologischen Beziehungen aufgrund der mehrfachen Verformung nicht eindeutig.

Zentralgneis

Die Zentralgneise der Tauern entstanden aus Granodioriten, Quarzdioriten, Tonaliten und untergeordnet auch Leukograniten und Gabbros, die vor 280 - 300 Ma (CLIFF, 1981), also gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung, in das "Alte Dach" intru-

dierten. Die Vergneisung der magmatischen Edukte ist alpidischen Alters.

Dieser Gesteinsbestand ist charakteristisch für einen aktiven Kontinentalrand, vergleichbar mit den Plutoniten der Anden. Dies bestätigen auch geochemische Untersuchungen (FINGER & STEYRER, 1989). Im westlichen Tauernfenster erscheinen die Zentralgneise hauptsächlich in zwei Aufwölbungen, dem nördlichen Tuxer Zentralgneiskern und dem südlichen Zillertaler Zentralgneiskern. Diese zeigen etwas unterschiedliche Zusammensetzung. Der Tuxer Zentralgneis ist relativ homogen granodioritisch, der Zillertaler Zentralgneis ist dagegen sehr heterogen und weist das gesamte oben erwähnte Gesteinsspektrum auf.

Postvariszische Transgressionsfolge

Die postvariszische Sedimentation begann in einzelnen Tiefgebieten begrenzter Erstreckung. Vermutlich waren es tektonische Grabenstrukturen, wie sie in ganz Europa zu dieser Zeit verbreitet waren, denn mit den Sedimenten sind Vulkanite (Quarzporphyre) vergesellschaftet. Die Sedimentation begann mit Konglomeraten und Brekzien, die im Haufen- und Schlegeistal bis über 500 m Mächtigkeit erreichen und in ihrer Abfolge sehr schön die Aufarbeitung des Untergrundes zeigen: die basalen Lagen sind reich an Komponenten, die sich aus dem "Alten Dach" herleiten lassen (Serpentinite, Amphibolite, Marmore, Graphitschiefer), nach oben werden sie reicher an Apliten und Turmalinfelsen, schließlich dominieren als Gerölle Granite und Kluftquarze. Die Änderung der Zusammensetzung geht mit einer Korngrößenabnahme einher (SCHÖN & LAMMERER, 1989). Die grobklastische Abfolge wird schließlich von ehemaligen Rotschiefern überlagert, die alpidisch zu grauen Biotit-Ankerit-Schiefern mit Fe-reichem Epidot umgewandelt wurden.

Ein Hämatit-, Disthen-, Muskovit- und Lazulith-führender Quarzit (ehemaliger Rotsandstein) gehört vermutlich bereits in die Trias ("Buntsandstein") und wird von einer karbonatischen Abfolge (Kalk, Dolomit, Rauhwacken, Quarzit, Chloritoidschiefer) als Muschelkalkäquivalent überlagert.

Die Triasserien erreichen in den ehemaligen tektonischen Gräben oder Rinnen Mächtigkeiten von einigen 100 Metern, können aber auf den ehemaligen Horsten völlig fehlen.

Die jüngeren Sedimente des Jura (Schwarzschiefer und Quarzite, bräunlich-rötliche, plattige Kalkmarmore und grauer, z.T. kieseliger Stinkkalkmarmor, der Hochstegenmarmor) und der Kreide (Klastisch-karbonatische Kaserer Serie) treten erst weiter westlich und nördlich auf. Besucht wird von den Triasgesteinen nur der Hochstegenmarmor bei Mayrhofen.

Strukturen

Die Serien des "Alten Daches" waren schon regionalmetamorph überprägt und zeigten eine penetrative Schieferung, als sie von den magmatischen Edukten der Zentralgneise intrudiert wurden, was in den Kontaktbereichen und an Xenolithen deutlich wird. Die Überprägung durch alpidische Deformation führte dort teilweise zu engen und komplexen Faltenbildern.

Die alpidische Deformation ist in ihrer ersten Phase durch Deckenüberschiebungen

und ein teilweises Abscheren der Sedimenthülle der Zentralgneise gekennzeichnet. Die mesozoischen Metasedimente wurden dabei in enge, z.T. fast isoklinal nordvergente Falten gelegt.

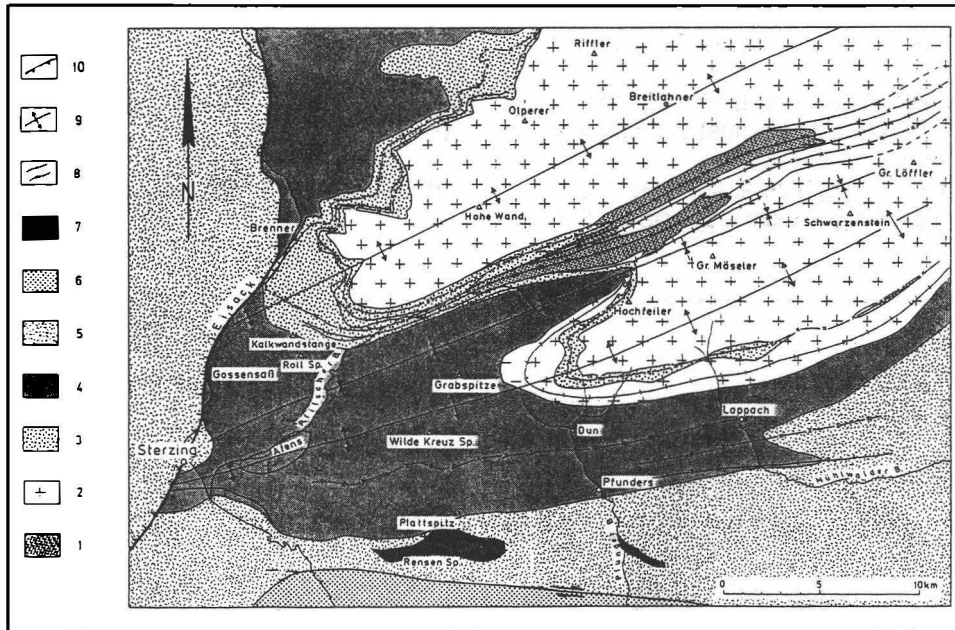


Abb. 4: Tektonische Karte des westlichen Tauernfensters: 1 = Präherzynische Einheiten, 2 = Herzynische Granite und Tonalite, 3 = Postherzynische Metasedimente, 4 = Ophiolitdecke (Glocknerdecke), 5 = Austroalpine Decken, 6 = Südalpine Einheiten, 7 = Oligozäne alpidische Granite, 8 = D2 Antiklinalen, 9 = D3 Antiklinalen, 10 = D3 Synklinalen.

In der Folge wurde durch die zunehmende Temperatur im Verlauf der alpidischen Gebirgsbildung das gesamte Gesteinsvolumen der Tauern von einer duktilen Deformation erfaßt. Die Zentralgneise, die lokal (insbesondere in ihren Randbereichen) bereits bei der ersten Verformung eine Schieferung erfahren, wurden erneut geschiefert und die erste Schieferung gefaltet. Die Antiklinalkerne der Tuxer und Zillertaler Zentralgneise wölbten sich hoch. Die Hochwölbung war durch eine nachvariszische Horstposition bereits vorgegeben. Diese zweite Deformation führte zu einer sehr ausgeprägten Streckungslinieation in Ost-West-Richtung, parallel zu den Faltenachsen. Dies deutet darauf hin, daß die Verformung in einem transpressiven Deformationsregime geschah (LAMMERER, 1988). Der schnelle Aufstieg der Gesteine des Tauernfensters, wie er aus dem Druck-Temperatur-Verlauf der Metamorphose abgelesen werden kann (Abb. 2), wurde dadurch bedingt.

Exkursionsplan

Erster Tag

Fahrt von Neukirchen am Großvenediger über Gerlospaß, Mayrhofen zum Schlegeis-

stausee mit Aufschlüssen im Tuxer Zentralgneis und Hochstegenmarmor. Im Schlegeistal ca. 3 Std. reine Gehzeit, z.T. weglos mit Aufschlüssen in den Gesteinsfolgen der Greiner Serie und dem Zillertaler Zentralgneis.

Stop 1: Mayrhofen - Hochsteg: Überblick über den Tauernnordrand mit seinen Tauchfaltenstrukturen; Besuch der Typlokalität des Hochstegenmarmors (Fundort eines Perisphinctes des Malm).

Stop 2: Stillupp-Klamm: Zentralgneis, migmatistische Gneise, Ahornkern-Porphyrigneise, Gänge und Kontakt zur Metasedimentfolge.

Stop 3: Schlegeisstausee: Geologischer Überblick, Augen-Flaserigneise des Tuxer Zentralgneiskernes (Abb. 4, 5, 6).

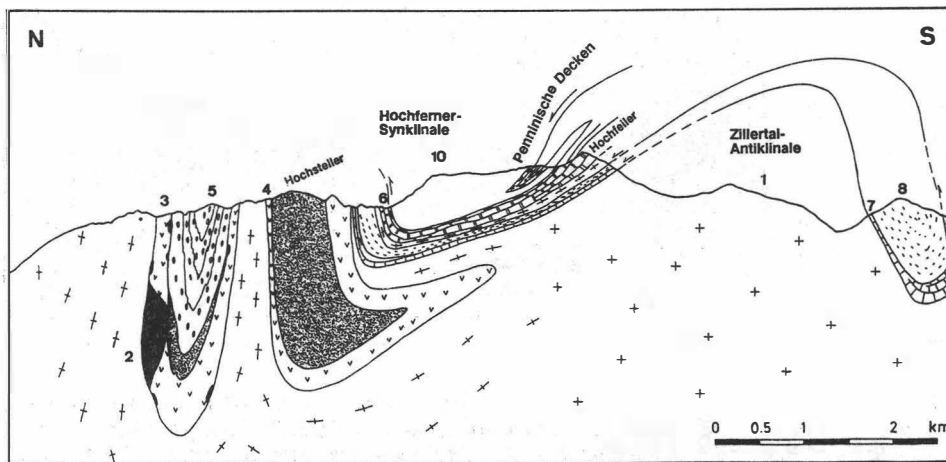


Abb. 5: Profil durch das südwestliche Tauernfenster. Profilfläche senkrecht auf die Faltenachse.
 Legende: Variszische Intrusiva: 1 = Zentralgneis. Gesteine des "alten Daches": 2 = Serpentine, 3 = Amphibolite und Garbenschiefer, 4 = Graphitschiefer (Furtschaglschiefer). Permomesozoische Hüllgesteine: 5 = Permischer Konglomeratgneis, 6 = Triassische Gesteine, 7 = Jurassische Gesteine, 8 = Gesteine der Unterkreide, 9 = Gesteine der Oberkreide. Penninische Gesteine: 10 = Bündnerschiefer und Ophiolite (nach LAMMERER, 1988).

Stop 4: Südseite des Schlegeisstausees: Amphibolite und Granatamphibolite der Greiner Serie. Der einst gut aufgeschlossene Kontakt zu den Konglomeratgneisen ist durch den Stausee überflutet worden (ab hier weiter zu Fuß).

Stop 5: Oberes Schlegeistal: Im Anstehenden und in Schuttfächern das Spektrum der Gesteine: Amphibolite, Epidotschiefer, Kalksilikatfelse, Konglomeratgneise (Abb. 7).

Im Anschluß daran Rückkehr zum Stausee (ca. 1800 m) und Aufstieg durch Zentralgneis und Bergsturzmassen mit Elementen der Greiner Serie zum Pfitscher Joch Haus (2270 m, ca. 2 Std.), dort Übernachtung.

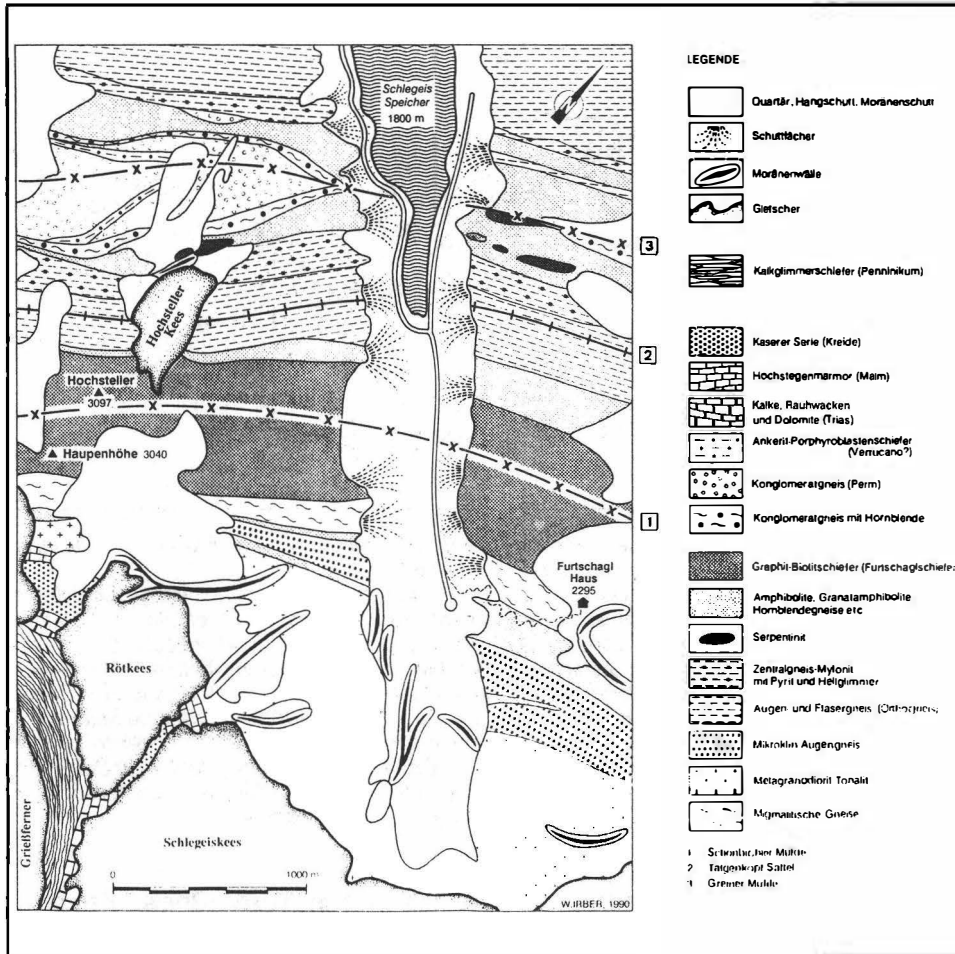


Abb. 6: Geologische Karte des Schlegeisgrundes (vereinfacht nach SCHÖN, 1988, unveröff.).

Zweiter Tag

Weglose Begehung in leichtem Gelände der Umgebung des Pfitscher Joches. Es wird ein Überblick über das westliche Tauernfenster und seinen tektonischen Großbau, über die Gesteine der Greiner Serie (Serpentinite, Amphibolite, Hornblendegneise, Hornblende-Garbenschiefer, Pyritquarzte, Graphitschiefer, Granitporphyrgänge und tektonisch überarbeiteter Intrusivkontakt), den Zentralgneis und seine tektonisierten Varianten und über die Permo-Triadischen-Metasedimente gegeben.

Stop 6: Pfitscher Joch: Rundblick auf Bündnerschiefer mit Prasiniten im Süden und Westen; das Wolfendornprofil und die Weißspitze mit ihrem unterostalpinen Gipfelaufbau und der Ötztal-Stubai Masse (Mittelostalpin) im Hintergrund im Westen, im Norden und Osten Zentralgneis und Greiner Schieferenserie. Erläuterung der geologischen Verhältnisse und der Strukturgeschichte (Abb. 4).

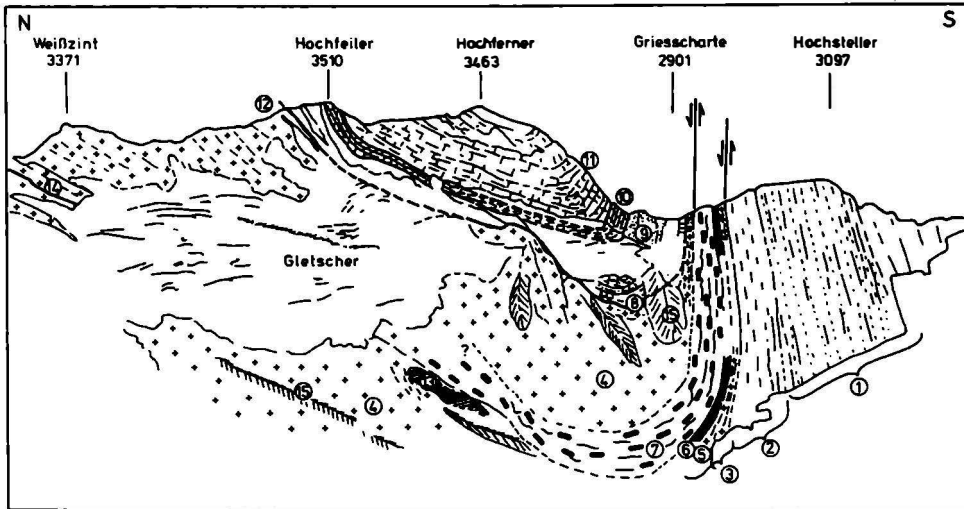


Abb. 7: Geologische Verhältnisse in der Westflanke des Schlegelstales im Profil vom Weißzint zum Hochsteller (LAMMERER, nach Feldbuch-Skizze).

Legende: 1 = Granat-Blotitschiefer der Greinerserie, 2 = Graue plattige Schiefer der Greinerserie, 3 = Span von stark zerschertem Granit mit Amphibolitschollen, der Migmatitzone zugehörig, 4 = Zillertaler Zentralgneis, granitisch-granodioritisch, 5 = lokales Gabbrovorkommen, 6 = Zerscherter Amphibolit, 7 = Blastomylonit mit Mikroklinporphyroblasten, 8 = Autochtone sedimentäre Auflagerung auf dem Zentralgneis (Hochstegenquarzite, Marmor, "Kaserer Serie" p. p.), 9 = Kaserer Serie, 10 = Triassische Marmore der Glocknerdecke, 11 = Kalkglimmerschiefer der Glocknerdecke, 12 = Grenze zwischen Autochthon und Zentralgneis am Hochfeiler, Gneisgefüge verläuft parallel zur Schichtung, 13 = Amphibolit und Graphitschiefer der Greinerserie, mit Apliten, 14 = Lamprophyrgang am Breitnock, 15 = Moränen des 1850-er Verlesungshochstandes.

Stop 7: Weg in Richtung Landshuter Hütte bis in den Tuxer Gneis. Zerscherte Randfazies, Streckungslineare, Intrusivkontakt (Abb. 8)

Stop 8: Weg zur Landshuter Hütte: Amphibolite mit offener ac-Klüftung (Füllung mit Chlorit, Feldspat, Quarz) und strenger Mineralregelung, enge Kleinfaltung. Zentralgneis - Gänge, z.T. Granitporphyrgänge (Abb. 8).

Stop 9: Weg zur Landshuter Hütte: Am Jochsee Geröllgneise. Das Geröllspektrum in diesen zeigt (in zunehmender Häufigkeit): Serpentin, Amphibolit, Marmor, Granit, Aplit und Quarz. In geschonten Bereichen erkennt man, daß das Ausgangs-sediment schlecht gerundet und schlecht sortiert war. Durch alpidische Deformation entwickelte sich eine ausgeprägte, mit 40° nach West abtauchende Streckung der Gerölle (prolate Deformation). Der Konglomeratgneis wird von einem grauen, turmalinführenden Gneis (Meta-Quarzporphyr?) und von dunkelgrauen, Eisenepidot-führenden Ankerit-Biotitschiefern (ehemalige rote Verrucanoschiefer) überlagert (Abb. 8).

Stop 10: Weiße Quarzite, 10 m mächtig, mit Hämatit, Lazulith, Muskovit, Epidot und Disthen stehen im Kern der hier fast isoklinalen, aufrechten bis leicht südvergenten Pfätscher Mulde an. Die Quarzite zeigen umlaufendes Streichen mit gerade durchsetzender Achsenflächenschieferung. Nach Westen zu werden die Quarzite von Triaskarbonaten überlagert, die in Anrissen in der Ferne sichtbar sind aber

nicht besucht werden (Abb. 8).

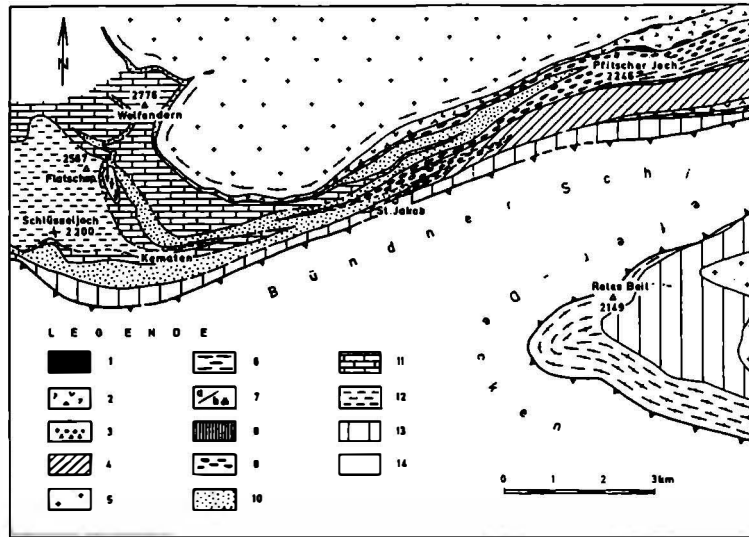


Abb. 8: Geologische Kartenskizze des oberen Pfitschertales. **Legende:** 1 = Tuxer Zentralgneis In den Randbereichen zerschert (Oberkarbon), 2 = Zentralgneis der Talggenkopfantiklinale, z. T. Augengneis, stark zerschert, 3 = Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer und verwandte Gesteine des "Alten Daches" (Präkambrium oder Alpaläozoikum), 4 = Serpentin des "Alten Daches" (Präkambrium oder Alpaläozoikum), 5 = Biotit-Graphitschiefer, z. T. Granat-, Disthen- und Staurolith-führend (Präkambrium), 6 = Konglomeratgneis (Oberkarbon-Unteres Perm). 7 = Metaquarzporphyr (Unteres Perm), 8 = Graue Ankerit-Biotitschiefer (Oberes Perm), 9 = Heller Quarzit, lokal mit Lazulith, Mangan-Epidot, Turmalin und Disthen (Untere Trias), 10 = Gelbliche und graue Calcit- und Dolomitmarmore, Rauhwacken und Chloritoldschiefer (Mittel- und Obertrias), 11 = Helle und dunkelgraue Quarzite, Graphit-haltig (Lias), 12 = Quarzite, Kalk- und Dolomitmarmore sowie Schiefer und Arkosegneise, stark deformiert (Trias bis Kreide), 13 = Kalkglimmerschiefer und Amphibolite des penninischen Ozeans (Jura und Kreide), 14 = Schuttkegel.

Stop 11: Weg zur Landshuter Hütte: Die Muldenstruktur wird nach Süden durchlaufen, nach Erreichen der vom Pfitschtal heraufführenden Straße treffen wir erneut auf den Meta-Quarzporphyr und extrem geplättete Konglomerate des Südschenkels der Greiner Mulde. Die starke Plättung ist erklärlich, da es sich hier um den einst überkippten Schenkel einer nordvergente Synform handelte (Abb. 8).

Stop 12: Fahrstraße zum Pfitscher Joch: An der Straße streichen Pyritschiefer aus, die zur Zentralgneisserie gehören, und vermutlich Mylonite eines schon primär autohydrothermal zersetzten Granitoids aus dem Dachbereich der Intrusion darstellen. Im Folgenden gelangen wir in weniger stark deformierte Orthogneise und schließlich in die graphitischen Furtschagschiefer (Abb. 8).

Stop 13: Sofern Zeit bleibt: Abstieg zur Kehre der Straße zum Pfitscher Joch bei 2050 m, dort eine abgerutschte lose Platte aus Mikroklin-Augengneis, der von der Griesscharte hierher herabzieht und den Sattelkern einer weiteren Struktur bildet. Im weiteren Abstieg folgen Schiefer der Kaserer Serie (Kalkmarmore, Arkosegneise, Metapelite) (Abb. 8).

Rückkehr zum Joch und Abstieg zum Schlegeisspeicher, Rückfahrt mit dem Bus nach Mayrhofen und Neukirchen.

Literaturverzeichnis

- BLANCKENBURG, F. v. & MORTEANI, G. (1989): Crystallization and deformation of amphiboles, and cummingtonite forming reactions in the garbenschists of the Western Tauern Window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures. *Lithos* 23, 163-177.
- BLANCKENBURG, F. v. & VILLA, I. M. (1988): Argon retentivity and argon excess in amphiboles from garbenschists of the western Tauern Window, Eastern Alps. *Contrib.Mineral.Petrol.* 100, 1-10.
- 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.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 81, 533-635.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history in the Pennine zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Contrib.Mineral.Petrol.* 77, 262-266.
- DE VECCHI, G.P. & BAGGIO, P. (1982): The Penninic zone of the Vizze region in the Western Tauern Window (Italian Eastern Alps). *Boll.Soc.Geol.Ital.* 101, 89-116.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1989): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. *Geodynamica Acta* 2, 75-87.
- FRANZ, G. & SPEAR, F.S. (1983): High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the central Tauern Window. *Amer.Journ.Sc.* 283, A, 396-413.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 101, 323-472.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). *Verh.Geol.B.-A. Wien* 1974, 201-221.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from fission track ages. *Jb. Geol.B.-A. Wien* 128, 197-216.
- HOSCHEK, G. (1980a): Phase relations of a simplified marly rock system with application to the western Hohe Tauern (Austria). *Contrib.Mineral.Petrol.* 73, 53-68.
- HOSCHEK, G. (1980b): The effect of Fe-Mg substitution on phase relations in marly rocks of the western Hohe Tauern (Austria). *Contrib.Mineral.Petrol.* 75, 123-128.
- HOSCHEK, G. (1981): Zur Abschätzung von P-T-X Bedingungen der alpidischen Metamorphose anhand karbonatführender Metasedimente der westlichen Hohen Tauern. *Jahresbericht 1980 Hochschulschwerpunkt S15*, 59-66.
- HOSCHEK, G. (1982): Alpidische Metamorphosebedingungen in Metasedimenten der westlichen Hohen Tauern. *Jahresbericht 1981, Hochschulschwerpunkt S* 15, 33 - 35.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. *Jb.Geol. B.-A. Wien* 129, 51-67.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transgression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). *Geol.Rundschau* 77, 143-156.
- MILLER, Ch. (1986): Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* 66, 139-144.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-

- Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 124, 361-423.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. *Mem.Ist. Geol.Mineral.Univ.Padova* 30, 1-84.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1982): Petrological study and radiometric age determination of the migmatites in the Penninic rocks of the Zillertaler Alpen/Tyrol/Austria. *Tschermaks Miner.Petr.Mitt.* 30, 59-75.
- SCHÖN, C. & LAMMERER, B. (1989): Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich. *Mitt.österr.geol.Ges.* 81, 219-232.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F.S., FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1984): High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T path from hornblende-kyanite-staurolite schists. *Journ.Petrol.* 25, 501-531.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics* 4, 687-704.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. *Ofioliti* 10, 441-456.
- TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese*.- 256 S., Deuticke, Wien.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol). *Tschermaks Min. Petr.Mitt.* 23, 1-22.

Exkursion N3: GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER MITTLEREN HOHEN TAUERN

HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Exkursionspunkte:

Haltepunkt 1: Bärenschlucht - Kalkglimmerschiefer

Haltepunkt 2: Hexenküche, Kehre 11 der Großglockner Hochalpenstraße - Keuper-schiefer (Chloritoidschiefer) und Quarzite

Haltepunkt 3: Edelweisspitze - Karbonatgesteine der Seidlwinkeltrias

Haltepunkt 4: Ostflanke Brennkogel, Elendgrube - Antigorit-Serpentine

Haltepunkt 5: Hochtor - Brennkogelfazies, Margrötzenkopfprofil mit Chloritoidschiefer, Dolomitbrekzien, Karbonatquarzite und dunkle kalkführende Phyllite

Haltepunkt 6: Straßenprofil Schienewandstraße - Antigorit-Serpentin mit Linsen von Ophikarbonatgesteine

Haltepunkt 7: Franz Josef Haus/Gamsgrube - Prasinite, Kalkglimmerschiefer

Ein detaillierte Beschreibung der Haltepunkte und eine Einführung in die Geologie zur Exkursion findet sich bei HÖCK et al. (1981) und HÖCK & MARSCHALLINGER (1988).

Literaturverzeichnis:

HÖCK, V., KOLLER, F., MEIXNER, H., SEEMANN, R., SCHRAMM, J.M. & STEYRER, H.P. (1981): Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg. Fortschr. Miner. 59, Beih.2., 3-37.

HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. (1988): Exkursionsführer der Öster. Geol. Ges., Z, 60 S.

Exkursion N4: PRÄHISTORISCHER BERGBAU "ARTHURSTOLLEN", MÜHLBACH AM HOCHKÖNIG

MOOSLEITNER*, F., SCHRAMM, J.M.**

- * Salzburger Museum Carolino Augusteum, Museumsplatz 6, A-5020 Salzburg
- ** Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Einleitung und Geologie des Arthurstollens (Südevier der Kupfererzlagerstätte Mitterberg, Salzburg)

Zwischen den Südwänden des Hochkönig (Nördliche Kalkalpen, Oberostalpin) und dem steil zum Salzach-Längstal abfallenden Klammkalkzug (Hohe Tauern, Penninikum) liegen die Schieferberge der Grauwackenzone. Deren paläozoischer Gesteinsbestand birgt eine Reihe größerer und kleinerer Erzlagerstätten. Dies spiegelt sich in der Vielzahl bergbaulicher Tätigkeiten wider, deren Spuren besonders in dem bei dieser Exkursion besuchten Ostabschnitt des Arthurstollens von prähistorischer Zeit bis zur Gegenwart zu verfolgen sind.

Geologisch-tektonischer Rahmen

Eine überwiegend feinklastische Gesteinsserie mit Einschaltungen von Magmatiten samt deren Derivaten sowie von karbonatischen und/oder kieselligen Sedimenten baut die Grauwackenzone zwischen der Zeller Furche, dem Salzach-Längstal, dem Salzachquertal und den mächtigen Kalkplateaus (Steinernes Meer und Hochkönig) auf. Verglichen mit den maximalen Nord-Süd-Breitenentwicklungen (Kitzbühel-Mittersill und Eisenerz-Leoben: jeweils ca. 25 km) erreicht das örtliche Segment der Grauwackenzone bescheidene 10 Kilometer.

Die etwa W-E-verlaufende Salzach-Längstalstörung trennt die Gesteine der Grauwackenzone markant von denen des mesozoischen Anteiles des Penninikums im Süden. An die Mylonite der Salzach-Längstalstörung schließt nach Norden ein steil nordfallender Schuppenbau an, gefolgt von einem steilen Antiklinal-Synklinalbau. Daran schließt ein flach liegender Schuppen- und Deckenbau an. Während der Großteil der hiesigen Grauwackenzone der zweithöchsten der insgesamt 4 von MOSTLER (1973) beschriebenen "großtektonischen Einheiten" der westlichen Grauwackenzone angehört, dürften die Abfolgen etwa im Bereich Mühlbacher Schneeberg - Hochglockner der höchsten Decke angehören und invers liegen. Nach Norden wird die Grauwackenzone heute ebenfalls tektonisch begrenzt (bis zu mehrere hundert Meter breite intensive Verschuppung). Ein ungestörter Transgressionsverband zur Kalkalpenbasis (wie etwa am Polster bei Eisenerz) konnte im Salzburger Bereich bisher nicht gefunden werden.

Verglichen mit den Nachbarabschnitten der Grauwackenzone in der Steiermark sowie in Tirol liegt im Salzburger Bereich (ostwärts der Zeller Furche) eine eintönigere Lithologie vor, die nach den bisherigen Erkenntnissen lediglich altpaläozoische Formationen umfaßt (Abb. 1). Allerdings werden aufgrund von Serienvergleichen mit Abfolgen in Sunk sowie in der Veitsch (Steiermark) hier nahe dem Grauwackenzone-Südrand ostwärts Lend auch jungpaläozoische Karbonatgesteine vermutet, haben sich

jedoch biostratigraphisch bisher nicht bestätigen lassen.

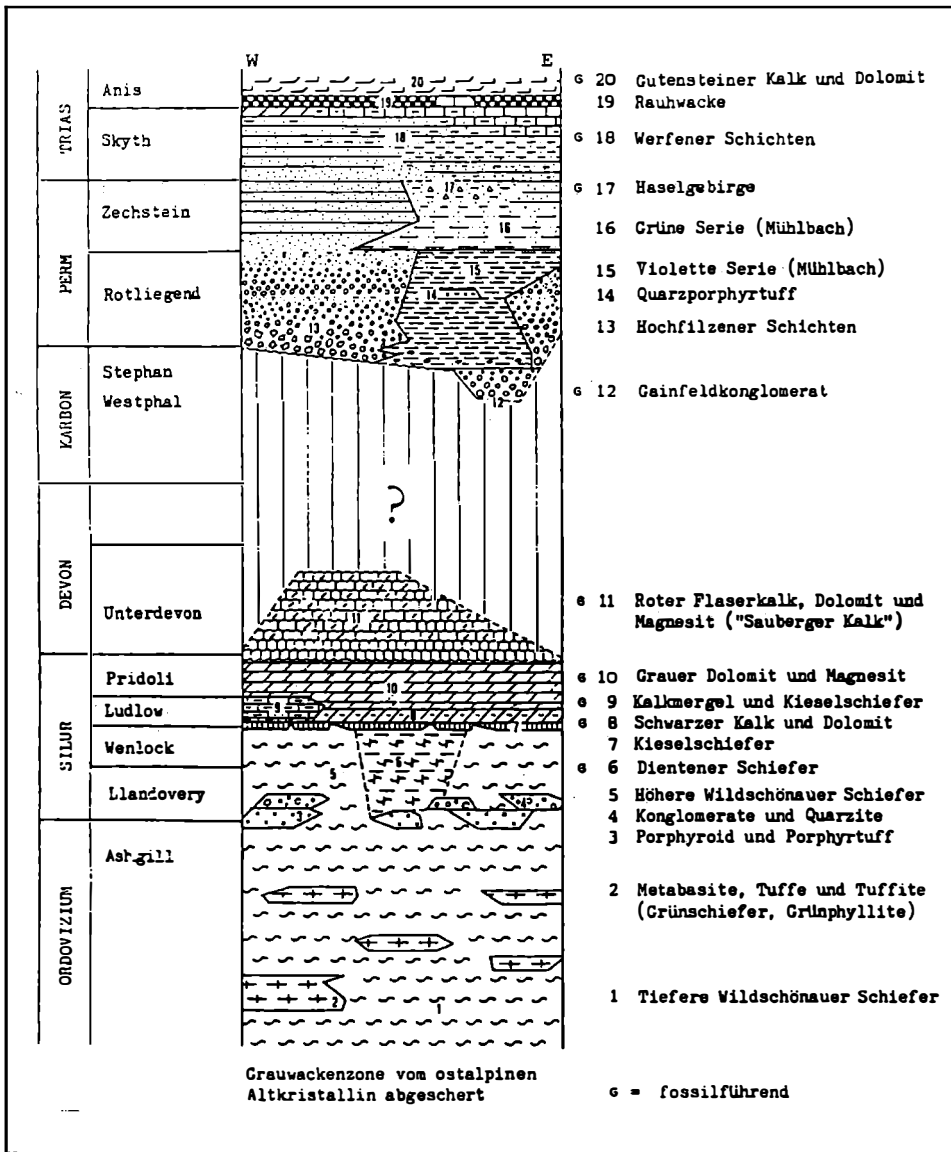


Abb. 1: Stratigraphisches Schema der Grauwackenzone und der Basis der Nördlichen Kalkalpen zwischen Zell am See und Werfen (nicht maßstäblich) nach BAUER et al. (1969), GABL (1964), MOSTLER (1968, 1983), SCHÖNLAUB (1979) und SCHRAMM (1980).

Das stratigraphisch Liegende der Grauwackenzone ist nirgends unmittelbar aufgeschlossen. Fragmente von mesozonal metamorphem Kristallin in grobklastischen Lagen an der Basis der tieferen Wildschönauer Schiefer dürften der ehemaligen stratigraphischen Unterlage (ostalpinen Altkristallin) entstammen. MOSTLER (1967)

untergliederte anhand conodontenstratigraphischer Untersuchungen die Schichtfolge und differenzierte aufgrund sedimentologischer Beobachtungen die Faziesbereiche. Demgegenüber legten HEINISCH et al. (1987) aus den Kitzbüheler Alpen neue stratigraphische Daten vor, welche der bislang allgemein anerkannten Modellvorstellung widersprechen: Und zwar soll der basische Vulkanismus nicht im tieferen Ordovizium, sondern erst im oberen Unterdevon einsetzen.

Die Gesteine der wenigstens dreimal jeweils ähnlich intensiv überprägten Grauwackenzone liegen generell in epimetamorpher Ausbildung vor ("schwache Metamorphose" nach WINKLER, 1979).

Die Spuren des alpidischen Metamorphosegeschehens sind weit in die Nördlichen Kalkalpen hinein verfolgbare. Pyrophyllit, Paragonit und Chloritoid treten als metamorphe Neubildungen auf. Nahe dem Südrand der Grauwackenzone, also nächst den tieferen Elementen des Alpenkörpers, erscheinen in den karbonatführenden Phylliten überdies Margarit, und in den vulkanogen beeinflussten Metapeliten Stilpnomelan und Biotit. In den Metabasiten wurden als metamorphe Neubildungen Biotit, Stilpnomelan und Ca-reicher Amphibol, in den sauren Vulkaniten Chloritoid nachgewiesen. Die K-Hellglimmer (Muskovit, Phengit) der Metapelite sind ausschließlich durch 2M, Polymorphe vertreten. Der Gitter Ordnungsgrad der K-Hellglimmer (Illit-Kristallinität, Index nach KÜBLER, (1967) weist ausnahmslos mit Werten $< 0,25^\circ$ ($= < 4,0$ mm) ins epimetamorphe Feld. Die regionalmetamorphen Bedingungen, welche aus den Metasedimenten abgeleitet werden konnten, stimmen mit jenen an den Metavulkaniten überein. Korrespondierende Werte der Illit-Kristallinität zu beiden Seiten der Salzach-Längstalstörung ließen auf eine einheitliche metamorphe Prägung schließen, welche von Süden nach Norden ohne Hiatus auf mesozoische Bündnerschiefer und Klammkalk des Penninikums sowie auf altpaläozoische Wildschönauer Schiefer der Grauwackenzone übergreift. Demgegenüber zeigten jedoch die K-Ar und Rb-Sr Altersdaten nördlich der Salzach-Längstalstörung frühalpide, und jene im Penninikum (stark verjüngte) spätalpide Werte.

Geologie des Arthurstollens im Mitterberger Lagerstättenbereich

Der Lagerstättenbereich umfaßt den Mitterberger Hauptgang (Nordrevier zwischen Mühlbachtal und Hochkönig), den Birkstein-, Burgschwaig- und Brandergang (Südrevier zwischen Mühlbach und Mitterberghütten) sowie den Buchberggang (südöstlich von Bischofshofen). An Gesteinsserien (Abb. 1) sind vom Liegenden zum Hangenden aufgeschlossen: Die Graue Serie (Wildschönauer Schiefer: Ordovizium - Silur) besteht aus grauen Phylliten (Serizit- und Schwarzphyllite) und Quarziten mit Einschaltungen von Diabasen, Tuffiten und Tuffen. Diskordant folgt die Violette Serie (Oberkarbon bis Unterperm) mit violettgrauen Phylliten, Quarziten, Siltschiefern und kohlenstoffreichen Tonschieferlagen. Darüber liegt die aus grünlichgrauen Phylliten, Quarziten und Evaporiten (Gips, Anhydrit) zusammengesetzte Grüne Serie (Oberperm). Während der Mitterberger Hauptgang (0,2 - 4 m mächtig) die sedimentäre Schichtung und die Schieferung der Grauen und Violetten Serie diskordant durchsetzt, die Grüne Serie jedoch nicht mehr erfaßt, folgen die im Arthurstollen aufgeschlossenen Erzgänge des Südreviers mehr oder weniger der sedimentären Schichtung und ersten Schieferung der Grauen Serie. Vom östlichen Mundloch (760,20 m Seehöhe) bis in den Bereich des Branderganges (bis 0,25 m mächtig) werden die steil SSW- bis SW-fallenden Serizitphyllite und Serizitquarzite mit dünnen Brandenschieferzonen durch den Arthurstollen meist spitzwinkelig, teils parallel zum generellen Streichen aufgeföhren. Die schnurartig verlaufenden Sulfidvererzungen (Kupferkies und Pyrit) folgen meist der

bereichsweisen Fältelung der Phyllite. An Sekundärmineralisationen treten neben Malachit und Azurit auch Annabergit, selten Erythrin, sowie bei Kluftwasseraustritten bläulichgrüne Sinter auf.

Entstehung der Lagerstätte

Über die Entstehung der Lagerstätte existieren unterschiedliche Auffassungen: Einhelligkeit besteht nur darüber, daß der Bildungsvorgang mehrphasig abgelaufen ist. Ansonsten streuen die Deutungen von syngenetischer, schichtgebundener Vererzung bis zu permischer und/oder präpermischer hydrothormaler Anlage und jüngeren (alpidischen) Remobilisierungen der älteren Vererzungsgenerationen. Demgegenüber sprechen U-Pb-Altersdaten an Uranknollen aus dem Mitterberger Hauptgang von rund 90 Millionen Jahren für die Deutung einer frühalpidischen (tiefere Oberkreide) Platznahme zumindest des Mitterberger Hauptganges.

GESCHICHTE DES ARTHURSTOLLEN IM EINÖDBERG

Der Arthurstollen liegt im Südevier des ehemaligen Kupferbergbaues in Mühlbach bei Bischofshofen. Den Namen hat er nach Arthur von Krupp, zu dessen Konzern der Kupferbergbau zum Zeitpunkt des Stollenanschlages 1907 gehörte. Der rund 5 km lange Stollen durchquert von Mühlbach aus den Höhenrücken des Einödberges und erschließt die Kupfererzlagerstätten des Südeviers, den Brander-Burgschwaig- und Bürgsteingang. Seit dem Durchschlag im Jahre 1922 diente der Arthurstollen auch für den Transport der Erze aus dem Mitterberger Revier in das Salzachtal, (bis 1938 war Mühlbach nur über eine sehr schlecht ausgebaute Straße erreichbar). Der Erztransport erfolgte in Loren, vom salzachseitigen Mundloch führte eine Materialeilbahn direkt in die Hütte in Außerfelden, später umbenannt in Mitterberghütten.

Seit 1928 hatte der Arthurstollen noch eine dritte Funktion: in einer an der Stollensohle eingebauten Rinne wurde Wasser des Mühlbaches in das Salzachtal übergeleitet. Vom Wasserschloß am salzachseitigen Stollenmund führte eine Druckrohrleitung in das Kraftwerk der Oberösterreichischen Kraftwerke A.G. bei Mitterberghütten.

Die Wasserführung war der Grund, daß der Arthurstollen im Zuge der Schließung des Kupferbergbaues in Mühlbach Mitte der 70er-Jahre erhalten blieb, alle anderen Stollen wurden bis zu einer Felsüberdeckung von 50 m mit Schotter aufgefüllt und zuletzt mit Beton versiegelt. Im Jahre 1988 hat jedoch die OKA rund 60 Höhenmeter über dem alten Wasserschloß einen neuen Druckrohrstollen angeschlagen, der Arthurstollen verlor damit auch die letzte Funktion und sollte nach den Vorschriften der Bergbehörde ebenfalls verschlossen werden.

Im Sommer 1989 hat sich in St. Johann i.P. der Verein "Montandenkmal Arthurstollen" konstituiert, der sich die Erhaltung des Stollens und die teilweise Erschließung für die Öffentlichkeit zum Ziele setzt. Ein rund einen Kilometer langer Stollenabschnitt vom östlichen, salzachseitigen Mundloch aus soll bereits ab Sommer 1991 für Besucher geöffnet werden. Die erforderlichen Aufwendungen für die Sanierung des Stollens werden großteils durch jene Mittel gedeckt, die durch den Entfall der Verschleißungsarbeiten eingespart worden sind. Die Gründung des Trägervereines war nur möglich, weil das Land Salzburg gegenüber der Bergbehörde eine umfassende Ausfallhaftung übernommen hat. Für den Fall der Auflösung des Vereines garantiert das Land Salzburg die ordnungsgemäße Durchführung der "letzmaligen Vorkehrungen", d.h. die

Verschließung der Grubeneingänge.

Das "Schaubergwerk Arthurstollen" gibt Einblick in den geologischen Aufbau des Gebirgsmassives sowie in die Bergbaumethoden am Beginn unseres Jahrhunderts. Verschiedene Formen der Zimmerung wechseln mit Betonausbau und Mauerung. Ein rund 60 m tiefes, stark verzimmertes Gesenk stellte ursprünglich die Verbindung zu einem tiefer liegendem Grubenhorizont her. Am Ende der Besucherstrecke steht ein großer, sehr gut erhaltener Kompressor der Firma Flottmann aus der Zeit um 1910.

Die außerordentliche Bedeutung des Arthurstollens ist in der Erschließung eines prähistorischen Grubengebäudes begründet. Beim Stollenvertrieb wurde rund 400 m vom östlichen, salzachseitigen Mundloch entfernt, ein noch unverbrochener Abbauraum angefahren. Die vertikale Felsüberdeckung beträgt rund 170 m. In der Abbaukammer sind noch eine Reihe von Holzeinbauten, z.B. Stempel und Bühnen, erhalten. ¹⁴C-Untersuchungen von Holzproben ergaben ein Alter von rund 3500 Jahren, jedoch auch einige jüngere Daten aus der Zeit um 1100 v. Chr.. Diese deuten darauf hin, daß der Grubenraum über einen sehr langen Zeitraum zugänglich war. Der Abbau fällt somit in die Mittlere Bronzezeit, in der Urnenfelderperiode hat man den Bergbau in diesem Bereich nochmals aktiviert.

Dieser Befund deckt sich mit Beobachtungen ober Tag. Im Zuge von Rettungsgrabungen - in Zusammenhang mit dem Bau des neuen Triebwasserstollens der OKA - wurde von Prof. Clemens Eibner der Ausbiß des Erzganges auf eine Länge von rund 10 m freigelegt und zwar annähernd in jenem Bereich, von dem aus die Abbaukammer im Arthurstollen angelegt worden war.

Im Versatz des abgebauten Ganges fanden sich Keramikbruchstücke der Mittelbronzezeit. In der Urnenfelderzeit haben Bergleute über den versetzten Gangstreichen ihre einfachen Hütten angelegt, das beweist, daß in unmittelbarer Nachbarschaft des Grabungsplatzes in dieser Periode ebenfalls noch Kupfererz abgebaut worden ist.

Prof. Eibner hat im März 1990 auch mit archäologischen Forschungen im Bereich des prähistorischen Verhaues im Arthurstollen begonnen. An der Sohle der Abbaukammer wurde Versatz- und Absturzmaterial bis zu einer Tiefe von 5 m ausgeräumt und dabei weitere Holzeinbauten entdeckt, noch ist die Sohle des alten Abbaues nicht erreicht.

Die Untersuchungen vermittelten neue Einblicke in die prähistorische Bergbautechnik. Die in tagnahen Bereichen geübte Feuerseizmethode konnte in dieser Tiefe nicht angewendet werden, man hat das Kupfererz mit Hilfe von Bronzepickeln aus dem umgebenden Gestein herausgeschrämmt. Die Form dieser Pickel ist durch Funde aus prähistorischen Gruben am Mitterberg bekannt.

Im Zuge der Grabungen 1990 konnte Clemens Eibner auch eine vollständig erhaltene Schäftung für einen solchen Pickel auffinden. Nach den Beobachtungen im Mitterberger Bergbaurevier sind die prähistorischen Bergleute in der Regel nicht viel tiefer als 100 Meter in den Berg vorgedrungen. Eine Felsüberdeckung von mehr als 170 Metern, wie in dem vom Arthurstollen aufgeschlossenen Verhau, ist bisher ohne Parallele. Diese technische Leistung wird noch dadurch vergrößert, daß zur Erreichung dieses tiefen Horizontes ein Verwerfer - eine Verschiebung des Erzganges - mit einer Versetzung von rund 20 m "ausgerichtet" werden mußte. Zu diesem Zweck hat man entlang der Scherfläche schmale Stollen vorgetrieben, bis man die Fortsetzung des Erzganges erreichte.

Eine dieser Verbindungsstrecken ist ebenfalls durch den Arthurstollen angeschnitten worden, sie mündet in den voranstehend beschriebenen Verhau. Diese steil einfallende Strecke entlang der Scherfläche weist einen ovalen Querschnitt auf. Trotz der geringen Abmessungen - die durchschnittliche Breite beträgt nur 50 cm, die Höhe bis zu 100 cm - hat sie zweifellos nicht nur zur Befahrung der Grube, sondern auch für den Transport von Erz und Grubenholz gedient.

Da der Arthurstollen auf eine Länge von 200 m parallel zu dem in prähistorischer Zeit abgebauten Erzgang verläuft, ergibt sich für zukünftige Forschungsarbeiten eine Vielzahl an Möglichkeiten. Durch kurze Querschläge können weitere prähistorische Verhaue aufgeschlossen werden. Um diese einzigartige Chance der Bergbauforschung auch für die Zukunft zu erhalten, hat sich 1989 der Verein "Montandenkmal Arthurstollen" konstituiert.

Literaturverzeichnis:

- BAUER, K.F., LOACKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgauer, Salzburg. Veröff.Univ.Innsbruck 13, Alpenkundl. Studien VI, 30 S., Innsbruck.
- BERNHARD, J. (1966): Die Mitterberger Kupfererzlagerstätte. Erzführung und Tektonik. Jb.Geol.B.-A. Wien 106, 3-90.
- GABL, G. (1964): Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. Archiv f. Lagerstättenforschung i.d.Ostalpen 3, 2-31, Leoben.
- GSTREIN, P. (1988): Neuaufnahme eines vorgeschichtlichen Abbaus im Arthur-Stollen (Bergbau Mitterberg). Mitt.Ges.f.Salzb.Landeskunde 128, 425-438, Salzburg.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). Jb.Geol.B.-A. Wien 130, 163-173.
- HEISSEL, W. (1968): Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Verzerrung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg. Ztschr.f.Erzbergbau u.Metallhüttenwesen, 21, 227-231, Stuttgart.
- KARL, F. (1953): Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). N.Jb.Min.Abh. 85, 203-246.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. (edit.), Geodynamics of the Eastern Alps, 164-178, Wien (Deuticke).
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 18, 89-150.
- MOSTLER, H. (1983): Magmatisch kontrollierte Verzerrungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg-Tirol). Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck 12, 341-359.
- PAAR, W. (1978): Die Uranknollen-Paragenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). N.Jb.Min.Abh. 131, 254-271.
- PAUSWEG, F. (1976): Die Bedeutung der Ur- und Frühgeschichtsforschung für die Lagerstättenkunde am Beispiel des Kupfererzbergbaues Mitterberg bei Mühlbach am Hochkönig, Salzburg. Archaeologica Austriaca, Beih. 14, Festschrift R. PITTIONI, Bd.2, 125-129, Wien (Deuticke).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen. Mit einem geochronologischen Beitrag von S.SCHARBERT.

- Abh.Geol.B.-A. Wien 33, 1-124.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. Mitt.österr.geol.Ges. 71/72, 379-384.
- SIEGL, W. (1972): Die Uranparagenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). Tschermaks Min.Petr.Mitt. 17, 263-275.
- SMITH, A.J., CAMERON, J. & BARRETTO, P.M.C. (1977): Uranium Geochemical Prospecting in Salzburg Province, Austria. Berg- u.Hüttenmänn.Monatsh. 122, 304-315, Wien.
- WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W. (1972): Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südevier (Arthurstollen). Ein Diskussionsbeitrag. Mitt.österr. Geol.Ges. 64, 209-218.

Exkursion N5: GLETSCHERLEHRPFAD OBERSULZBACHTAL

SLUPETZKY, H.

Institut für Geographie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Die Exkursion führt durch das Obersulzbachtal zum Gletscherweg beim Obersulzbachkees. Der Lehrpfad wurde 1986 eröffnet und ist, in Zusammenarbeit zwischen dem Österreichischen Alpenverein (dem Initiator des dritten Lehrweges neben dem im Innergschlöß und an der Pasterze), dem Zukunftskollegium Neukirchen (Wegbau) und der Universität Salzburg (Wissenschaftliche Planung und Erstellung einer Broschüre) entstanden. Der Gletscherweg beginnt unweit des Zungenendes von 1850 und endet nahe der heutigen Gletscherstirn und führt damit in dem von Obersulzbachkees ehemals bedeckten, heute eisfreien Gletschervorfeld. Der Weg soll dem Besucher vorführen, welche landschaftlichen Veränderungen mit dem Rückzug und den Schwankungen des Gletschers einhergehen und welche natürlichen Auswirkungen auf die Umwelt damit verbunden sind.

Viele Naturerscheinungen können beobachtet werden und sind im naturkundlichen Führer (SLUPETZKY, 1988 a; HUNTEMANN, 1989) erläutert:

- Die Veränderungen des Obersulzbachkeeses zwischen 1850 und heute,
- der Zusammenhang zwischen Klimaschwankungen und Gletscheränderungen,
- die natürlich ablaufenden Prozesse im Stunden-, Tages-, Jahreszeiten-, Jahresrhythmus und über Jahrzehnte und Jahrhunderte hinweg,
- die Auswirkungen des Hochwassers am 25. 8. 87,
- die Merkmale eines Gletschers,
- die Wirkung des Gletschers auf den Untergrund und die Umgebung und der vom Gletscher geschaffene und hinterlassene Formenschatz,
- die Wiederbesiedlung des ehemals vergletscherten Geländes durch die Pflanzenwelt,
- die gletschergeschichtliche Erforschung des Obersulzbachkeeses.

Die 18 Haltepunkte haben folgende Bezeichnung (Abb. 1):

- 1 Gletscherende um 1850
- 2 Eisrand 1880 (Eduard-Richter-Haltepunkt)
- 3 Moränenwall von 1892; Flechten
- 4 Alte Meßmarke
- 5 Der Dickenverlust der Gletscherzunge
- 6 Der Obere Keesboden
- 7 1920er-Vorstoß und Stirnmoräne
- 8 Wanderblock
- 9 Gletscherbach; Tonalitgestein
- 10 Gletscherschliff und -schrammen
- 11 Pararellgestriemte Grundmoräne
- 12 Lärche

- 13 Fichte
- 14 Gletschertöpfe
- 15 Gletscherbach; Trogtal; Türkische Zeltstadt; Gletscherwind; Rundhöcker
- 16 Eisrand 1969; Gletschermeßmarke von 1970
- 17 Junger Gletscherschliff
- 18 Das "heutige" Gletscherende; der Volumsverlust seit 1850 und seine Ursachen; Klima-, Gletscher- und Schneegrenzschwankungen; die ehemalige Türkische Zeltstadt

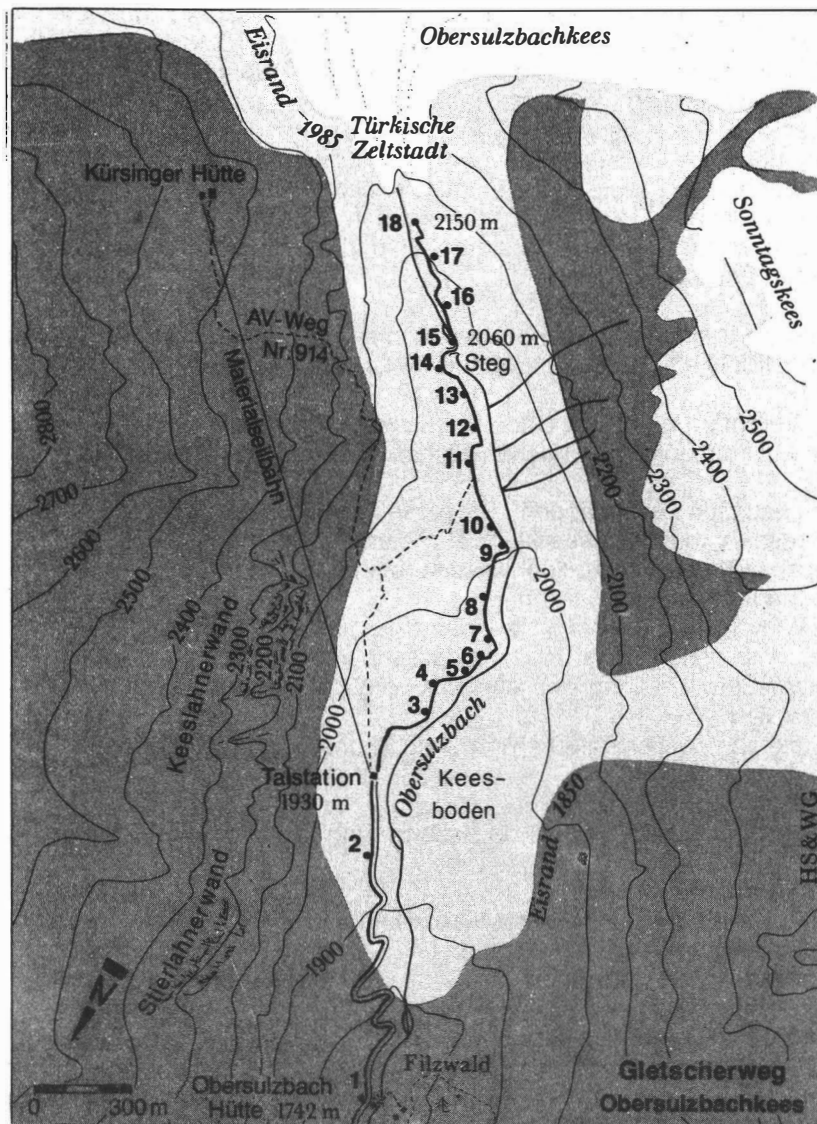


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte im Obersulzbachtal.

Das Obersulzbachkees ist seit 1850 um 2,6 km kürzer geworden und hat damit seine Länge von 7,7 km auf 5,1 km verringert. Der Gletscher hat heute eine Fläche von ca. 11,4 km², sie ist um 4,6 km² kleiner geworden. Der Volumsverlust seit 1850 ist in der Größenordnung von 800 - 900 Mio. m³. Mit dem Schmelzwasser könnte der Wörthersee gefüllt werden. Das heutige Eisvolumen von 500 Mio. m³ ist nur mehr 40 % gegenüber 1850.

Der Gletscherweg endet in dem Bereich, wo die sogenannte Türkische Zeltstadt, ein wilder Eisbruch, lag, das frühere Wahrzeichen dieses Gletschers (SLUPETZKY, 1987). Heute endet die Gletscherstirn in 2000 m Seehöhe oberhalb einer Felsstufe in einer Engstelle im Trogtal, in der einstmals der Eisbruch entstand. Der Gletscher geht derzeit immer noch zurück da der Eisnachschiebung geringer ist als die Abschmelzung (SLUPETZKY, 1988 b). Gegenwärtig ist ein Gletschertor vorhanden, das nur bei inaktiven Gletscherzungen auftritt (1989 war das Tor 25 m breit, 8 m hoch und 40 m tief).

Fast alle Gletscher der Hohen Tauern haben zwischen 1850 und 1855 ihre größte Ausdehnung in jüngerer Zeit erreicht. Die Vorstoßperiode, die vom 17. bis 19. Jh. dauerte, wird als Neuzeitliche Gletscherschwankungen bezeichnet. Beim Obersulzbachkees sind Moränen von 1850 und aus dem 17. Jh. nachgewiesen (PATZELT, 1973, und PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1973). Diese Zeit von Gletscherhochständen war die letzte von mindestens 8 Vorstoßperioden der nacheiszeitlichen Gletscher (seit 10.200 Jahren vor heute). Beim Obersulzbachkees ist mindestens ein vornezeitlicher, postglazialer Gletscherhochstand durch Endmoränen markiert. Das Gletscherende dieses Standes lag in 1730 m Höhe rund 80 m talwärts der Obersulzbachhütte oder wenig über 300 m vor dem 1850er-Zungenende; nur rund 100 m außerhalb der neuzeitlichen Moränen liegen zwei wallartige Anhäufungen. Die Datierungen von der Basis eines Moores, das links des Obersulzbaches in 80 m Entfernung vom Gletscherende des 1850er Standes liegt, ergab ein Radiokarbonalter von 5500 ± 130 Jahre. Damit müssen die Moränenwälle außerhalb des Moores älter sein (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1973), sie gehören vermutlich zur borealen Venedigerschwankungen (8700 bis 8000 B.P.)

Aus jüngster Zeit liegen neue Radiokarbonatierungen aus dem Vorfeld des Obersulzbachkees vor (SLUPETZKY, 1988 c; SLUPETZKY & KRISAI, 1990). Das Alter einer fossilen Zirbe vom Oberen Keesboden in 1960 m Seehöhe rund 700 m innerhalb des 1850er - Gletscherstandes und 1,8 km vom heutigen Eisrand entfernt ergab 1620 ± 130 B.P. (330 ± 130 n.Chr.). Damit ist ein Vorstoß des Obersulzbachkees, der den Gletscherhochständen während der ersten nachchristlichen Jhdte. zuzuordnen ist, nachgewiesen. Davor, in einer mindestens 200 Jahre langen wärmeren Phase, war Baumwachstum am Keesboden möglich.

Nahe des Haltepunktes 11 des Gletscherweges wurde beim Hochwasser von 25.8.87 durch starke Seitenerosion ein gepreßtes Torfband angeschnitten. Pollenanalysen zeigen, daß die Waldgrenze nicht weit weg vom Entstehungsort des Torfes gewesen sein kann, es bestand hier ein Fichten - Zirbenwald. Von mehreren ¹⁴C-Datierungen ergaben zwei Proben von der Oberkante des Torfbandes Alter von 3560 ± 55 B.P. und 3410 ± 55 B.P. und eine von der Basis 3950 ± 90 B.P. Alpenweit ist der Beginn einer Vorstoßperiode für die Zeit um 3500 B.P. festgestellt worden. Diese sog. Lössschwankung wurde in der Venedigergruppe mit 3500 und 3100 B.P. eingegrenzt (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1973) mit den neuen Datierungen konnte der Vorstoß auch beim Obersulzbachkees nachgewiesen werden. Das Torfwachstum hatte vor mindestens 3950 Jahren begonnen und wurde um 3500 durch den vorstoßenden Gletscher beendet. Die Existenz des Torfes zeigt an, daß vor dem Vorstoßereignis der

Gletscher längere Zeit den Standort nicht erreichte und sich höhere Vegetation im Vorfeld entwickeln konnte. Dazu mußten die klimatischen Verhältnisse nicht unbedingt wesentlich günstiger gewesen sein als heute, sie haben nur länger (mindestens mehrere Jahrhunderte.) gedauert. Die Bedeutung des Fundortes liegt darin, daß dieser im Talboden so weit innerhalb (1,6 km) der Endlage der Neuzeitlichen Gletscherhochstände liegt (1 km vor dem heutigen Gletscherende).

Literaturverzeichnis:

- HUNTEMANN, V. (1989): Geländearbeit am Gletscherweg. Sekundarstufe I: Vorschlag zu einer Exkursion ins Obersulzbachtal und zur Arbeit mit einem naturkundl. Führer. In: Geographie heute 10, H. 76, S. 16-19.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. f. Geomorphologie, Neue Folge, Suppl. Band 16, Berlin-Stuttgart, S. 25-72.
- PATZELT, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. IX. H. 1-2, Innsbruck, S. 5-57.
- SLUPETZKY, H. (1987): Die türkische Zeltstadt - wo ist sie geblieben?. ÖAV-Mitteilungen Jg. 42 (112), H. 4, S. 13.
- SLUPETZKY, H. (1988a): Gletscherweg Obersulzbachtal. Naturkundl. Führer zum Nationalpark Hohe Tauern, Bd. 4, Herausgg. v. Österr. Alpenverein, Innsbruck, 80 S.
- SLUPETZKY, H. (1988b): Geschwindigkeitsmessungen am Obersulzbachkees (Venedigergruppe, Hohe Tauern) in den Jahren 1985/86 und 1986/87. Zeitschr. f. Gletscherkunde. u. Glazialgeol., Bd. 24, H. 2., S.199-202.
- SLUPETZKY, H. (1988c): Radiokarbon-Datierungen aus dem Vorfeld des Obersulzbachkeeses, Venedigergruppe, Hohe Tauern. Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 24, H. 2, S. 161-165.
- SLUPETZKY, H. & KRISAI, R. (1990): Ergänzende Radiokarbondatierungen aus dem Vorfeld des Obersulzbachkeeses, Venedigergruppe, Hohe Tauern, Zeitschr.f. Gletscherkunde. u. Glazialgeol. (in Vorbereitung).

MinPet 90

**Internationales Symposium In Neukirchen am Großvenediger
16.9.1990 - 20.9.1990**

Verspätet eingelangte Kurzfassungen

ACCRETIONARY HISTORY AND CRUSTAL EVOLUTION OF THE VARISCAN BELT IN WESTERN EUROPE

MATTE, Ph.

Lab. de Tectonique et Géochronologie, Université des Sciences et Techniques du Languedoc,
U.R.A. 1371, Place E.Bataillon, F-3095 Montpellier Cédex 2

The Variscan belt of Western Europe is part of a large intra-Paleozoic belt extending on both sides of the Atlantic from Ouachitas (USA) and the Mauritanides (W-Africa) to the Bohemian Massiv (Czechoslovakia and Poland). The belt was built between 500 and 250 Ma as a result of convergence and collision between two main continents, Laurentia-Baltica and Africa, after the closure of various oceanic basins (Iapetus, Rheic, Galicia-Massif Central) now recorded as discrete, in part cryptic sutures which are roots of large crystalline nappes in which are found dismembered remnants of oceanic crust and mantle. The accretionary history of the Variscan belt in western Europe is related to the progressive closure of probably two oceanic basins: the Rheic at the north, and another, the Galicia-Massif Central, at the south by respectively southward and northward intraoceanic subduction followed by obduction and intracontinental lithospheric subduction. The result is a broad (700 to 800 km), fan-like, bivergent belt which must be considered as a classical obduction-collision orogen with a long intracontinental history of about 100-150 Ma. Its arcuate shape is probably due to the northwestward impingement of a promontory of the African continent into Laurentia-Baltica.

EPIDOTE AND ORE DEPOSITS

PLIMER, I.R.

Geology Department, University of New England, Armindale, N.S.W. 2351, Australia

Epidote group minerals are an uncommon gangue mineral in ore deposits and, although they can be enriched in minor elements (e.g. Sn, Cr, LREE), epidote group minerals have only been mined from the Mary Kathleen skarn for rare earth elements.

In oceanic island-arc settings, prograde epidote-magnetite skarn assemblages are the host for Au deposits whereas in continental margin orogenic settings, epidote is a common mineral in scheelite- and base metal-bearing skarns (e.g. porphyry copper skarns). In the latter setting, epidote occurs in prograde pelitic skarns, endoskarns and retrograde assemblages. Skarns associated with highly fractionated S-type or A-type magmas contain minor retrograde epidote (rarely stannian) or prograde LREE-enriched allanite.

Epidote is present in modern geothermal systems and Tertiary-Recent epithermal precious metal deposits. In geothermal settings, epidote forms at shallow depth (< 1600 m) from hot weakly saline neutral chloride brines which have a low dissolved CO₂ content. These brines are commonly the ore fluid for epithermal precious metal deposits.

The occurrence of epidote is controlled by pressure (0.3 - 3 kb), temperature (250 - 650 °C), oxidation conditions, the activity of Ca²⁺ and the mole fraction of CO₂ in the fluid. Hydrothermal environments with a high X_{CO₂} preclude epidote formation.

DIE UNTERSCHIEDUNG NATÜRLICHER EDELSTEINE VON SYNTHETISCHEN
STEINEN MIT HILFE DER KATHODOLUMINESZENZ

von

J. Ponahlo ⁺⁾

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 27. November 1989

Einleitung

Bereits im ersten Viertel unseres Jahrhunderts wurden in Wien grundlegende Untersuchungen über Lumineszenzeffekte durchgeführt, die beim Beschuß von Edel- und Schmucksteinen mit Elektronen entstehen (MICHEL, 1914, 1926). Doch geriet diese Methode später in Vergessenheit und wurde erst von Sedimentologen (SIPPEL, 1968) wieder aufgegriffen und methodisch ausgebaut. Abgesehen von einer einmaligen Anwendung in den USA (GAAL, 1976-1977), wurde diese Methode in Österreich erstmals 1979 vom Verfasser in der E.Ö.G.G. zur Untersuchung von Edelsteinen eingesetzt und seit dieser Zeit zu einer Routinemethode weiter entwickelt. Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse dieses Verfahrens besprochen.

Meßmethoden

Um den Geräteaufwand in Grenzen zu halten, wurde eine im Feinvakuumbereich arbeitende Elektronenkanone plus Vakuumkammer (Luminoscope (R)) eingesetzt. Das Gerät kann auf dem Tisch eines Mikroskops montiert werden. Es eignet sich zum Beschuß von Edelsteinen mit Elektronen ab 1 bis 18 kV (100 μ A bis max. 1 mA). Die Kathodolumineszenz (KL) der Steine wurde über einen Photomultiplier integrativ als Gesamtintensität (I) in Abhängigkeit von der Anregungsleistung W gemessen. I auf der Ordinate gegen W auf der Abszisse aufgetragen lieferte für natürliche Edelsteine mit steigendem W nur schwach ansteigende Geraden (niedrige KL-Intensität), während für synthetische Steine signifikant steilere Geraden erhalten wurden (hohe KL-Intensität). Für Smaragde, Alexandrite und Rubine aus einigen Lagerstätten wurden keine überlappende Bereiche der Geradenscharen erhalten, so daß eine Unterscheidung natürlich - synthetisch leicht möglich war. Das Studium der Farbtöne und Oberflächenstrukturen der lumineszierenden Steine ergab weitere diagnostisch verwertbare Hinweise (PONAHL0 & KOROSCHETZ, 1985).

Für schwierig zu diagnostizierende Edel- und Schmucksteine einerseits, und um die Anwendungsmöglichkeiten zu erweitern, wurde diese "quantitative KL" genannte Methode zu einem mikrospektralphotometrischen Meßverfahren ausgebaut. An Stelle des integralen Meßwerts von I wurde das KL-Spektrum eines Steines aufgenommen.

+) Anschrift des Verfassers
Dr. Johann Ponahlo
Erste Österr. Gemmologische Gesellschaft
A-1010 Wien, Schwedenplatz 2

Jetzt war es möglich, die Lumineszenzbanden im Detail zu analysieren, was die Aussagekraft der Methode deutlich verbesserte. Die Integration der Fläche unter dem Spektralkurvenzug der Lumineszenzbanden lieferte ebenfalls einen quantifizierbaren Wert für I bei optimierten Anregungsbedingungen (PONAHO, 1988, 1989).

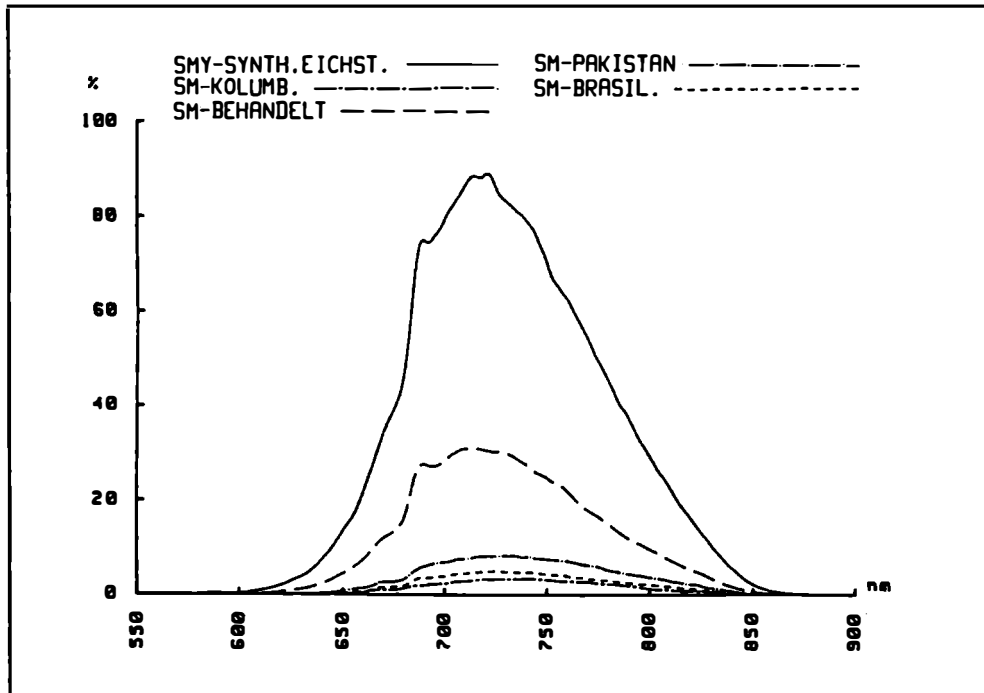


Abb. 1. Kathodolumineszenz-Spektren von natürlichen (SM) und einem synthetischen (SMY) Eidsmaragd. Beachte die höhere KL-Intensität des behandelten Steines.

Smaragde

Beim Smaragd wird die KL durch das Aktivator-Ion Cr^{3+} hervorgerufen. (Gleiches gilt übrigens für Alexandrite, Rubine und Padparadschas). Beim Beschuß natürlicher Smaragde aus Kolumbien, Brasilien, USSR, Indien, Pakistan, Australien, Transvaal oder Österreich wurden ausnahmslos die in Abb. 1 wiedergegebenen schwachen KL-Spektren erhalten, in denen gelegentlich ein Cr^{3+} -Peak nachzuweisen war, während synthetische Smaragde der verschiedensten Hersteller KL-Spektren mit ungleich höheren Intensitäten ergaben. Diese Befunde konnten an mehreren Hundert facettierter oder angeschliffener, natürlicher und synthetischer Smaragde verifiziert werden. Durch ungefärbtes oder gefärbtes Öl künstlich geschönte natürliche Smaragde ließen sich mit derselben Methode identifizieren. Wie aus der Abb. 1 ebenfalls hervorgeht, liefern solche geschönte Smaragde KL-Spektren, deren Intensität zwar signifikant höher ist als jene, welche von Synthesen erhalten wurde. Ein solcher Befund läßt sich visuell im Mikroskop sofort durch den Nachweis von Ölspuren im Stein erhärten. Auch verrät sich das Öl bei seinem Austritt aus dem Stein im KL-Spektrum. Auch neueste Synthesen aus Japan geben sich durch deutlich höhere KL-Intensitäten zu erkennen. Im Lauf der letzten zehn Jahre konnten nur zwei Ausnahmen beobachtet werden:

- a) hydrothermal gezüchtete Smaragde aus den USSR. Sie leuchten beim Beschuß zuerst intensiv grün auf und bleiben nach dem Erlöschen dieser KL dunkel;
- b) hydrothermale, V-haltige synthetische Smaragde aus Perth (Australien) zeigen überhaupt keine KL, sind aber mikroskopisch rasch als künstliche Produkte zu identifizieren.

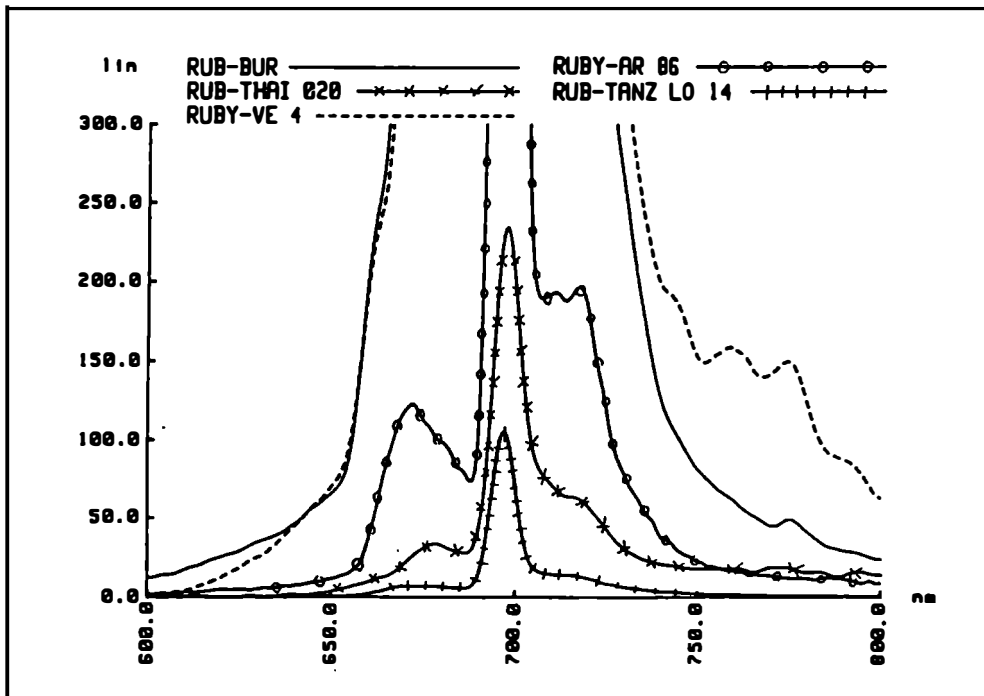


Abb. 2. Kathodolumineszenz-Spektren natürlicher und synthetischer Rubine. Ruby-AR = synthetischer Rubin Kashan; Ruby-VE = synthetischer Rubin Verneuil.

Rubine

Die Vielzahl der Rubinsynthesen macht es schwierig, zu eindeutigen Aussagen, ob natürlich oder synthetisch, zu gelangen. Bisher ließen sich nur die schwach lumineszierenden natürlichen Rubine aus den Lagerstätten Thailands, Malawis, Tansanias (Longido) mit Sicherheit diagnostizieren, nicht aber die in der Regel stark lumineszierenden natürlichen Rubine aus Burma, Indien und Kenia. Die KL-Intensität aller dieser Steine fällt in den Bereich der stark lumineszierenden synthetischen Rubine (hydrothermal oder nach dem Flußmittelverfahren gezüchtet). Die im Plasmaverfahren hergestellten oder die gezogenen synthetischen Rubine (Verneuil- oder Czochralski-Verfahren) werden mit Hilfe der KL bzw. der KL-Spektren erkannt. Erstere liefern abnormale KL-Spektren, letztere zeigen im Mikroskop nur unter Elektronenbeschuß unnatürliche Wachstumsphänomene.

Die Mikrospektralphotometrie der Edelstein-KL dürfte sich auch bewähren, wenn es um den sicheren Nachweis von "manipulierten" Rubinen geht, d.h. solchen, in denen minderwertige Ware durch Kunststoff- oder Glasfüllungen verbessert wurde. Die

Farbabweichungen des fluoreszierenden Glases etc. sind sowohl unter dem Mikroskop visuell als auch im KL-Spektrum zu erkennen. Die Abb. 2 zeigt das Cr^{3+} -KL-Spektrum des Eichsteines (synthetischer Rubin aus den USA). Die Abb. 3 das KL-Spektrum einer lumineszierenden Glasfüllung.

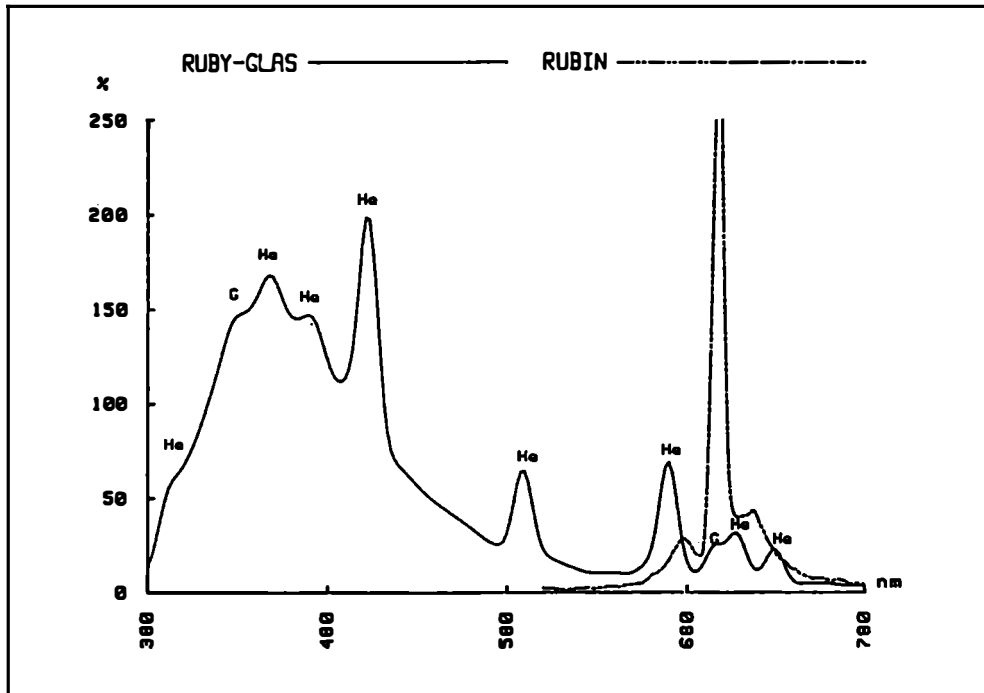


Abb. 3. Kathodolumineszenz-Spektren einer Glasfüllung eines natürlichen Rubins.

Saphire

Obwohl die Untersuchungen dieser Korundvarietät noch laufen, deuten sich gute Ergebnisse zur Unterscheidung natürlich - synthetisch an. Einzelne synthetische Saphire ergeben signifikant unterschiedliche KL-Spektren zu natürlichen unbehandelten Saphiren im Spektralbereich 380 - 900 nm. Doch werden die Untersuchungen durch die Fülle der auf dem Markt befindlichen, nach unbekanntem Methoden "behandelten" Saphiren erschwert.

Die KL-Methode hat sich auch bei der Untersuchung von geschnitzten Saphiren und Smaragden bewährt, an denen keine der üblichen gemmologischen (zerstörungsfreien) Methoden angewendet werden kann., z.B. durch den Nachweis der rotviolett KL und das diagnostische KL-Spektrum eines bei Tageslicht sattblauen Skarabäus, der sich als natürlicher Saphir aus Sri Lanka entpuppte.

Padparadscha

Diese überaus seltene Edelsteinvarietät des Korunds hat ebenfalls ihre Nachahmer, vor

allen in den USA und JAPAN gefunden. An wenigen natürlichen Exemplaren und mehreren synthetischen orangefarbenen Korunden mit rosa Stich - die kennzeichnende Farbe dieser Steinvarietät - konnten gleich gute Ergebnisse erhalten werden, wie an den schwach lumineszierenden Rubinen und ihren künstlichen Nachahmungen. Denn natürliche Padparadschas waren durch eine schwache bis mittelstarke KL-Intensität ausgezeichnet, synthetische Steine hingegen lumineszierten mit wesentlich stärkerer Intensität. In der Abb. 4 sind einige KL-Spektren natürlicher und synthetischer Padparadschas wiedergegeben. Man beachte die besonders steilen Flanken der Cr^{3+} -Bande des nach dem Czochralski-Verfahren gezogenen synthetischen Steines. Zur statistischen Absicherung der Ergebnisse reicht jedoch die Zahl der untersuchten Exemplare nicht aus.

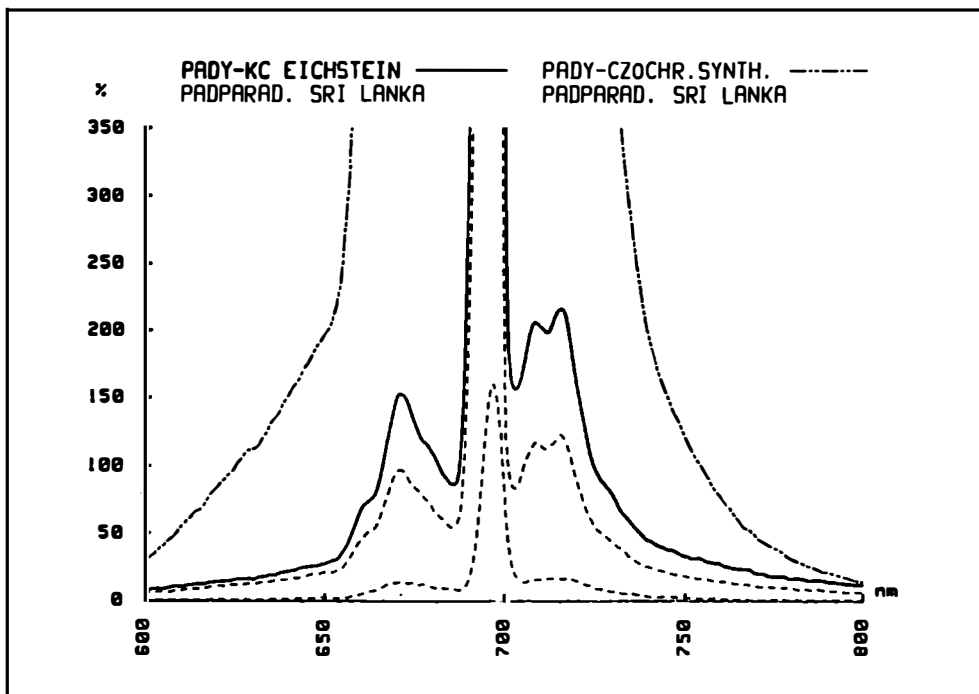


Abb. 4. KL-Spektren von natürlichen und synthetischen Padparadschas.

Alexandrite

Der sichere Nachweis der Echtheit eines Alexandrits bildet ein in der Gemmologie ungelöstes Problem, wenn signifikante Einschlüsse fehlen. Seit geraumer Zeit werden nahezu perfekte einschlußfreie Alexandrite mit ausgezeichnetem Farbumschlag in Brasilien (Hematita-Mine) gefunden. Nahezu zur selben Zeit wurde erkannt, daß sich der Alexandrit auch als Lasermaterial vorzüglich eignet. Daher tauchten unmittelbar später synthetische einschlußfreie Alexandrite mit gutem Farbumschlag in allen Größen auf dem Weltmarkt auf. Sie ließen sich erstmals - wie unsere Versuche zeigten - mit Hilfe der KL-Spektren mühelos und rasch von natürlichen Alexandriten unterscheiden. Bisher wurden mehr als achtzig Alexandrite aus allen bekannten Lagerstätten und synthetische Produkte untersucht, die übereinstimmende Ergebnisse brachten. Da der

Alexandrit ebenfalls allochromatisch durch Chrom gefärbt ist, erhält man beim Beschuß mit Elektronen ein signifikantes KL-Spektrum des Cr^{3+} -Ions, dessen Intensität, wie die Abb. 5 zeigt, bei natürlichen Steinen deutlich unter jener der von uns bisher untersuchten synthetischen Erzeugnisse liegt.

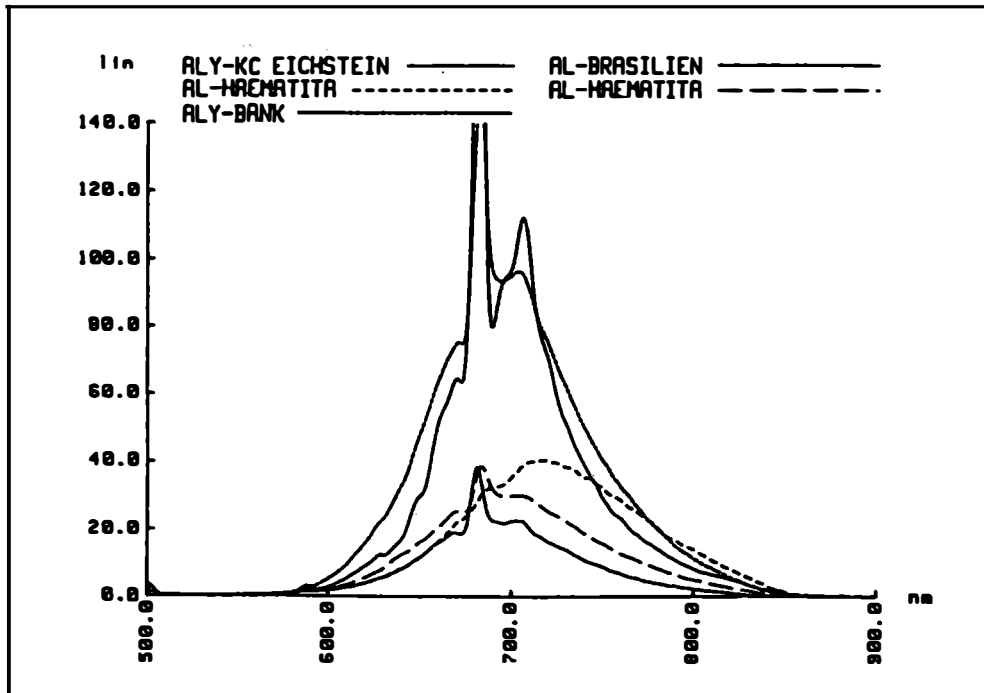


Abb. 5. KL-Spektren von drei natürlichen (AL) und zwei synthetischen Alexandriten (ALY).

In weiteren Messungen wurde versucht, einen Zusammenhang zwischen den Quotienten Cr/Fe und Cr/Ti und der KL-Intensität der Alexandrite zu finden. Eine mit 90% gesicherte positive lineare Korrelation ergaben nur die Proben aus der Hematit-Mine. Die Quotienten Cr/Fe und Cr/Ti der Alexandrite aus allen brasilianischen Minen oder aller natürlicher Steine korrelierten nicht mit den KL-Intensitäten dieser Steine. Auch für die synthetischen Produkte lieferten die genannten Parameter interessanterweise keine brauchbaren Zusammenhänge.

Lapis Lazuli

Dieser Schmuckstein war Anlaß, die Kombination: Mikroskopie der KL-Phänomene plus Analyse der KL-Spektren zur zerstörungsfreien Unterscheidung von blauem Lapis aus verschiedenen Fundstätten heranzuziehen. Als Gestein enthält Lapis Lazuli neben Sodalith (mit lumineszierenden S_2^- -Zentren) auch Calcit, dessen Mn^{2+} -Ionen als Aktivatoren wirken. Ferner ist im afghanischen Lapis Lazuli noch Diopsid mit schwacher KL anzutreffen. Es war daher keineswegs überraschend, daß beim Beschuß dieses Lapis Lazuli KL-Spektren mit mehreren Banden erhalten wurden. Eine Zuordnung zu bestimmten Aktivatoren konnte jedoch nicht getroffen werden. Die Abb. 6 zeigt drei Typen von KL-Spektren dieses Steines. Zum ersten ein Spektrum mit einer starken

Mn²⁺-Bande des Calcits (Peak-Maximum bei 610 nm). Dann ein KL-Spektrum mit drei Banden, eine Bande im Violett, eine im Gelbgrün und eine im NIR. Die KL-Farbe entsprach einem Grüngelb. Andere Proben desselben Lapis Lazuli waren durch zwei KL-Banden gekennzeichnet, eine im Violett, die andere im Grün.

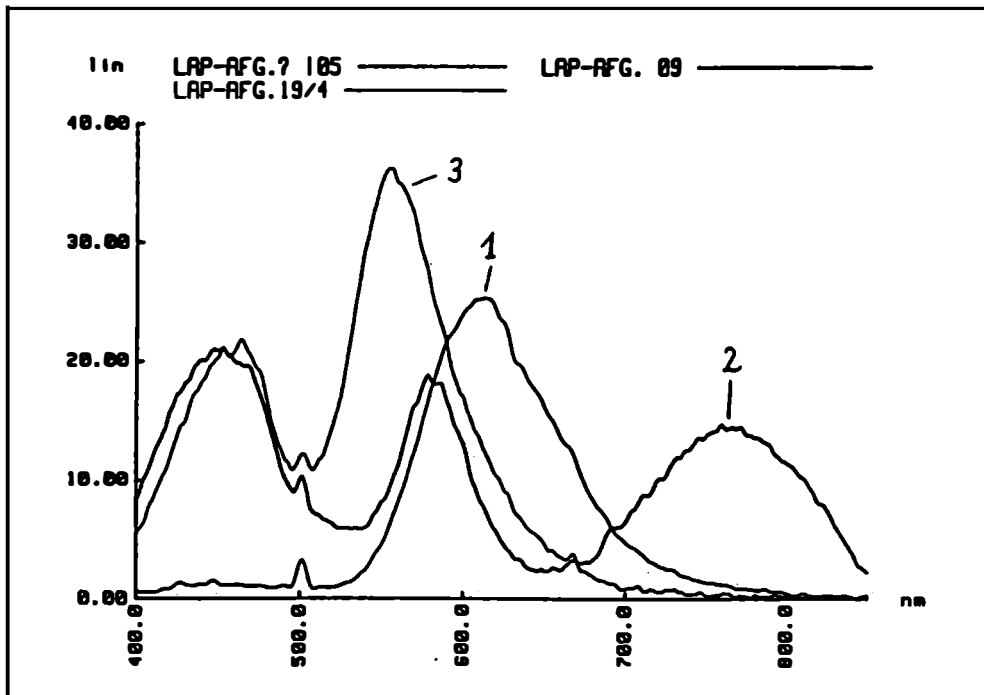


Abb. 6. KL-Spektren von afghanischem Lapis Lazuli. (1) orange Lumineszenz von Calcit; (2) afghanischer Lapis, gelbgrün lumineszierend; (3) afghanischer Lapis ohne NIR-Lumineszenz.

Chilelapis verhält sich sowohl im lumineszierenden Mikrobild als auch im KL-Spektrum deutlich verschieden zu afghanischen Lapis. Einzelne Partien des Steines leuchten für wenige Sekunden azurblau auf und verlöschen rasch. Andere sind durch eine lebhaft rotorange KL gekennzeichnet. Abb. 7 gibt diese Befunde wieder. Sie enthält als drittes KL-Spektrum das eines afghanischen Lapis Lazuli zum Vergleich.

Diamanten

Höchst informativ waren die KL-Studien der ersten, 1 - 4,4 ct schweren, für technische Zwecke gezüchteten gelben, gelbgrünen und braunen synthetischen Diamanten, welche von DE BEER's leihweise zur Verfügung gestellt wurden. Zum Vergleich wurden die KL-Phänomene einiger farbgleicher natürlicher Diamanten untersucht. Es zeigte sich, daß die KL ein überaus sensibles, diagnostisch ausgezeichnet brauchbares physikalisches Phänomen zur Unterscheidung solcher Diamanten darstellt. Beim Elektronenbeschuß enthüllen die synthetischen Diamanten einen in Sektoren unterteilten Feinbau mit scharf voneinander abgesetzten lumineszierenden und nicht lumineszierenden Abschnitten, die bestimmten (hkl)-Flächen entsprechen. Die

vornehmlich gelblichgrünen und dunkelblauen sektoralen Leuchtphänomene werden offenbar durch den orientierten Einbau von atomar dispersem Stickstoff hervorgerufen (Defektzentren). Daneben treten noch weitere farbige Phänomene auf, deren Natur noch völlig ungeklärt ist.

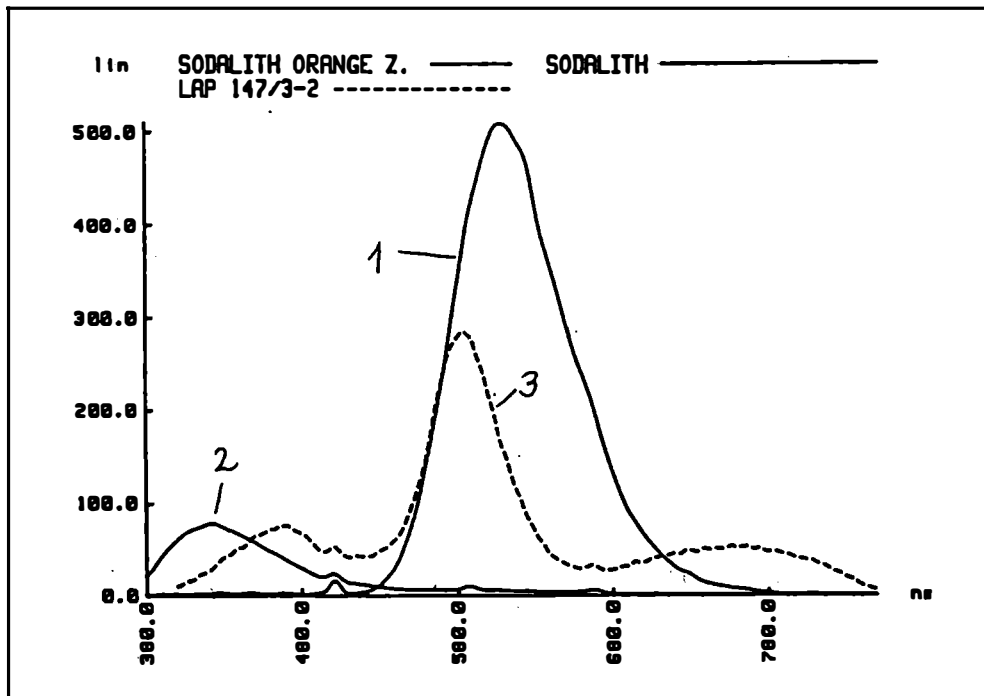


Abb. 7. KL-Spektren von Chile Lapls. (1) Calcit mit starker, oranger Lumineszenz; (2) Sodalith, schwach bläulich lumln.; (3) Vergleichsspektrum eines afghanischen Lapls Lazull.

Gleichfarbige natürliche Diamanten zeigen ein völlig anderes Lumineszenzverhalten, wobei vor allem die KL-Farben Veilchenblau und Strohgelb vorherrschen. Daneben finden sich sattbraune, irregulär verteilte, an rundliche Flecken erinnernde Zonen. Auch rechteckige geometrische gelbe Muster auf blauem Grund und sogenannte "Pueblo-Strukturen" stellen markante, diagnostisch äußerst wertvolle KL-Phänomene der natürlichen Diamanten dar, die in nichts dem sektoralen Zonarbau der KL der synthetischen Diamanten gleichen.

Weniger Unterschiede lieferten die KI-Spektren, da diese bei Raumtemperatur aufgenommen wurden. Zur Diagnostik der Diamanten mit Hilfe der KL-Spektren erscheint es zwingend erforderlich, diese Spektren bei der Temperatur des flüssigen Stickstoffs aufzunehmen, eine Methode, die in der Absorptionsspektroskopie der Diamanten bereits seit längerem angewendet wird.

Zusammenfassung

Die rechnergestützte Erfassung der KL-Spektren von Edel- und Schmucksteinen in

Kombination mit einer visuellen Beobachtung der KL-Phänomene ist eine neuartige analytische Methode zur Unterscheidung natürlicher Steine von synthetischen Nachahmungen.

Die Kathodolumineszenz bietet folgende Vorteile:

1. Sie kann als zerstörungsfreie Mikromethode in zwei Ausbaustufen angewendet werden
 - 1.1. in Kombination mit dem Mikroskop zur visuellen Beurteilung von KL-Phänomenen und zur fotografischen Dokumentation, oder
 - 1.2. in Verbindung mit einem Mikrospektralphotometer zur Erfassung der KL-Spektren.
2. Sie ist zur Unterscheidung schwierig zu diagnostizierender Edel- und Schmucksteine wie Smaragd und Alexandrit, in bestimmten Fällen auch des Rubins und des Saphirs, von synthetischen Erzeugnissen geeignet.
3. Sie läßt sich nicht nur für geschliffene Steine einsetzen, sondern auch zur Unterscheidung von geschnitzten Steinen, wie Cabochons, Kugeln etc.
4. Das KL-Spektrum kann in Verbindung mit dem Mikrofoto eines lumineszierenden Steines als Fingerabdruck desselben dienen.
5. Die Methode gestattet ein rasches Arbeiten. Sie ist für Mensch und Material ungefährlich und betriebssicher. Sie erfordert keine sehr hohen Investitionen und arbeitet bedienungsfreundlich.
6. Auf Grund der laufenden Versuche ist mit hoher Wahrscheinlichkeit zu rechnen, daß sich die KL-Methode zur Lösung einer großen Zahl gemmologischer Probleme eignet, die hier noch nicht erwähnt wurden, u.a. zur Unterscheidung des Jadeits von seinen Substituten.
7. Bei Schmucksteinen könnte die KL-Methode auch zur Lagerstättendiagnose eingesetzt werden. Sie ergänzt oder erspart in bestimmten Fällen durch eine Untersuchung der KL-Struktur der polierten Fläche des Schmucksteins die destruktive Dünnschliffanalyse.
8. Sie eignet sich vorzüglich zur Analyse lumineszierender Einschlüsse oder Nebengemengteile, die in der Oberfläche eines beschossenen Objektes eingebettet sind.

Literatur

GAAL, R.A.P. (1976-1977): Cathodoluminescence of Gem Materials. Gems & Gemology 15, 237-244.

MICHEL, H. (1914): Die künstlichen Edelsteine. 1. Aufl., Leipzig: W. Diebener.

MICHEL, H. (1926): Die künstlichen Edelsteine. 2. erweiterte Aufl., Leipzig: W. Diebener.

PONAHLO, J. & KOROSCHETZ, Th. (1985): Quantitative Kathodolumineszenz, ein

neues Verfahren zur Unterscheidung echter von synthetischen Smaragden und Rubinen. Z.Dt.Gemmol.Ges. 34, 132-142.

PONAHLO, J. (1989): Mikrospektralphotometrie der Edelstein-Kathodolumineszenz. Z.Dt.Gemmol.Ges. 38, 63-84.

SIPPEL, R.F. (1968): Sandstone petrology evidence from luminescence petrography. J.Sediment.Petrol. 38, 530-554.

MINERALOGIE DES KhibINI ALKALI-MASSIVS

von

M.D. DORFMAN *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 20. März 1989

Das Khibini Nephelin-Syenit-Massiv, auf der Halbinsel Kola im Norden der USSR gelegen, ist eine größere basische Intrusion zentralen Typs. Das Massiv tritt im Zusammenhang mit einer tektonischen Grenze zwischen metamorphen archaischen und proterozoischen Formationen auf. Deren Gesteine unterlagen im Kontaktbereich zum Alkaligesteinskomplex einer Hornfelsbildung und Fenitisierung.

Die interne Struktur des Khibini Massivs ist durch eine konzentrisch-zonale Anordnung von Intrusiv-Komplexen verschiedenen Alters gekennzeichnet. Es handelt sich dabei in der Reihenfolge der Platznahme um folgende Gesteinstypen: Khibinit, Poikilit-Nephelinsyenite, Iyolite-Urtite verknüpft mit Apatit-Nephelin-Gesteinen und Foyaiten. Im Kern des Massivs wurde ein Karbonatitstock entdeckt, der an das Ende der Bildung des Khibini-Komplexes zu stellen ist.

Eine große Vielfalt an pegmatitischen Bildungen ist mit den Alkali-Gesteinen der Nephelinsyenit-Familie verknüpft und durch Reichtum an Na (in geringerem Maß auch K) und Fe sowie Mangel an SiO₂ gekennzeichnet. Diese Pegmatite stechen geochemisch durch hohe Konzentrationen an Ti, Nb, SEE, Sr, F, Cl, etc. hervor. Zurückzuführen ist die Eigenart dieser Pegmatite auf eine schrittweise Evolution von Restschmelzen zu alkalischen wässrigen Lösungen, die an SE-Elementen und volatilen Komponenten gesättigt waren, ohne daß sich eine Gasphase absonderte. So existiert eine direkte genetische Verknüpfung zwischen den primären mineralarmen Pegmatiten und den Produkten ihrer hydrothermalen Umwandlung. Diese Verknüpfung weist auf eine schrittweise Änderung in Zusammensetzung und Eigenschaften der postmagmatischen Lösungen.

Schließlich führte auch noch eine Regionalmetamorphose zu einer substantiellen Änderung der Primärzusammensetzung der Pegmatite. Dieser Prozess beschränkte sich jedoch nicht auf eine isochemische Umgestaltung des primären Mineralbestandes, sondern ging auch mit einer zusätzlichen Stoffzufuhr einher. Das führte zu einer noch komplexeren Zusammensetzung der Pegmatite und zur Bildung diverser epigenetischer Gänge variierender Zusammensetzung. Dieser letzte Evolutionsschritt ist als tiefhydrothermal als tiefhydrothermal einzustufen.

Der früheste postmagmatische Prozess ist die Albitisierung. In den nachfolgenden, einander überlappenden Stadien besitzt Albit ebenfalls eine große Bedeutung, wie aus

+) Anschrift des Verfassers
Dr. M.D. Dorfman
Mineralogical Museum Moscow
Leninsky 14/16, Moskau, USSR

den folgenden Mineralassoziationen hervorgeht: Albit - Molybdänit; Albit - Ägirin - Astrophyllit; Rinkolit - Lovechorrit; Ägirin - Yuksporit; Zeolithe in Verbindung mit diversen selteneren Mineralen. Die Zentralzone des Massivs ist durch eine große Vielfalt an Mineralen gekennzeichnet. Die Pegmatite dieser Zone sind mit den Gesteinstypen Melteigit - Urtit und Poikilit-Nephelinsyenit verknüpft. Hier wird, beginnend mit dem Stadium der Na-Anreicherung, eine spezifische ultra-agpaitische Mineralassoziation gebildet, welche unter anderem die Minerale Fenakisit, Canasit, Delhayelit, Wadeit, Lomonossovit, Murmanit, Lovozerit, Tinakisit, Scherbakovit und Fersmanit umfaßt, gelegentlich aber auch besonders exotische Arten einschließt, wie die K-haltigen Sulfide Rasvurnit und Djerfisherit.

Der voreiszeitliche Prozess der hypergenen chemischen Verwitterung ist im Khibini-Massiv ausgeprägt. Er hat Schwächezonen des Plutons erfaßt und dort zu einer spezifischen Mineralparagenese geführt.

Die mineralogischen Untersuchungen des Khibini-Massivs begannen 1920 im Rahmen einer von A.E. Fersman organisierten Expedition. Dies führte zunächst zur Entdeckung der bekannten Apatit-Lagerstätten und einer Reihe von neuen Mineralen. Eines von diesen wurde zu Ehren des Expeditionsleiters Fersmanit benannt. Die Resultate dieser Arbeiten sind in der 1937 erschienenen Monographie "Die Minerale der Khibini- und Lovozero-Tundra" zusammengefaßt. Studien des Khibini-Massivs wurden im Jahre 1951 wiederaufgenommen und bis heute fortgesetzt. Als deren Resultat wurde die Liste der dort identifizierten Minerale mehr als verdoppelt und eine Reihe neuer Minerale entdeckt.

Minerale aus beinahe allen chemischen Klassen wurden im Khibini-Massiv gefunden: Besonders Silikate, Titansilikate, Zirkonsilikate, Sulfide und Oxide. Es ist natürlich unmöglich, alle diese Minerale in einem kurzen Bericht vorzustellen. Ich beschränke mich daher hier auf jene Minerale, die mir vom genetischen Standpunkt besonders interessant erscheinen. Eine Zusammenstellung der Minerale gibt die Tabelle 1.

Die Zusammensetzung der primären Pegmatite spiegelt die Zusammensetzung der umgebenden Gesteine wieder. Drei Typen von Pegmatiten sind besonders hervorzuheben: Solche mit Feldspat, solche mit Feldspat und Nephelin, und solche mit Feldspat, Nephelin und Pyroxen oder Arfvedsonit. In der Regel finden sich in diesen primären Pegmatiten die Minerale Eudialyt, Enigmatit, Ilmenit, Titanit, Lamprophyllit und einige andere.

Mit dem Stadium der Autometasomatose kommt es zu einer bemerkenswerten Komplikation in der Pegmatit-Zusammensetzung. Ägirinaugit und Arfvedsonit, die große Kristalle bilden, unterliegen einer Ägirinisierung bis hin zur vollständigen Pseudomorphose. Um einige Minerale bilden sich Reaktionssäume ("Koronit"): Ramsayit um Titanit; feinkörniger Biotit auf Pyroxen; Astrophyllit auf Enigmatit, häufig von einem Biotit-Saum umgeben. Der primäre, transparente, Fe-haltige Nephelin zerfällt in reinen Nephelin und kleine Ägirin-Nädelchen. Dieser Nephelin wird darüber hinaus häufig von Sodalith verdrängt, oder von Natrolith in einem späteren Hydrothermalstadium.

Ist bei der Einwirkung K-reicher Lösungen Eudialyt im Pegmatit zugegen, so wird dieser instabil und geht in Wadeit über.

Während der Albitisierung, die der K-Metasomatose zeitlich folgt, bildet sich in den Pegmatiten eine charakteristische Mineral-Assoziation aus: Albit, Ägirin, gelegentlich

Lepidomelan, Cancrinit, Apatit, Zirkon, Katapleit, Titanit, Fluorit, Molybdänit, Sphalerit, Galenit, Pyrochlor und Graphit. Auch erscheinen hier die Beryllium-Mineralen Elpidit und Eudidymit. Alle diese Minerale sind charakteristisch für die Miaskit-Assoziation, was auf eine schwächer werdende Alkalinität der albitisierenden Lösungen deutet.

Die Metamorphose wird durch einen tief-hydrothermalen Abschnitt abgeschlossen, der sich in den Pegmatitkörpern durch Zeolithisierung, in den Begleitgesteinen durch Natrolith-Bildung in Gängen und Hohlräumen manifestiert. Ziemlich häufig finden sich bis zu 30 cm lange, gut ausgebildete transparente Natrolith-Kristalle in diesen Gesteinen. Folgende Minerale begleiten den Natrolith: Kupletskit, Niob-Loparit, Vinogradovit, Katapleit, Baryt, SE-Apatit, Kalzit, Galenit, Sphalerit, Barytokalzit, Tetranatrolith, Nordit und einige andere.

Apatit ist der Hauptträger des Phosphors und genetisch an die Lyolit-Urtite geknüpft. Apatit-Nephelinit-Felse bilden einen Zehner-Kilometer langen und bis zu 200 m mächtigen, teilweise unterbrochenen Gürtel. In diesem gesteinsbildenden Mineral liegen 5 bis 10 % Strontium und geringe Gehalte an SE-Elementen vor. Im Gegensatz dazu findet sich in den Pegmatiten wenig oder kein Apatit, und der Phosphor ist hier in anderen Phosphatmineralen enthalten: Lomonossovite und Bornemanit, daneben eher akzessorisch Olympit, Sidorenkit, Nakafit, Nefedivit, Dorfmanit u.a.m.. Apatit taucht dagegen wieder in den natrolithisierten Pegmatiten auf. Hier enthält er neben viel Strontium auch erhebliche Quantitäten an SE-Elementen.

Eudialyt, $\text{Na}_4(\text{Ca,Ce,Fe})_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{OH,Cl})_2$, ist eines der vorherrschenden Zirkonsilikate. Die Kristallstruktur des Minerals -- sie enthält Dreier- und Neuner-Ringe von SiO_4 -Tetraedern -- ist sehr kompliziert und erinnert sowohl an Feldspatvertreter als auch an Zeolithe, und zwar insofern, als sie austauschbare Kationen enthält. Dies ist ein Grund für die variierende Zusammensetzung des Minerals.

Der Eudialyt unterliegt in Abhängigkeit von den physikochemischen Bedingungen komplexen Veränderungen und Substitutionen, die in Abb. 1 skizziert sind.

Wenn die postmagmatischen Lösungen an Kalium angereichert und gleichzeitig an Na, Ca und Fe abgereichert sind, so bilden sich die Zirkonsilikate Wadeit, Zirkon und Khibinskite, unter hydratisierenden Bedingungen die wasserhaltigen Zirkonsilikate Umbit, Parumbit und Kostelevit.

Sind hingegen die Lösungen Na-reich und führen Eisen ab, so bildet sich aus Eudialyt bei relativ tiefen Temperaturen eine Reihe von wasserhaltigen Mineralen, wie z.B. der Gaidonnayit (Abb. 1). Eine Ausnahme ist diesbezüglich der relativ früh gebildete wasserfreie Zirsinalith. Unter hypergenen Bedingungen wandelt sich Eudialyt schließlich zu röntgenamorphem Zyrfesit oder Zyrsit um und der Zr-Gehalt dieser Produkte steigt auf das Dreifache.

Lomonossovite, $\text{Na}_4\text{Ti}_2\text{Si}_4(\text{O,F})_{16}\cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$, ist ein für apgaitische Assoziation typisches Mineral. Es kommt in Form dunkelbrauner bis schwarzer Körner vor und findet sich als Ausscheidung in Kalifeldspat, Ägirinaugit, Nephelin und Lamprophyllit, daneben nicht selten auch in Begleitung von Pektolith und Villiaumit. Hauptmerkmal der Kristallstruktur des Lomonossovits sind sechseckige Kanäle, in denen isolierte SiO_4 - und PO_4 -Tetraeder (nicht in isomorpher Vertretung) und zwei Natriumionen auftreten. Aus diesem Grund kann schon kaltes Wasser sehr leicht Phosphor und Silizium abführen und so die Bildung des Minerals Murmanit bewirken. Das Mineral löst sich auch leicht in verdünnter Salzsäure. Gelegentlich bildet sich auf Lomonossovite auch Bornemanit. In Abhängigkeit von den physikochemischen Bedingungen unterliegt Lomonossovite auch noch anderen Änderungen (Abb. 2).

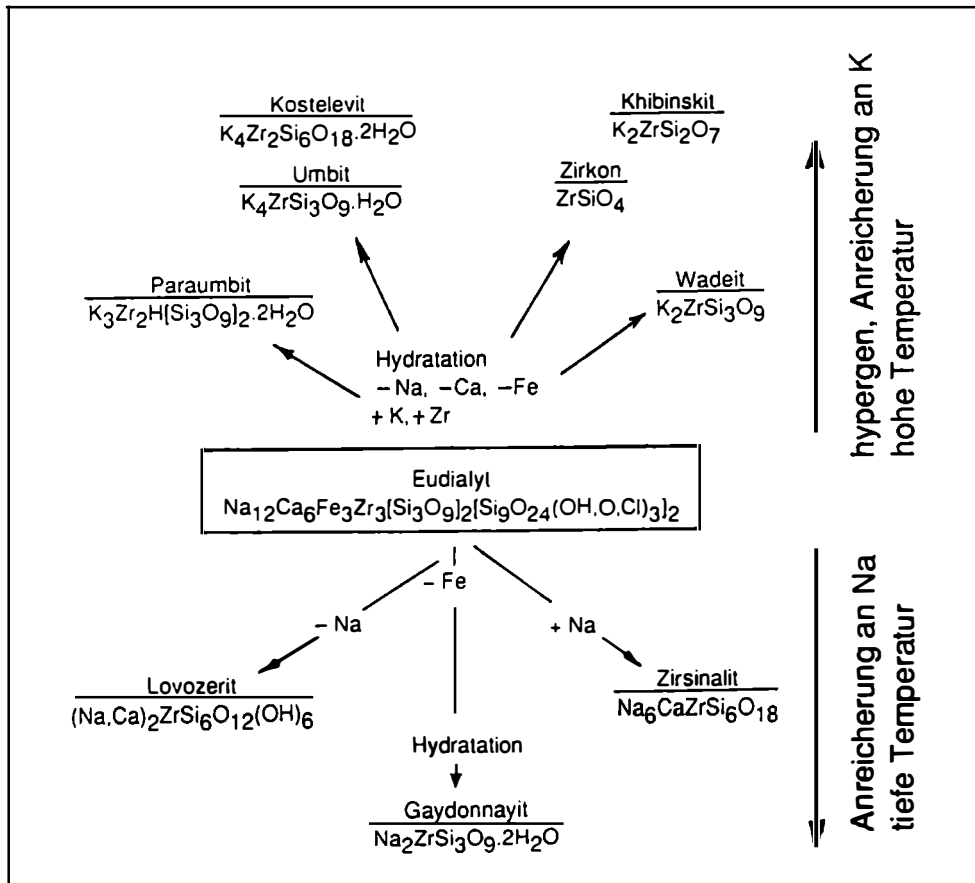


Abb. 1. Transformation und Substitution von Eudialyt.

Unter hypogenen Bedingungen können sich aus Lomonossovit die Minerale Tinaksite oder Nenadkevichit bilden, unter hypergenen Bedingungen tieferer Murmanit und aus diesem Belyankit, der seinerseits auch direkt aus Lomonossovit hervorgehen kann.

Villiaumit, NaF , ist in Wasser löslich und fehlt an der Oberfläche des Komplexes. Er findet sich zumeist in Begleitung von Pektolith, seltener in Begleitung des Beryllium-Mineral Chkalovit. Unter hypergenen Bedingungen, wenn NaF -haltige Lösungen und CO_2 auf Nephelin wirken, bildet sich auf tiefen Bergbausohlen bei Temperaturen um 5°C Natrit auf Villiaumit. Auf den Bergbauhalden überzieht sich frisches Villiaumit-führendes Gestein bald mit einer schneeweißen Kruste aus Thermonatrit, der aber bald vom Regen völlig fortgewaschen wird.

Delhayelit, $\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2[(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{18}](\text{F},\text{Cl})_2$, kommt in den Pegmatiten häufig vor. Es wurde erstmals in der Orthoklas-Ägirin-Nephelin-Zone eines riesigen Pegmatit-Körpers gefunden. Das Mineral bildet Aggregate von bis zu 30 cm Durchmesser. Es ist xenomorph nach Nephelin, Mikroklin, Titanit, Ägirinaugit und Lomonossovit, kann aber

von Orthoklas verdrängt oder von Gängen mit Ägirin und Pektolith durchschnitten sein. Andernorts ist es mit Eudialyt, Lamprophyllit, Wadeit, Scherbakovit, β -Lomonossovite und Lovozerit vergesellschaftet. Es ist grau, leicht zerbrechlich, besitzt glimmerartige Spaltbarkeit und orthorhombische Symmetrie. Das Mineral bildet sich bei der Feldspatisierung von Melteigit-Urtiten. Untersuchungen zeigten, daß das Mineral Kohlenwasserstoffe enthält, darunter auch Methan. Erst daraufhin wurde erkannt, daß Gas dieser Zusammensetzung in fast allen Mineralen des Massivs zugegen ist, nur ist der Gehalt des Delhayelits am größten.

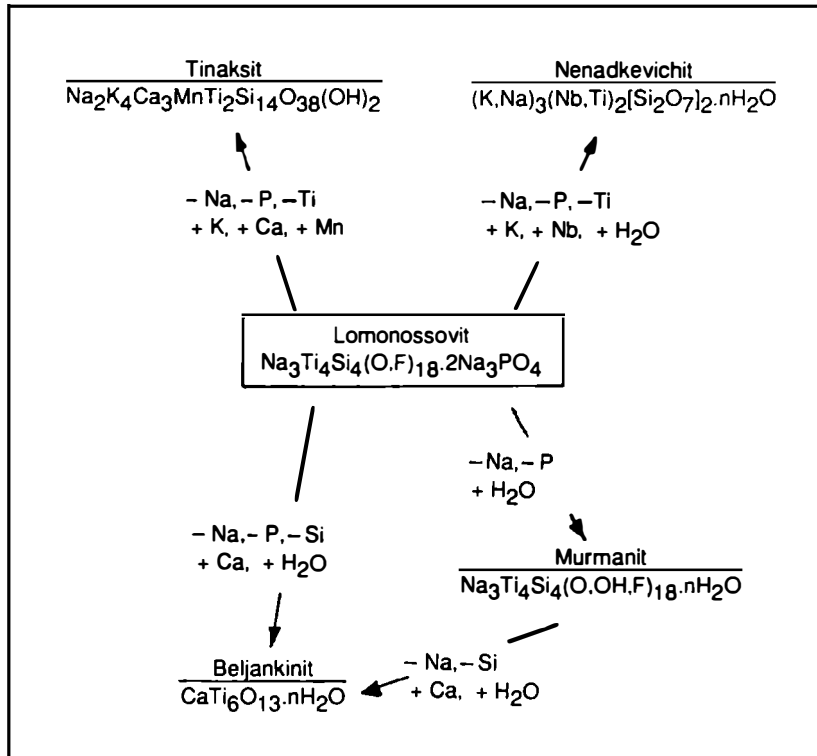


Abb. 2. Transformation und Substitution von Lomonossovite.

Canasit, $\text{Ca}_5\text{Na}_4\text{K}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{F,OH})_4$, ist eines der selteneren Minerale der Pegmatite. Es findet sich in Zonen besonders großer Orthoklas-, Ägirin- und Nephelinkristalle und zwar in Form xenomorpher, bis 3 cm großer Aggregate. Zumeist grüngelb, durchsichtig bis durchscheinend, gut spaltbar nach zwei Richtungen, zu Fasern zerreibbar. Es bildet sich zusammen mit Delhayelit bei der Feldspatisierung.

Fenaksit, $(\text{K,Na})_4\text{Fe}_2^{+2}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2$, ist ein relativ seltenes Mineral, das sich zumeist in Begleitung von Canasit und Delhayelit findet.

Fersmanit kommt in Nephelin-Ägirin-Feldspat-Pegmatiten zusammen mit Eudialyt und Lamprophyllit vor, daneben auch in Pektolith-reichen Gängen. Vielfach bildet er pseudo-hexagonale Kristalle, die für monoklin gehalten wurden, bis 1977 gezeigt werden konnte, daß sie in Wahrheit triklin sind.

Pektolith ist im Khibini-Massiv typisch an komplexe Pegmatite und hydrothermale Gänge gebunden. Größere Kristallaggregate sind die Regel. Pektolith bildet sich oft auf Delhayelit, kann diesen aber auch gelegentlich verdrängen. Auch die Assoziation Pektolith und Villiaumit (in kleinen Warzen) ist typisch. Die Farbe des Pektoliths ist grau, grauweiß oder weiß und wird vom Oxidationszustand des Mn und Fe kontrolliert. Die Kristalle sind feinnadelig bis lamellar.

Ramsayit ist in Pegmatiten und hydrothermalen Gängen häufig zugegen. Von seinen beiden Kristallausbildungen - kurze und langgestreckte Prismen - ist die zuletzt genannte charakteristisch für sekundäre Bildung nach Titan-haltigen Mineralen. Diese Umbildung beginnt am Rand derartiger Kristalle und endet häufig mit einer kompletten Pseudomorphose. So bilden sich aus Lamprophyllit violette Ramsayit-Nadeln, aus tafeligen Ilmeniten feinnadelig braune Ramsayit-Aggregate und auf Titanit Ramsayit-Nadeln, die aus den Flächen des Wirtkristalles herauswachsen. Als primäres Mineral bildet sich Ramsayit tiefhydrothermal in langen Prismen und in inniger Verwachsung mit Natrolith. Zwischen dem Niob-Gehalt des Minerals und seiner Bildungstemperatur gibt es Zusammenhänge.

Chkalovit, ein Berylliumsilikat, ist für die Khibini-Pegmatite neu, obwohl es im benachbarten Lovozero-Massiv häufig und schon länger bekannt ist. Chkalovit bildete sich unter hochhydrothermalen Bedingungen zusammen mit Bariumlamprophyllit, Villiaumit und anderen Mineralen. Tugtupit scheidet sich vielfach auf Chkalovit ab.

Zwei seltene und ungewöhnliche Kalium-haltige Sulfide wurden unter den Mineralen des Khibini-Massivs gefunden: Rasvumit, ein K-Fe-Sulfid, und Djerfisherit, ein K-Cu-Fe-Sulfid. In kleinen Mengen und winzigen Körnern finden sich die beiden Minerale in allen Gesteinen des Massivs. Besonders charakteristisch sind sie für Pegmatite mit Kalium-Metasomatose. In diesem Fall findet man sie als Begrenzung der Kalifeldspäte, des Nephelins und des Enigmatits, aber auch unter später gebildeten Mineralen wie Fenaksit, Villiaumit, Tinaksit oder Lovozerit. Beide Minerale bilden sich auf Pyrrhotin und Chalkopyrit.

Rasvumit bildet nadelige Kristalle (maximal 8 x 1,5 mm) die Ägirinen ähnlich sind. Sie zerbrechen jedoch unter Druck zu extrem feinen und häufig gebogenen Nadelchen. Sehr weich, stahlgraue bis dunkelbraune Farbe, metallischer Glanz, orthorhombisch.

Djerfisherit findet sich oft in Begleitung von Rasvumit, Pyrrhotin und anderen Sulfiden. Häufig bildet er zusammen mit Cubanit und Chalkopyrit Säume um Pyrrhotin-Körner. Makroskopisch dem Pyrrhotin ähnlich, aber mit einem etwas gelblicheren Glanz; hart, sehr spröde und magnetisch. Manche Körner besitzen kubooktaedrische Gestalt.

Wasserfreie **Soda (Natrit)**, Na_2CO_3 , ist ein für Pegmatite neues Mineral. Es wurde in tiefen Grubenniveaus in Urteilen gefunden. Späthydrothermale Begleiter sind Natrolith, nadelige Ägirin, Nacafit, Villiaumit und Sr-RE-Apatit.

Bis zum Beginn der Fünfziger Jahre war man der Ansicht, daß im Khibini-Massiv und dem übrigen Hohen Norden alle alten Lockersedimente von den Gletschern zerstört worden seien. Nur physikalische Verwitterung wurde bemerkt. Unsere Studien zeigten hingegen, daß im Khibini-Massiv die zerbrochenen Gesteine in tektonischen Schwächezonen unter hypergenen Bedingungen instabil wurden und daß auf ihnen eine intensive Verwitterung eingesetzt hat.

Zwei morphologische Typen linearer Verwitterungszonen können unterschieden werden: Steil einfallende und flach einfallende. Die Dicke derartiger Zonen verringert sich in der Tiefe, sie können aber bis zu einer Tiefe von 500 m verfolgt werden. Stärker entwickelt sind die steilstehenden Zonen (bis 50 m dick). Die flach einfallenden Störungszonen sind dünner und kreuzen die steilstehenden. Die Bildung der linearen Verwitterungszonen hängt von den physikochemischen Eigenheiten des Mediums ab und wird von der Mineralparagenese, von der Bereitschaft der Minerale, im Wasser zu hydrolysieren und vom pH des wässrigen Mediums kontrolliert. In den steilstehenden Zonen strömt das Wasser schneller und sein pH überschreitet den Wert 9 nicht. In den flach einfallenden Zonen mit stagnierendem Wasser können pH-Werte von 11 erreicht werden. Eine derartig große Alkalinität wird durch den leicht hydrolysierbaren Nephelin verursacht. Obwohl der Verwitterungsprozess in beiden Arten von Zonen zur selben Zeit begann, weist jede von ihnen ihre Eigenheiten und eigene Mineralkomplexe auf. Das Alter der linearen Verwitterungszonen ist voreiszeitlich.

Die Entwicklung der Verwitterungszonen kann durch die nachfolgend dargestellte Gliederung charakterisiert werden. In den steilstehenden Zonen beobachtet man folgende Stadien: 1 - (Hydroglimmer) Bildung von Hydroglimmer auf Nephelin; 2 - (Nontronit) Verdrängung von Ägirinaugit durch Nontronit, wobei die Gesteine ihre ursprüngliche Textur beibehalten; 3 - (Limonit) Nontronit wird zersetzt unter Bildung von dünnen Häutchen von Hydrogoethit und Chalcedon zersetzt, Gesteinsstruktur verändert; 4 - (Chalcedon) Akkumulierung von weißem porzellanartigem Chalcedon nahe der Oberfläche, Auflockerung der Gesteine.

In den flacheinfallenden Zonen: 1 - (Beidellit, Montmorillonit, Zeolith) Bildung von Tonmineralen und Zeolithen (Phillipsit, Thomsonit, Natrolith) auf Nephelin und Pyroxen; 2 - (Beidellit, Montmorillonit) Umbildung der Zeolithe zu Tonmineralen, auch Chalcedon ist hier zu finden; 3 - (Montmorillonit) Umbildung des Beidellits zu Montmorillonit.

Apatit, ein Hauptbestandteil der Apatit-Nephelin-Gesteine, löst sich an der Atmosphäre bis zu einem pH-Wert von 8. Über diesem Grenzwert ist das Mineral stabil. In den flach einfallenden Bruchzonen, wo das Wasser stagniert, werden pH Werte bis 11 erreicht. Unter diesen stark alkalischen Bedingungen wird Phosphat aus in Form von Frankolith aus der Lösung gefällt.

Die Mineralneubildung im Khibini-Massiv setzt sich bis heute fort. So entsteht z.B. bei Anwesenheit von Pyrrhotin in Oxidationszonen Baryt; Villiaumit und Nephelin bilden Trona und Natrit, Birnesit nach Schizolith (Manganpektolith), Zirfesit (eine Zr-haltige Verwitterungskruste) in Gebieten mit Eudialyt, sowie verschiedene Phosphatminerale nach Lomonosovit.

Viele Minerale, die im Khibini-Massiv erstmals entdeckt wurden, sind nach Wissenschaftlern benannt, die das Gebiet bearbeitet haben. An die wichtigsten von Ihnen sei mit der Aufzählung der folgenden Mineralnamen erinnert: Fersmanit, Labuntsevit, Kostelevit, Kupletskit, Tikhonenkovit, Bonshtetit, Bornemanit, Belovit und Dorfmanit.

Natürlich konnte ich in meinem Bericht nicht auf alle Minerale einschließlich der Gesteinsbildner des Khibini-Massivs eingehen. Mein Hauptaugenmerk richtete sich auf einige Minerale der ultra-agpaitischen Gruppe und auf deren Reaktionen. Ich hoffe Ihnen damit einen kleinen Einblick in das Khibini-Massiv gegeben zu haben, dessen Untersuchung ich mehr als zwanzig Jahre meines Lebens widmete.

(Übertragung des Textes ins Deutsche durch die Schriftleitung)

Tabelle 1. Minerale des Khibinl Massivs (Titan-Silikate, Zirkon-Silikate und apgaitische Familie)

Titan-Silikate

Lomonossovit	$\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O},\text{F})_{18} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$
β -Lomonossovit	$\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O},\text{F})_{18} \cdot \text{Na}_2\text{H}_3(\text{PO}_4)_2$
Murmanit	$\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4(\text{O},\text{F})_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Vuonnemit	$\text{Na}_4\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$
Ba-Lamprophyllit	$(\text{Ba},\text{Sr})_2(\text{Na},\text{K})_2(\text{Ti},\text{Fe})\text{Ti}_2\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4(\text{O},\text{OH},\text{F})_4$
Mg-Astrophyllit	$(\text{K},\text{Na})_8(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})_{12}\text{Ti}_4\text{Si}_{16}\text{O}_{32}(\text{OH},\text{F})_8$
Yuksporit	$(\text{Na},\text{K})_2(\text{Ca},\text{Ba},\text{Ti})_3\text{Si}_4[\text{O}(\text{OH},\text{F})]_{14}$
Scherbakovit	$(\text{Na},\text{K},\text{Ba})_3(\text{Ti},\text{Nb})_2\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4$
Fersmanit	$(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Ti},\text{Nb})\text{SiO}_5(\text{OH},\text{F})_2$
Tinakisit	$\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ca}_2\text{MnTi}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]_2$
Ilmaussit	$(\text{Ba},\text{Na},\text{K})_7\text{Ce}(\text{Ti},\text{Nb},\text{Fe})_3\text{Si}_6\text{O}_{28} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Natisit	$\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$
Kazakovit	$\text{Na}_5\text{H}_2\text{TiSi}_8\text{O}_{18}$
Koashvit	$\text{Na}_3\text{CaTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot \text{H}_2\text{O}]_2$
Tisinalit	$\text{Na}_3\text{H}_3(\text{Mn},\text{Ca},\text{Fe})\text{TiSi}_8(\text{O},\text{OH})_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Ramsayit	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]_2\text{O}_3$
Labuntsov	$(\text{Na},\text{K},\text{Ba})_{10-x}(\text{Ti},\text{Nb})_9[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4(\text{O},\text{OH})_{10} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
K-Labuntsov	$(\text{Na},\text{K})_{10-x}(\text{Ti},\text{Nb})_9[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_4(\text{O},\text{OH})_{10} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Nenadkevichit	$(\text{Na},\text{Ca},\text{K},\text{Mn})_{2-x}(\text{Nb},\text{Ti})_2(\text{O},\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot \text{H}_2\text{O}$

Zirkon-Silikate

Eudialyt	$\text{Na}_4(\text{Ca},\text{Ce},\text{Fe})_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{OH},\text{Cl})_2$
Wadeit	$\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_8$
Zirsinalith	$\text{Na}_3\text{CaZrSi}_6\text{O}_{18}$
Lovozerit	$(\text{Na},\text{Ca})_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_8$
Khibinskit	$\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$
Umbit	$\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Paraumbit	$\text{K}_2\text{Zr}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Katapleit	$(\text{Na},\text{Ca})_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Gaidonnayit	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Kostelevit	$\text{K}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Silikate

Kalifeldspat	$(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Nephelin	$\text{KNa}_5[\text{AlSi}_6\text{O}_{14}]_4$
Kalsilit	KAlSiO_4
Alkalipyroxen	$(\text{Na},\text{Fe}^{3-},\text{Mg},\text{Fe}^{2-})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Alkali amphibol	$(\text{Na},\text{Fe}^{2-},\text{Mg})_4(\text{Fe}^{3-},\text{Ti})(\text{Si},\text{Al},\text{Fe})_8\text{O}_{22}(\text{O},\text{OH},\text{F})_2$
Biotit	$\text{K}(\text{Fe}^{2-},\text{Mg})_3[\text{Si}_3(\text{Al},\text{Fe}^{3-})\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Pectolith	$\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Si}_2\text{O}_6(\text{OH})]$
Delhayelit	$\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2[(\text{Si},\text{Al})_6\text{O}_{18}](\text{F},\text{Cl})_2$
Canasit	$\text{Ca}_3\text{Na}_4\text{K}_2[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}](\text{F},\text{OH})_4$
Fenaksit	$(\text{K},\text{Na})_4\text{Fe}^{2-}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2$
Denisovit	$(\text{Ca}_4(\text{K}_{1,4}\text{Na}_{0,6})_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH},\text{F})_2$
Phosinait	$\text{Na}_2(\text{Ca},\text{Ce})(\text{SiO}_3)_3(\text{PO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Clinophosinait	$\text{Na}_2\text{CaPSiO}_7$
Chkalovit	$\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$
Kalborsit	$\text{K}_8\text{BaAl}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4\text{Cl}$
Imandrit	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$
Natrosilit	$\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$

Shavranovskit	$(\text{Na}, \text{K})_3(\text{Mn}, \text{Fe})_3\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$		
Zakharovit	$\text{Na}_4\text{Mn}^{2+}\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$		
Natrolith	$\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Sodalith	$\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6(\text{Cl}, \text{S})_2$		
Analcim	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$		
Apophyllit	$\text{KCa}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}]\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$		
Amicit	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$		
Perllialit	$\text{K}_6\text{Na}(\text{Ca}, \text{Sr})[\text{Al}_{12}\text{Si}_{24}\text{O}_{72}] \cdot 15\text{H}_2\text{O}$		
Lithosit	$\text{K}_6\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{28} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Hydrodelhayelit	$\text{KCa}_2\text{H}_2(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$		
Sulfide			
Pyrrhotin	Fe_{1-x}S	Troilit	FeS
Co-Pentlandit	$(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	Mackinawit	FeS
Chalkopyrit	CuFeS_2	Cubanit	CuFe_2S_3
Bornit	Cu_5FeS_4		
Djerfisherit	$\text{K}_5\text{Na}(\text{Fe}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{28}\text{Cl}$	Rasvumit	KFe_2S_3
Galerit	PbS	Sphalerit	ZnS
Sulfate			
Baryt	BaSO_4		
Halogenide			
Villiaumit	NaF	Fluorit	CaF_2
Halit	NaCl		
Phosphate			
Sr-Apatit	$(\text{Ca}, \text{Sr})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$		
Nefedovit	$\text{Na}_3\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4\text{F}$		
Nacaphit	$\text{Na}_3\text{Ca}(\text{PO}_4)_2\text{F}$		
Arctit	$\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3\text{F}$		
Olympit	Na_2PO_4		
Naphoit	Na_2HPO_4		
Natrophosphat	$\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot \text{H}_2\text{O}$		
Sidorenkit	$\text{Na}_2\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$		
Bonshtedit	$\text{Na}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$		
Karbonate			
Kalzit	CaCO_3		
Strontianit	SrCO_3		
Ankyllit	$\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$		
Natrit	Na_2CO_3		
Shortit	$\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$		
Thermonatrit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$		
Pirssonit	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Gaylussit	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$		
Natron	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$		
Trona	$\text{Na}_2\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		
Komplexe Oxide			
Pyrochlor	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{SEE}, \text{U})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$		
Nioboloparit	$(\text{Na}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Nb})(\text{O}, \text{OH})_3$		
Pridelit	$(\text{K}, \text{Ba})_{2-7}(\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Al})_6\text{O}_{18}$		

ÜBER DREI GEOCHEMISCH STARK VARIIERENDE SUBTYPEN VON I-TYP GRANIT-ASSOZIATIONEN MIT Na₂O-, MIT CaO- UND MIT K₂O-BETONUNG

von

F. Finger, G. Friedl und H. Matl ^{*)}

(eingelangt am 2.3.1989)

CHAPPEL und WHITE (1974) haben im Lachlan Fold Belt in Australien eine grundlegende Zweigliederung der dortigen Granitoide in einen S- und einen I-Typ vorgestellt, welche mittlerweile weltweit in dieser Art gebräuchlich geworden ist. Nach der Idee jener Autoren entstehen S-Typ Granitoide bei der Anatexis von (Meta)Sedimenten, während die I-Typ Granitoide vielmehr auf das Schmelzen diverser "(meta)igneous sources" zurückgeführt werden können. Als typische Eigenheiten einer I-Typ Granitsuite gelten nach CHAPPEL & WHITE (1974):

- a.) eine größere kompositionelle Variabilität (z.B. im SiO₂-Gehalt)
- b.) ein metalumischer oder schwach peralumischer, kalkalkalischer Charakter (Al₂O₃/Na₂O + K₂O + CaO < 1,1)
- c.) relativ hohe Na₂O-Gehalte (>2,2 % bei mafischen, > 3,2% bei felsischen Varietäten).

Auf österreichischem Staatsgebiet treten sowohl in den außeralpinen wie in den zentralalpinen Kristallinaren (Meta)Granitassoziationen auf, welche derartige I-Typ Merkmale aufweisen. Etliche dieser Vorkommen wurden nun hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung systematisch verglichen und gruppiert. Dabei konnten drei geochemisch stark divergierende Subtypen von I-Typ Granitvergesellschaftungen auseinandergelassen werden:

1.) Eine erste Gruppe besitzt auffällig hohe Gehalte an Na₂O, Sr und Ba. Eine solche Na₂O-betonte I-Typ-Granitfamilie bilden beispielsweise die variszischen Granitoide des östlichen Tauernfensters (Hochalm I-Typ Granitoide *sensu* FINGER & STEYRER, 1988; siehe Abb. 1). Auch die vermutlich cadomischen "Cetischen Granitoide", repräsentiert durch exotische Blöcke in der Flysch- und Ultrahelvetikumszone (FRASL & FINGER, 1988), haben ähnlich hohe Na₂O-, Sr- und Ba-Gehalte. Ein weiteres Beispiel für diese Na₂O-betonte Gruppe sind überdies die cadomischen Granitoide des Brünner Raumes in der CSSR (DUDEK, 1980) und ihre Entsprechungen im Thayapluton des Moravikums in Niederösterreich (FINGER et al., 1989). Eine vergleichbare Na₂O-Sr-Ba-Betonung läßt sich

+) Anschrift der Verfasser
Dr. F. Finger, Dr. G. Friedl und Dr. H. Matl
Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Übrigens auch bei vielen jener Granitassoziationen feststellen, welche heute entlang der Circum-Pazifischen Kontinentalränder aufgeschlossen sind, z.B. in Zentral-Chile (LOPEZ-ESCOBAR, 1979), in der Sierra Nevada (BATEMAN & CHAPPELL, 1979), oder bei der "Moruya Suite" in SE Australien (GRIFFIN et al., 1978).

Eine wesentliche Rolle bei der Entstehung der Na₂O-betonten I-Typ Magmen scheint die Wiederaufschmelzung von (Meta)Basiten einer "Unterkruste" im Bereich destruktiver Plattenränder zu spielen (vgl.z.B. GILL & STORK, 1979; WHITE, 1979; CHAPPELL & STEPHENS, 1988).

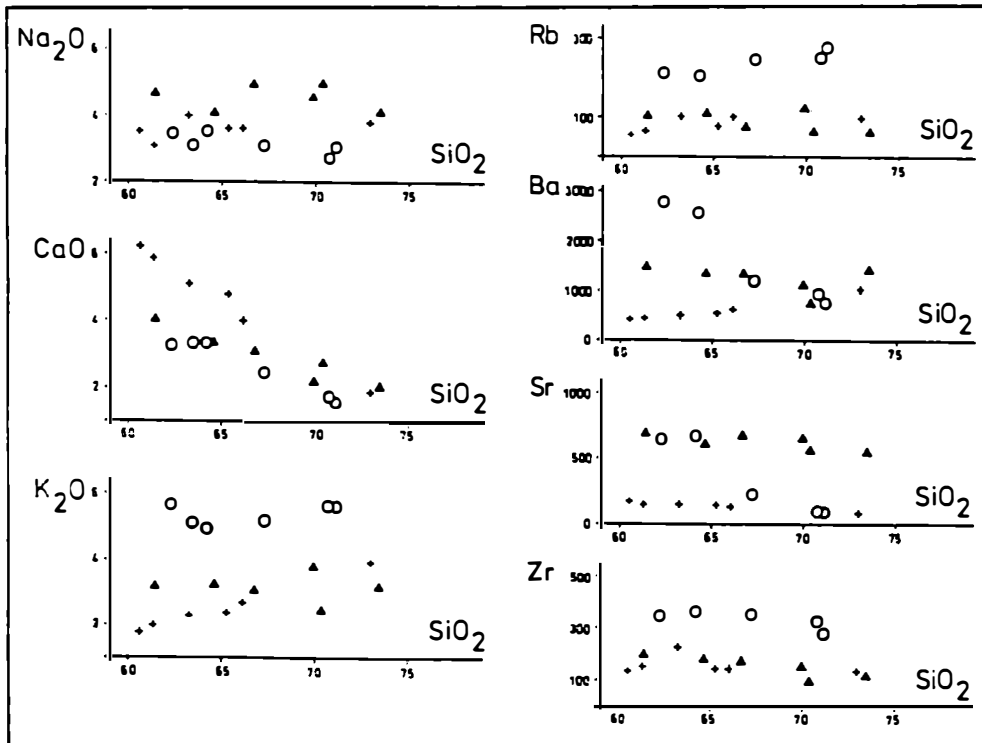


Abb. 1. Harker-Diagramme mit Eintragungen von: 1.) Hauptvarianten von Hochalm Granitoiden des östlichen Tauernfensters (FINGER & STEYRER, 1988) als Beispiel für eine Na₂O-betonte I-Typ Serie (Dreiecke). 2.) Hauptvarianten von Zillertal-Venediger Granitoiden des westlichen Tauernfensters (FINGER & STEYRER, 1988) als Beispiel für eine CaO-betonte I-Typ Serie (Kreuze). 3.) Hauptvarianten des Engerwitzdorfer Granits aus dem oberösterreichischen Moldanubikum (BARTAK & FINGER, unveröff.) als Beispiel für eine K₂O-betonte I-Typ Serie (Kreise).

2.) Andere österreichische I-Typ Granitsuiten, und zwar interessanterweise stets solche mit postorogener Stellung, erwiesen sich als viel CaO-reicher bei vergleichsweise niedrigeren Na₂O-, Sr und Ba-Gehalten. Ein typisches Beispiel für diese CaO-betonte Gruppe ist der variszisch-postorogene Zillertal-Venediger Tonalitkomplex (FINGER & STEYRER, 1988; SCHERMAIER, 1989; vgl. Abb. 1). Auch die alpidisch-postorogenen, von Tonaliten dominierten Plutone entlang der periadriatischen Linie (z.B. der bekannte Adamello-Pluton, aber ebenso die diesbezüglichen österreichischen Vorkommen) besitzen ähnliche geochemische Charakteristik (DUPUY et al., 1982; BELLINI et al., 1981).

Im Circum-Pazifischen Raum haben z.B. der Captains Bay Pluton in Unalaska (PERFIT et al., 1980), die Tonalite der Westkordillere Kolumbiens (STIBANE, 1981) oder die Jindabyne Suite im Südosten Australiens (HINE et al., 1978) eine solche CaO-Betonung.

Der CaO-betonte Subtyp ist vermutlich sehr wesentlich durch Schmelzanteile geprägt, die direkt aus dem Erdmantel stammen (Differentiation \pm Kontamination einer "high aluminum" basaltischen Mutterschmelze ?, siehe z.B. PERFIT et al., 1980, DUPUY et al., 1982; CHAPPELL & STEPHENS, 1988).

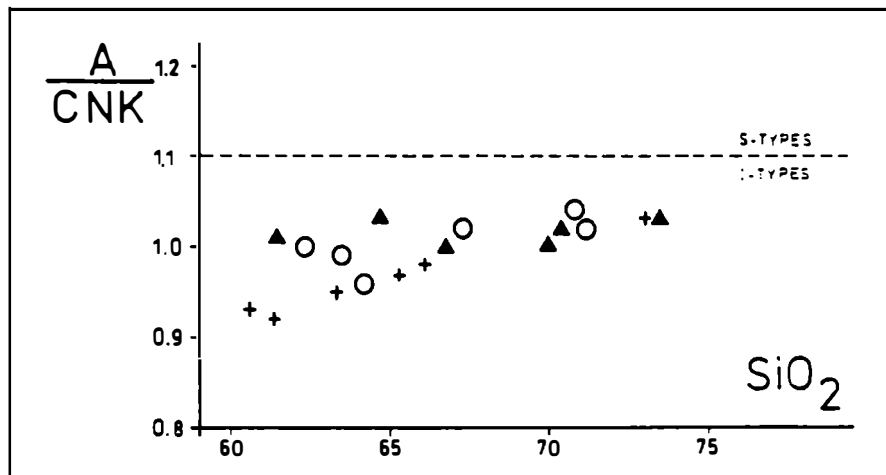


Abb. 2. Die Abbildung zeigt, daß sowohl die Na₂O-betonte Hochalm Granitoide (1) als auch die CaO-betonte Zillertal-Venediger Granitoide (2) als auch die K₂O-betonte Granitoide der Engerwitzdorfer Gruppe (3) trotz ihrer sonstigen chemischen Differenziertheit (vgl. Abb. 1) im SiO₂ vs. mol(AI₂O₃/Na₂O-CaO-K₂O (=A/CNK)) Diagramm charakteristische I-Typ Eigenschaften aufweisen, nämlich eine weite SiO₂-Variation bei metalumischen bis schwach peralumischen Verhältnissen. Symbole wie in Abb. 1.

3.) Ein dritter K₂O-betonter I-Typ, der auch signifikant hohe Konzentrationen an Rb, Sr, Ba, Zr, und Y besitzt (Abb. 1, Tab. 1), baut weite Teile des jungpaläozoischen südböhmischen Granitareals im oberösterreichischen Moldanubikum auf (z.B. Schlierengranit, Weinsberger, Engerwitzdorfer und Karlstifter Granit; FINGER et al., 1989; LIEW et al., 1989). Diese variszische K₂O-betonte I-Typ Granitfamilien dürften ihre geochemische Charakteristik durch die weiträumige Aufschmelzung biotitreicher intermediärer Gneise (ehemalige Metavulkanite ?) der tieferen kontinentalen Kruste erhalten haben (KOSCHIER & FINGER, 1989).

In petrographischer Hinsicht fällt auf, daß die Na₂O-betonte Granitoidfamilien Österreichs i.a. wenig oder keine mafischen, dagegen reichlich intermediäre und felsische Anteile (Quarzdiorite, Tonalite, Granodiorite, Granite) besitzen, während die CaO-betonte Familien regelmäßig auch einige Gabbrodiorite beinhalten. Dominiert werden die CaO-betonte Familien normalerweise von intermediären tonalitischen Varianten; helle felsische Varietäten, insbesondere mit granitischer Zusammensetzung (s.s.), treten hier mengenmäßig sehr zurück. Die K₂O-betonte I-Typ

Granitassoziationen des oberösterreichischen Moldanubikums bestehen, abgesehen von einigen eher lokalen, intermediären quarzmonzodioritischen Anteilen in der Hauptsache aus groben, relativ quarzarmen Graniten (s.s.) mit porphyrischen Kalifeldspäten.

In den Klassifikationsdiagrammen von PEARCE et al. (1984) zur geotektonischen Interpretation granitischer Gesteine zeigen alle Na_2O - und CaO -betonten Granitfamilien und auch der Großteil der K_2O -betonten I-Typ Granitoide Spurenelementgehalte, wie sie für "volcanic arc granites" typisch sind. Einige Granitoide der K_2O -betonten Gruppe haben auf Grund ihrer hohen Zr- und Y-Gehalte gewisse Affinitäten zu "within-plate granites" *sensu* PEARCE et al. (1984).

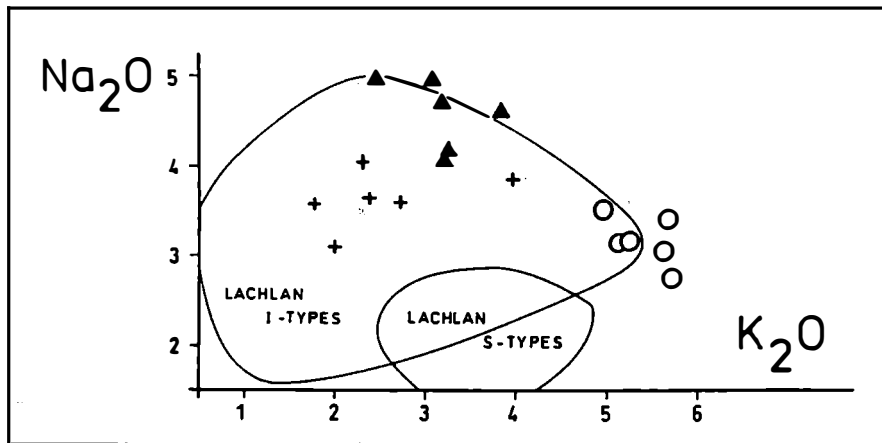


Abb. 3. Im Diagramm Na_2O vs. K_2O fallen die Zillertal-Venediger Granitoide (2) ziemlich in die Mitte des Lachlan I-Typ Feldes von WHITE & CHAPPELL (1983). Die Hochalm Granitoide (1) besetzen den oberen, d.h. Na_2O -reichen Rand, die Granitoide der Engerwitzdorfer Gruppe (3) liegen am rechten, d.h. K_2O -reichen Rand dieses Feldes. Symbole wie in Abb. 1.

Tab. 1 (nachfolgende Seite) Röntgenfluoreszenzanalysen von:

- 1.) Hauptvarianten von Hochalm Granitoiden des östlichen Tauernfensters (FINGER & STEYRER, 1988) als Beispiel für eine Na_2O -betonte I-Typ Serie
- 2.) Hauptvarianten von Zillertal-Venediger Granitoiden des westlichen Tauernfensters (FINGER & STEYRER, 1988) als Beispiel für eine CaO -betonte I-Typ Serie
- 3.) Hauptvarianten des Engerwitzdorfer Granits aus dem oberösterreichischen Moldanubikum (BARTAK & FINGER, unveröff.) als Beispiel für eine K_2O -betonte I-Typ Serie.

Die Eintragungen dieser Analysen in den Diagrammen der Abb. 1-3 sind wasserfrei gerechnet und auf 100% normiert. H_2O = Glühverlust; A/CNK = $\text{mol Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

	1. HOCHALM SUITE (high Na ₂ O)						2. ZILLERTAL-VENEDIGER SUITE (high CaO)						3. ENGERWITZDORF SUITE (high K ₂ O)					
SiO ₂	60.60	63.54	65.75	69.19	69.52	72.91	60.09	60.73	62.02	64.47	66.23	72.15	60.86	62.29	63.09	67.02	69.78	70.01
TiO ₂	0.48	0.69	0.37	0.31	0.22	0.24	0.81	0.57	0.71	0.15	0.56	0.20	0.73	0.95	0.75	0.72	0.62	0.52
Al ₂ O ₃	18.39	16.63	16.98	15.67	16.17	14.50	17.63	16.40	17.11	16.50	15.77	14.37	17.28	16.22	16.31	15.91	14.25	14.11
FeO	4.24	4.08	2.83	2.12	1.59	1.39	5.67	6.55	4.92	4.60	3.82	2.04	4.26	4.79	4.37	3.78	2.73	2.73
MnO	0.23	0.15	0.07	0.05	0.01	0.14	0.24	0.20	0.11	0.13	1.45	0.05	0.08	0.10	0.09	0.07	0.03	0.05
MgO	2.43	2.23	1.19	0.74	0.86	0.47	3.04	3.34	1.71	2.04	1.73	0.42	1.85	1.86	1.60	1.21	0.79	0.73
CaO	3.98	3.32	3.06	2.23	2.76	2.07	6.20	5.82	5.02	4.72	4.00	1.89	3.20	3.32	3.32	2.54	1.73	1.60
Na ₂ O	4.64	4.01	4.90	4.58	4.94	4.12	3.54	3.08	3.97	3.59	3.59	3.81	3.37	3.09	3.47	3.19	2.72	3.03
K ₂ O	3.16	3.18	3.05	3.81	2.44	3.21	1.76	1.98	2.25	2.36	2.73	3.91	5.53	5.06	4.86	5.30	5.61	5.52
P ₂ O ₅	0.36	0.34	0.21	0.16	0.11	0.07	0.16	0.24	0.19	0.18	0.23	0.06	0.39	0.41	0.33	0.27	0.21	0.17
H ₂ O	2.14	1.64	0.94	0.75	0.76	1.03	1.30	1.08	0.85	1.43	0.78	1.35	1.34	1.22	0.88	0.58	0.55	0.66
tot	100.65	99.81	99.35	99.61	99.38	100.15	100.44	99.99	98.86	100.17	100.89	100.25	98.89	99.31	99.07	100.59	99.02	99.13
A/CNK	1.01	1.03	1.00	1.00	1.02	1.03	0.93	0.92	0.95	0.97	0.98	1.03	1.00	0.98	0.96	1.02	1.04	1.02
Nb	13	16	6	20	11	6	11	13	15	12	12	11	21	n.b.	20	18	19	21
Zr	200	187	177	159	99	122	137	152	226	147	142	133	349	n.b.	364	351	326	280
Y	19	12	8	10	6	7	22	27	33	21	18	12	38	n.b.	43	37	34	55
Sr	882	716	858	824	634	605	355	287	299	303	264	193	805	n.b.	843	462	204	183
Rb	108	118	75	137	67	67	55	65	105	80	109	100	170	n.b.	161	226	231	265
Ba	1492	1867	1382	1133	775	1420	414	456	515	540	641	1014	2797	n.b.	2534	1203	918	748

Literatur

- BATEMAN, P.C. & CHAPPELL, B.W. (1979): Crystallisation, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol.Soc. Am.Bull.* 90, 456-482.
- BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G. (1981): The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis. *Contrib.Min.Petrol.* 78, 145-156.
- CHAPPELL, B.W. & STEPHENS, W.E. (1988): Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans.R.Soc.Edinburg: Earth Sci.* 79, 71-86.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, p.172-174.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno - Vistulicum. *Rozpravy Cechoslov.Akad.Ved., rada mat. a prir. ved.* 90/8, 1-85, Praha.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & FRATTA, M. (1982): Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). *Contrib.Min.Petrol.* 80, 41-48.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1988): Granite types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - some aspects on their correlation to the Variscan plate tectonics processes. *Geodin. Acta* 2, 75-87.
- FINGER, F., FRASL, G., FRIEDL, G., HÖCK, V. & LIEW, T.C. (1989): Geology and petrology of the Late Palaeozoic granitoid complex in the Southern Bohemian Massif (Austria). *Proceed.Vol.Congr. "The Bohemian Massif"*, Geol.Survey CSSR, Prague, Sept. 1988.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P. (1989): The granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria - Products of a Cadomian active continental margin ?. *J.Precamb.Res.* (im Druck).
- FRASL, G. & FINGER, F. (1989): The Cetic Massif below the Eastern Alps - characterized by its granitoids. *Schweiz.Min.Petr.Mitt.* (im Druck).
- GILL, J.B. & STORK, A.L. (1979): Miocene low-K dacites and trondhjemites of Fiji. In: BARKER, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks.* Elsevier, Amsterdam, p. 629-649.
- GRIFFIN, T.J., WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1978): The Moruya Batholith and geochemical contrasts between the Moruya and Jindabyne suites. *J.Geol.Soc. Australia* 25, 235-247.
- HINE, R., WILLIAMS, I.S., CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1978): Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J.Geol.Soc.Australia* 25, 219-234.
- KOSCHIER, E. & FINGER, F. (1989): Genesis of high-K₂O I-type granitoids in the southern Bohemian Massif (Austria). *Terra Cognita* (in press).

- LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F.A. & OYARZUN, J. (1979): Geochemical characteristics of Central Chile Granitoids. *Contrib.Min.Petrol.* 70, 439-450.
- PEARCE, J.A., HARRIS, M.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J.Petrol.* 25, 956-983.
- PERFIT, M.R., BRUECKNER, H., LAWRENCE, J.R. & KAY, R.W. (1980): Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: A model for fractionation in the Aleutian Calc-alkaline Suite. *Contrib. Min.Petrol.* 73, 69-87.
- SCHERMAIER, A. (1989): Geologie und Petrographie im Gebiet um den Kratzenbergsee (östliches Venedigergebiet, Hohe Tauern). Diplomarbeit Univ. Salzburg.
- STIBANE, F.R. (1981): K/Ar-ages of tonalites, Cordillera Occidental, Columbia, and their tectonical interpretation. *Zbl.Geol.Paläont. Teil I*, 1981, 252-259.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: RODDICK, J.A. (Ed.) *Circum Pacific Plutonic Terranes. Geol.Soc.Am.Mem.* 159, 21-34.

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1989

1. Im Vereinsjahr 1989 fanden folgende Vorträge und Veranstaltungen statt:

Veranstaltungsort: Wien

23. 1. Prof. Dr. J. Zemmann (Wien)
Gläser in den Erdwissenschaften
20. 3. Prof. M. D. Dorfman (Moskau)
Mineralogy of Khibini's Massif of nepheline syenite on Kola peninsula
3. 4. Dr. R. Göd (Wien)
Metallogenetische Probleme der südlichen Böhmisches Masse
20. 4. Dr. S. Schwarzmann (München)
Die Mineralogische Staatssammlung in München: Geschichte und Mineralien
8. 5. Prof. Dr. Z. Misár (Prag)
Upper mantle rocks in the Bohemian Massif
29. 5. Dr. I. Cerny (Bad Bleiberg)
Lagerstättenforschung in der BBU - Ergebnisse und Ausblick
12. 6. Doz. Dr. P. Pongratz (Wien)
Anwendung der Elektronenmikroskopie in der Mineralogie
- 9.10. Prof. Dr. W. Schreyer (Bochum)
Ultrahochdruck-Metamorphose von Sedimenten als Beweis für tiefe Subduktion der Erdkruste
- 11.10. Prof. Dr. A. Bakirow (Frunze)
Eklogit-haltige Komplexe des Ural-Tien-Schan Falteingürtels und ihre Bildungsbedingungen
- 11.10. Dr. W. Michajiljow (Frunze)
Farbsteine Kirgisiens
- 23.10. Prof. Dr. W. Lieber (Heidelberg)
Einige Mineralvorkommen im Westen der USA
- 6.11. Prof. Dr. W. Zednicek (Leoben)
Angewandte Mineralogie - ein heute für viele Industriebetriebe schon unentbehrlicher Fachbereich, dargestellt anhand einiger Anwendungsbeispiele aus der österreichischen Industrie

- 20.11. Prof. Dr. M. Engi (Bern)
Petrogenetische Bedingungen der Metamorphose: Ein integrierter Ansatz aus Feld und Experiment
- 27.11. HR. Dipl.-Ing. Dr. J. Ponahlo (Wien)
Die Unterscheidung natürlicher Edelsteine von synthetischen Steinen mit Hilfe der Kathodolumineszenz
- 4.12. Dr. L. Weber (Wien)
Zur Rohstoffversorgung Österreichs und der Rohstoffsuche aus der Sicht der Verwaltung

Die durchschnittliche Besucherzahl der Vorträge lag am Veranstaltungsort Wien bei 21. Zusätzlich wurde noch ein Sammlerabend mit einem Referat von K. Becherer (Wien) mit 20 Besuchern und ein Bestimmungsabend mit 9 Besuchern abgehalten. Außerdem war die Gesellschaft zu 7 Vortragsveranstaltungen eingeladen.

Weiters wurde mit 21 Teilnehmern vom 14. - 25. August eine sehr erfolgreiche Grönlandexkursion durchgeführt.

Veranstaltungsort: Graz

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verein veranstaltet.

- 4. 4. Dr. W. Weber (Freiberg)
Geologische Evolution, Tektonik und Metallogenese der Antarktis
- 5. 4. Dr. W. Weber (Freiberg)
800 Jahre Freiburger Bergbau
- 5. 4. Dr. W. Quellmalz (Dresden)
Die Edlen Steine Sachsens
- 25. 4. HR. Dipl.-Ing. Dr. J. Ponahlo (Wien)
Die Anwendung der Kathodolumineszenz in der Edelsteindiagnose
- 1. 6. Friedrich-MOHS-Kolloquium
- 12.10. Prof. Dr. A. Bakirow (Frunze)
Eklogit-haltige Komplexe des Ural-Tien-Schan Faltegürtels und ihre Bildungsbedingungen
- 12.12. Prof. Dr. A. Beran (Wien)
Zum Wassergehalt von "wasserfreien" Mineralen

Weiters wurde die Gesellschaft vom 7. - 8. Oktober zur Herbstfachtagung des Joanneums, bei der 4 Vorträge und eine ganztägigen Exkursion abgehalten wurden, nach Graz eingeladen.

Veranstaltungsort: Innsbruck

- 11. 1. Dr. T.M. Seward (Zürich)
Mass transport and mineral deposition in active hydrothermal systems
- 26. 4. Prof. Dr. V. Dietrich (Zürich)
Amphibol-dominierte Differentiation in kalkalkalischen Vulkaniten (Ägäischer Inselbogen)
- 10.11. Dr. D. C. Rubie (Bayreuth)
Kinetics of mineral reactions at high pressure

Veranstaltungsort: Salzburg

Die Vorträge wurden gemeinsam mit der Abteilung für Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenkunde des Institutes für Geowissenschaften abgehalten.

- 19. 4. Prof. Dr. P. Buck (Marburg)
Welchen Beitrag zur materialwirtschaftlichen Forschung kann die Kristallographie leisten
- 3. 5. Prof. Dr. M.K. Pavicevic (Belgrad)
Ti-deposit in Allchar the most favourable telescope for checking P.P. thermo nuclear circle of sun
- 18. 5. Doz. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die Einschlüsse von Quarz-Kristallen aus alpinen Klüften am Südrand des Gotthardmassivs
- 18. 5. Doz. Dr. H. A. Stalder (Bern)
Die geschützte Mineralkluft an der Gerstenegg, Grimsel - Naturschutz in den Schweizer Alpen
- 1. 6. Prof. Dr. H. Annersten (Uppsala)
Intra-crystalline kinetics in silicates
- 8. 6. Prof. Dr. F. Hawthorne (Manitoba)
Crystal structure: a key to mineral chemistry and paragenesis
- 17.10. Prof. Dr. G. Moh (Heidelberg)
Tieftemperatursulfidsynthesen and Anwendung zur Genese und Paragenese des Kupferschiefers
- 18.10. Prof. Dr. G. Moh (Heidelberg)
Typische Sulfidminerale, ihre Synthese und Anwendungsbeispiele im System Kupfer-Nickel-Schwefel in Relation zu natürlichen Mineralparagenesen
- 6.12. Prof. Dr. K. Bente (Göttingen)
Kristallchemie komplexer Sulfide am Beispiel von Sulfosalzen

2. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen.

3. Das Heft 134 wurde im Berichtsjahr zum Druck gegeben, das nächste ist in Vorbereitung.

4. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand 1.1.1989	=	297
Neue Mitglieder	+	6 Dr. F. Finger (Salzburg) R. Hula (Wien) R. Miletich (Wien) A. Rauscher jun. (Mautern) K. Samwald (Traisen) Dir. H. Soucek (Trumau)
verstorben	-	2 Dr. F. Bauer (Wien) W. Genetheim (Wien)
ausgetreten	-	6
wegen Nichtbegleichung der Mitgliedsbeiträge gestrichen	-	4 Dr. R. Phillippitsch (Weißpriach) R. Setele (Wien) Dr. Ch. Veltmann (Schwaz) H. Weiß (Wien)
Mitgliederstand 31.12.1989	=	291
Ehrenmitglieder	+	11
Träger der Becke-Medaille	+	7

Wien, 11. 1. 1990

F. Koller
(Schriftführer)